



Escuela de Ingeniería.
Ingeniería civil Geológica.

“Propuesta metodológica para la evaluación de la susceptibilidad de colapso volcánico: área de los volcanes Socompa, Lullailaco y Lastarria (Norte de Chile)”.

Luis Humberto Rivera Riquelme.
Profesora guía: Laura Becerril Carretero.
Profesora co-guía: Lizette Bertin Brstilo.

Memoria para optar al título de Ingeniero Civil Geólogo

Rancagua, Chile
Enero, 2023

Índice

Contenido

RESUMEN	3
INTRODUCCIÓN	4
OBJETIVO GENERAL	5
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
MARCO GEOLÓGICO	6
ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES	6
<i>Volcán Taapaca (18°06'S – 69°31'O)</i>	6
<i>Volcán Parinacota (18°10'S – 69°09'O)</i>	6
<i>Volcán Irruputuncu (20°44'S – 68°33'O)</i>	7
<i>Volcán Ollagüe (21°19'S – 68°11'O)</i>	7
<i>Volcán San Pedro (21°53'S – 68°24'O)</i>	8
<i>Volcán Socompa (24°23'S – 68°15'O)</i>	9
<i>Volcán Lulllaillaco (24°43'S – 68°32'O)</i>	9
<i>Volcán Lastarria (25°10'S – 68°30'O)</i>	10
ZONA VOLCÁNICA SUR DE LOS ANDES	11
<i>Complejo Volcánico Planchón–Peteroa (35°14'S – 70°34'O)</i>	11
<i>Volcán Antuco (37°24'S – 71°21'O)</i>	11
<i>Volcán Llaima (38°41'S – 71°43'O)</i>	12
<i>Volcán Lanín (39°37'S – 71°29'O)</i>	12
<i>Volcán Calbuco (41°19'S – 72°36'O)</i>	13
METODOLOGÍA	15
EVALUACIÓN DE LAS DIMENSIONES CRÍTICAS	16
ANÁLISIS MULTICRITERIO PARA EVALUAR SUSCEPTIBILIDAD POR COLAPSO VOLCÁNICO	18
PROPUESTA AL FACTOR DEL RANKING.	21
RESULTADOS	23
EVALUACIÓN DE LAS DIMENSIONES CRÍTICAS	23
ANÁLISIS MULTICRITERIO PARA EVALUAR LA SUSCEPTIBILIDAD POR COLAPSO VOLCÁNICO.	28
PROPUESTA AL FACTOR DEL RANKING.	38
DISCUSIÓN	40
CONCLUSIONES	44
REFERENCIAS	45
ANEXOS	52

Resumen

El presente estudio nace con la finalidad de generar una propuesta metodológica para evaluar la susceptibilidad por colapso en los volcanes activos chilenos. Esta propuesta consta de tres etapas: (1) Recopilación y análisis de parámetros críticos, tales como altura y volumen para 13 volcanes de Chile, siguiendo la metodología planteada por Sigurdsson (2015) y generando una proyección de colapso en años para cada uno de ellos; (2) Análisis de susceptibilidad para los volcanes Socompa, Llullaillaco y Lastarria siguiendo una metodología heurística combinando variables como geología, geomorfología, pendientes, fallas en software ArcGIS. Del mapa resultante se identificó una mayor susceptibilidad en el volcán Socompa y el Lastarria; (3) Una nueva propuesta metodológica para actualizar el “Potencial colapso de flanco” en el Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile elaborado por SERNAGEOMIN. La nueva propuesta incluye los factores condicionantes que podrían generar colapso en los volcanes.

Los resultados obtenidos en las dos primeras etapas tienen relación entre sí, pues los volcanes Socompa y Lastarria que tienen una mayor susceptibilidad, también son volcanes que se proyecta puedan colapsar a corto-mediano plazo (< 20.000 años) y se consideraron para la propuesta de actualización al ranking. Para una mejor evaluación sería necesario contar con variables que se encuentren a una misma escala para evitar que la susceptibilidad se vea gobernada por las variables que se encuentran con mayor detalle como el caso de las pendientes.

De los volcanes estudiados el Socompa tiene un área de susceptibilidad alta de ~62% mientras que Lastarria tiene ~46%. Se recomienda optimizar el análisis y ver el comportamiento de los volcanes basálticos, los cuales no podrían evaluarse de igual forma con esta metodología.

Palabras claves: Colapso, Susceptibilidad, Volcán Socompa, Volcán Llullaillaco, Volcán Lastarria.

Introducción

Los colapsos volcánicos, también conocidos como colapsos de flanco y avalanchas de detritos volcánicos (ADV) son procesos naturales que se forman principalmente por el colapso lateral gravitacional de los edificios volcánicos, los cuales han sido eventos importantes durante el Cuaternario (Roverato *et al.*, 2021) y son procesos característicos de la mayoría de los estratovolcanes del mundo (Siebert 1984; McGuire 1996; Voight *et al.*, 1997; Voight *et al.*, 2000; Shea *et al.*, 2010; Van Wyk de Vries *et al.*, 2015). Los colapsos volcánicos varían en su tamaño y pueden abarcar desde pequeños desprendimientos, hasta una gran parte del edificio (decenas de km³).

Chile, ubicado en el cinturón de fuego del Pacífico, se caracteriza principalmente por ser una de las zonas más sísmicas y volcánicas del mundo asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Relacionado a esto, diversos sucesos como colapsos o ADV han ocurrido a lo largo del país donde se destacan los volcanes Irruputuncu, Ollagüe, Socompa, Llullaillaco, Lastarria, Antuco y Calbuco (Bacigalupo *et al.*, 2015; Clavero *et al.*, 2004; Kelfoun *et al.*, 2020; Rodríguez *et al.*, 2005; Rodríguez *et al.*, 2012; Romero *et al.*, 2021; Petit-Breuilh *et al.*, 1997). Poder estudiar el peligro de estos eventos es importante debido a las grandes dimensiones que pueden alcanzar y, debido a que son eventos que pueden ocurrir de manera cíclica (Roverato *et al.*, 2021) para volcanes que ya han presentado colapsos previos.

El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) elabora el “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile” cuya última actualización se publicó en el año 2019 (SERNAGEOMIN, 2019). Dentro de éste, se evalúa el factor de peligro es el “Potencial de colapso de flanco” del cual se generará una nueva propuesta metodológica para buscar una nueva forma de cuantificarlo.

Objetivo general

Formular una propuesta metodológica para evaluar y categorizar la susceptibilidad de colapso lateral de los volcanes de Chile en el “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile”, elaborado por SERNAGEOMIN. Esto, basado en los casos de estudio: Socompa, Llullaillaco y Lastarria.

Objetivos específicos

Estimar las dimensiones actuales de los diversos volcanes en estudio y determinar el tiempo que tardarían en alcanzar las dimensiones críticas, en términos de altura y volumen, para eventualmente generar un nuevo colapso y consecuente avalancha volcánica.

Evaluar la susceptibilidad de colapso volcánico a escala regional considerando los factores condicionantes, a través de un análisis multicriterio (mediante uso de álgebra de mapas) en el área de estudio de los volcanes Socompa, Llullaillaco y Lastarria, los cuales corresponden a áreas pilotos para calibrar la metodología de susceptibilidad.

Proponer una nueva evaluación de factor de peligro “Potencial colapso de flanco” asociado al “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile”, considerando de forma detallada los factores condicionantes, para entregar una propuesta no binaria en la actualización del ranking.

Marco Geológico

Inicialmente se trabajó con dos zonas de estudio, las cuales corresponden a “Zona volcánica Central de los Andes” la cual abarca desde la región de Arica y Parinacota hasta la región de Atacama y “Zona volcánica Sur de los Andes” que abarca desde la región Metropolitana hasta la región de Aysén (**Fig. 1**). Dentro de dichas zonas, se utilizaron los volcanes que ya han tenido registro de colapso y aquellos que son de interés para posibles eventos debido a sus parámetros críticos (altura y volumen).

Zona volcánica Central de los Andes

Volcán Taapaca (18°06'S – 69°31'O)

Complejo volcánico de composición dacítica (Polanco *et al.*, 2008) ubicado en la región de Arica y Parinacota (**Fig. 1**). Posee una altitud de 5.850 m s.n.m y una altura de aproximadamente 1.200 m.

Se han reconocido frecuentes colapsos parciales del edificio, los que han generado avalanchas de detritos volcánicos, principalmente ligados a crecimiento de domos y explosiones dirigidas (Polanco *et al.*, 2008). En particular, durante el Pleistoceno Superior – Holoceno, han ocurrido al menos tres colapsos parciales de domos y flancos alterados por hidrotermalismo. Clavero *et al.*, (2004) estiman que el último colapso ocurrió hace al menos 9.000 años que corresponde a la Unidad Putre del complejo volcánico, la cual fue datada mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Volcán Parinacota (18°10'S – 69°09'O)

Estratovolcán activo de composición andesítica ubicado en la región de Arica y Parinacota, entre la frontera de Chile y Bolivia (**Fig. 1**). Posee una altitud de 6.380 m s.n.m y una altura sobre su base de 1.989 m. Está compuesto por lavas andesíticas y flujos piroclásticos andesíticos a dacíticos con sus correspondientes depósitos de caída, además de lahares que se encuentran en los alrededores del volcán (Muñoz *et al.*, 2022).

El Parinacota muestra evidencia de un colapso de flanco importante (Davidson *et al.*, 1990). El colapso eliminó un volumen de aproximadamente 6 km³ del cono (Jicha *et al.*, 2015), y se desplazó una distancia vertical de 1.900 metros (Francis *et al.*, 1988) fluyendo posteriormente 23 km al oeste, cubriendo una superficie de 110 km² (Wörner *et al.*, 1988). Se estima que el colapso ocurrió hace aproximadamente 8.800 años (Jicha *et al.*, 2015; Clavero *et al.*, 2004).

Según Clavero *et al.* (2002) el volcán se construyó sobre la cuenca Lauca, la cual fue rellenada por depósitos lacustres, piroclásticos y glaciales, por lo que el efecto de carga del edificio sobre esta base dúctil podría haber causado su deformación y, por consiguiente, la expansión del edificio. Éste es considerado el condicionante primario para el colapso y formación de esta avalancha volcánica.

Volcán Irruputuncu (20°44'S – 68°33'O)

Estratovolcán activo de composición Andesítica situado en la región de Tarapacá, entre la frontera de Chile y Bolivia. Posee una altitud de 5.163 m s.n.m y una altura de 1.200 m aproximadamente. Corresponde a un pequeño cono, cuya actividad se remonta al Pleistoceno Superior (~140 ka; Wörner *et al.*, 2000). Se identifican dos cráteres: el activo de estos, emplazado en el sector suroeste de un anfiteatro interpretado como el colapso de un cono pre-Holoceno (de Silva *et al.*, 1991) y corroborado como el colapso del flanco suroeste (SO) por Rodríguez *et al.* (2015). Hacia el suroeste del volcán se extiende el depósito de avalancha, sobre el cual se observan bombas piroclásticas métricas, mientras que hacia el noroeste (NO) se emplazan dos potentes y cortos flujos de lava de morfología juvenil. Rodríguez *et al.*, (2015) sugieren que el depósito de avalancha es más antiguo que 140 ± 40 ka y tiene una edad Pleistoceno Medio a través de dataciones mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

Volcán Ollagüe (21°19'S – 68°11'O)

Corresponde a un estratovolcán compuesto de composición andesítica/dacítica, ubicado al norte de la región de Antofagasta, caracterizado por domos silíceos, lavas andesíticas,

dacíticas y andesítico–basálticas (Feeley *et al.*, 1994). Posee una altitud de 5.868 m s.n.m y una altura de 2.170 m sobre su base (Vezzoli *et al.*, 2008).

La evolución estructural del volcán ha estado controlada por un sistema regional de fallas extensionales de rumbo NO, que bisectan el edificio. Dada esta condición, sumado a la intrusión somera de cuerpos magmáticos, la ocurrencia de colapsos laterales ha sido recurrente (Tibaldi *et al.*, 2006; Vezzoli *et al.*, 2008).

Feeley *et al.* (1993) estimó que hace aproximadamente 11.000 años ocurrió un colapso del flanco occidental del volcán Ollagüe. Los escombros del colapso se depositaron en forma de montículos por la ladera occidental hasta una salina adyacente, dividiéndola en dos. El colapso ocurrió en una fase de crecimiento que presentaba el volcán, siendo condicionada por exceso de inclinación a medida que crecía. En particular, destaca un voluminoso depósito de avalancha de detritos de volumen estimado en 1 km³ (Vezzoli *et al.*, 2008). Este depósito se extiende hacia el oeste del volcán, cubre parte del salar de Carcote, y su anfiteatro de colapso, abierto hacia el SO, ha sido parcialmente rellenado por domos y lavas (Clavero *et al.*, 2004; Vezzoli *et al.*, 2008). La causa del colapso se asocia a la altura crítica del volcán (Tibaldi *et al.*, 2008).

Volcán San Pedro (21°53'S – 68°24'O)

Estratovolcán compuesto ubicado al norte de la región de Antofagasta. Se compone de potentes lavas andesíticas, domos dacíticos (Bertin *et al.*, 2019) y, en menor proporción, de andesitas basálticas, además de abundantes depósitos piroclásticos. Posee una altitud de 6.145 m s.n.m y una altura sobre su base de 2.024 m.

El volcán ha presentado distintas etapas de evolución, de las cuales se destaca “San Pedro I”, la cual culminó hace 150 ka con un evento de colapso volcánico dirigido hacia el norte – noroeste (NNO), lo que generó un depósito de avalancha de detritos que cubre un área de 120 km². El depósito presenta una notoria morfología de cerrillos o *hummocks*, algunos de hasta 70 m de altura hacia el sureste (SE) (Bertin *et al.*, 2015).

Estudios previos indicarían la presencia de un escarpe de 250 m y un volumen de depósito, asociado al colapso de 2 km² (Francis *et al.*, 1974). Según Francis *et al.* (1988) el colapso fue inducido por las pendientes del volcán, lo cual generó una avalancha volcánica.

Volcán Socompa (24°23'S – 68°15'O)

Estratovolcán de composición dacítica/andesítica ubicado en la región de Antofagasta. Posee una altitud de 6.031 m s.n.m y una altura sobre su base de 2.015 m.

El volcán Socompa sufrió un colapso de flanco importante durante el Holoceno (Wadge *et al.*, 1995) formando uno de los depósitos de colapso volcánicos más grande de Chile (Van Wyk de Vries *et al.*, 2001). El colapso eliminó unos 12 km² del cono del volcán Socompa en su lado NE (Francis *et al.*, 1985), descendió sobre una distancia vertical de unos 3.000 m y la avalancha fue depositada al NO del edificio, alcanzando 40 km. El volumen total de material extraído fue de aproximadamente 19,2 km³, que se expandió a medida que fluía y finalmente terminó como un depósito con un volumen de 25,7 km³. La cima del volcán, que antes tenía unos 6.300 m de altitud (Wadge *et al.*, 1995), fue truncada por el colapso y algunas cúpulas de lava incrustadas dentro del volcán quedaron expuestas en el borde del anfiteatro del colapso. Van Wyk de Vries *et al.* (2001) estimaron que el colapso ocurrió hace 7.200 años. Posteriormente Grosse *et al.* (2022) mediante datación de ¹⁴C acotan la edad del colapso entre 6.200–6.400 años. Originalmente, Wadge *et al.*, (1995) plantearon que el colapso había ocurrido por actividad volcánica, pero estudios posteriores indican que el colapso fue causado por propagación gravitacional sobre un sustrato fallido de la formación Salín (Van Wyk de Vries *et al.*, 2001).

Volcán Llullaillaco (24°43'S – 68°32'O)

Estratovolcán de composición dacítica ubicado en la región de Antofagasta entre la frontera de Chile y Argentina. Consiste en un edificio cónico medianamente preservado, compuesto por lavas-domo y depósitos de bloques y cenizas, construido sobre dos conos

parcialmente erosionados (Gardeweg *et al.*, 1984). Posee una altitud de 6.722 m s.n.m y una altura sobre su base de 2.500 m (Zappertini *et al.*, 2008).

Hacia el flanco sur se ha reconocido un depósito de avalancha volcánica de hasta 3 km de longitud el cual correspondería a una avalancha importante ocurrida durante el Pleistoceno tardío, probablemente provocada por actividad volcánica (Richards *et al.*, 2001). Esta avalancha descendió por los flancos este-sureste del volcán con una longitud de 25 km hacia Argentina, primero sobre una pendiente empinada de 20° en el volcán, la que luego se dividió alrededor del Cerro Rosado y entró en la Salina de Llullaillaco, al este de la cumbre, que se extiende hasta 5 km en el salar (Richards *et al.*, 2001). A diferencia del Socompa, la cicatriz de colapso del Llullaillaco está poco desarrollada a pesar del gran tamaño del colapso (Richards *et al.*, 2001), debido a la reconstrucción del volcán, que rellenó la zona de colapso con flujos de lava y materiales volcánicos (Francis *et al.*, 1988). El depósito de colapso cubre una superficie de aproximadamente 165 km² y su volumen se ha estimado en 1–2 km³. El colapso ocurrió hace 156.000 – 148.000 ± 5.000 años y se estima que fue influenciado por la actividad volcánica de la zona (Richards *et al.*, 2001).

Volcán Lastarria (25°10'S – 68°30'O)

Estratovolcán de composición andesítica/dacítica ubicado en la región de Antofagasta. Posee una altitud de 5.706 m s.n.m y una altura sobre su base de 1.100 m aproximadamente.

Hace aproximadamente 7.500 años (Rodríguez *et al.*, 2020) se produjo un colapso lateral importante en el flanco SE del Lastarria, dejando un escarpe con orientación N–S, claramente definido, que se abre hacia el E–SE (Naranjo *et al.*, 1987). El escarpe alcanza una altura máxima de 120 metros y forma un semicírculo de poco menos de 1 km de ancho (Rodríguez *et al.*, 2020). El depósito de avalancha de escombros tiene 8 km de largo, posee un volumen total de aproximadamente 0,091 km³ (Naranjo *et al.*, 1987) y está bien conservado. A diferencia de muchos depósitos de avalancha de detritos, la avalancha del Lastarria carece de bloques de grandes tamaños y solo tiene unos pocos montículos (Naranjo *et al.*, 1987). El

depósito consiste principalmente en material no consolidado como ceniza, lapilli, piedra pómez, con solo unos pocos bloques líticos (Naranjo *et al.*, 1987).

Naranjo *et al.* (1987) plantean que el colapso y posterior avalancha volcánica fue causada por una falla en el talud del edificio volcánico, la cual fue condicionada principalmente por la gravedad y la presencia de fluidos.

Zona volcánica Sur de los Andes

Complejo Volcánico Planchón–Peteroa (35°14'S – 70°34'O)

Complejo volcánico de composición basáltica/andesítica ubicado en la región del Maule. Posee una altitud de aproximadamente 4.000 m s.n.m y una altura sobre su base de 1.800 m aproximadamente.

Hace aproximadamente 9.000 años (MacPhail, 1973) o 11.000 años (Tormey, 2010) el sector Sur del Planchón, colapsó en dirección NO (MacPhail, 1973), mediante un plano de inclinación de 30°, causando una avalancha de detritos volcánicos que viajó 75 km al oeste, formando un depósito en forma de montículo de aproximadamente 10 km³ de volumen (Klug *et al.*, 2018) conocido como la avalancha de escombros del río Teno (McPhail, 1973; Davidson, 1974; Scott *et al.*, 2001). La cicatriz causada por el colapso se encuentra expuesta hacia el oeste. Después del colapso, un nuevo edificio se desarrolló dentro del anfiteatro generado por el colapso, llamado “Planchón II”.

Tibaldi *et al.*, (2008) indican que el colapso del edificio se produjo a causa de la altura crítica del edificio.

Volcán Antuco (37°24'S – 71°21'O)

Estratovolcán mixto y compuesto, de composición fundamentalmente basáltica y andesítico–basáltica, cuya actividad se inició a comienzos del Pleistoceno superior, ca. 130.000 años AP (Moreno, 1985, 1986). Se ubica en la región del Biobío y posee una altitud de 2.979 m s.n.m y una altura sobre su base de aproximadamente 1.100 m. Consta de dos unidades principales: un primer edificio volcánico (Antuco 1), denominado 'el gran cono' (Domeyko,

1846) que culminó con su colapso y formación de un anfiteatro y un cono central posterior (Antuco 2), el cual se desarrolló en su interior (Brüggen, 1941; Vergara y Katsui, 1969). La evolución de Antuco 1 culminó a comienzos del Holoceno, con el colapso lateral del edificio que alcanzaba cerca de 3.200 m s.n.m. y que dejó truncado su cono con un anfiteatro de 4 km de diámetro abierto hacia el oeste, en forma de una gran herradura, además de un depósito de avalancha de 5 km (Moreno *et al.*, 1984, 1986; Varela *et al.*, 1988; Thiele *et al.*, 1998).

El colapso fue el resultado de una violenta erupción freatomagmática de tipo Bandai-San (MacPhail, 1966; Moreno, *et al.*, 1959). La edad del colapso se ha estimado en 9.700 ± 600 años AP (Moreno *et al.*, 1986) y 6.200 años AP según dataciones ^{14}C (Martínez, 2018).

Volcán Llaima (38°41'S – 71°43'O)

Es un volcán compuesto mixto ubicado en la región de La Araucanía. Posee una altura de 3.125 m s.n.m, una elevación sobre su base de 2.430 m (Naranjo *et al.*, 2005) y un volumen de 400 km³.

El volcán tiene una mayor proporción de lavas respecto de piroclastos, con una composición principalmente basáltica a andesítica (51–59% SiO₂) y, en menor proporción, productos andesíticos silíceos a dacíticos (60–65% SiO₂) (Naranjo *et al.*, 1991).

Si bien, es uno de los volcanes más activos de Chile y se encuentra en el puesto n°2 del ranking de riesgo volcánico (Sernageomin, 2019), el Llaima no ha reportado un colapso o una avalancha de detritos volcánica. Pero sí ha tenido erupciones históricas como la de 2008, la cual fue su última gran erupción (Romero *et al.*, 2014). La consideración de este volcán para el presente estudio surge en base a sus altos parámetros críticos, tanto en su elevación sobre su base y volumen mencionados previamente.

Volcán Lanín (39°37'S – 71°29'O)

Estratovolcán compuesto, de composición basáltica y andesítico-basáltica. Está ubicado en la región de La Araucanía al este de la ciudad de Villarrica. Posee una altitud de 3.747 m s.n.m, una altura sobre su base de 2.624 m y volumen aproximado de 180 km³.

Lara *et al.* (2004) lograron identificar tres unidades importantes para el volcán. Lanín 1 conformada exclusivamente por lavas macizas dacíticas denominadas “Dacitas el Salto”; Lanín 2 está formada por secuencias volcanoclásticas interdigitadas de niveles basálticos y andesíticos, las cuales conforman la sección basal del estratovolcán actual (Lara *et al.*, 2004). La unidad suprayacente corresponde a Lanín 3, la cual se encuentra integrada por una secuencia de lavas andesíticas y basálticas que presentan erosión fluvial profunda y escarpes de colapso gravitacional. Los flancos sur y oeste se encuentran tapizados por un extenso campo basáltico, cuyo nombre informal es “Basaltos Momolluco”. Sobre éstas se encuentra suprayaciendo una “estructura en forma de hombro”, la que se encuentra definiendo un contorno semielíptico que ha sido interpretada por Lara *et al.* (2004) como un borde de colapso de domo, una estructura volcánica probablemente desarrollada en la unidad Lanín 3 (Lara *et al.*, 2004). En la ladera norte del volcán se exponen las “Dacitas Mamuil Malal”, que representan un domo lávico dacítico. El crecimiento de este domo y su colapso parcial podrían haberse asociado a la generación de un flujo piroclástico tipo *block and ash*, el cual fue datado por ^{14}C en 2.170 ± 70 años (Lara *et al.*, 2004).

Volcán Calbuco (41°19'S – 72°36'O)

Estratovolcán activo de composición andesítica ubicado en la región de Los Lagos. Posee una altitud aproximada de 2.000 m s.n.m y una altura desde su base de 1.946 m.

El volcán comprende cuatro unidades denominadas Calbuco 1, 2, 3 y 4, las cuales representan la actividad volcánica desarrollada desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad (Moreno, 1974; Moreno 1976; Lahsen *et al.*, 1985). De estos, Calbuco 2 forma el cono principal del volcán y su flujo andesítico llena los valles glaciares cortando a Calbuco 1. Calbuco 2 sufrió una violenta erupción que provocó una avalancha de escombros en dirección NNO (López *et al.*, 1992), la cual habría ocurrido a finales del Pleistoceno (Thiele *et al.*, 1998).

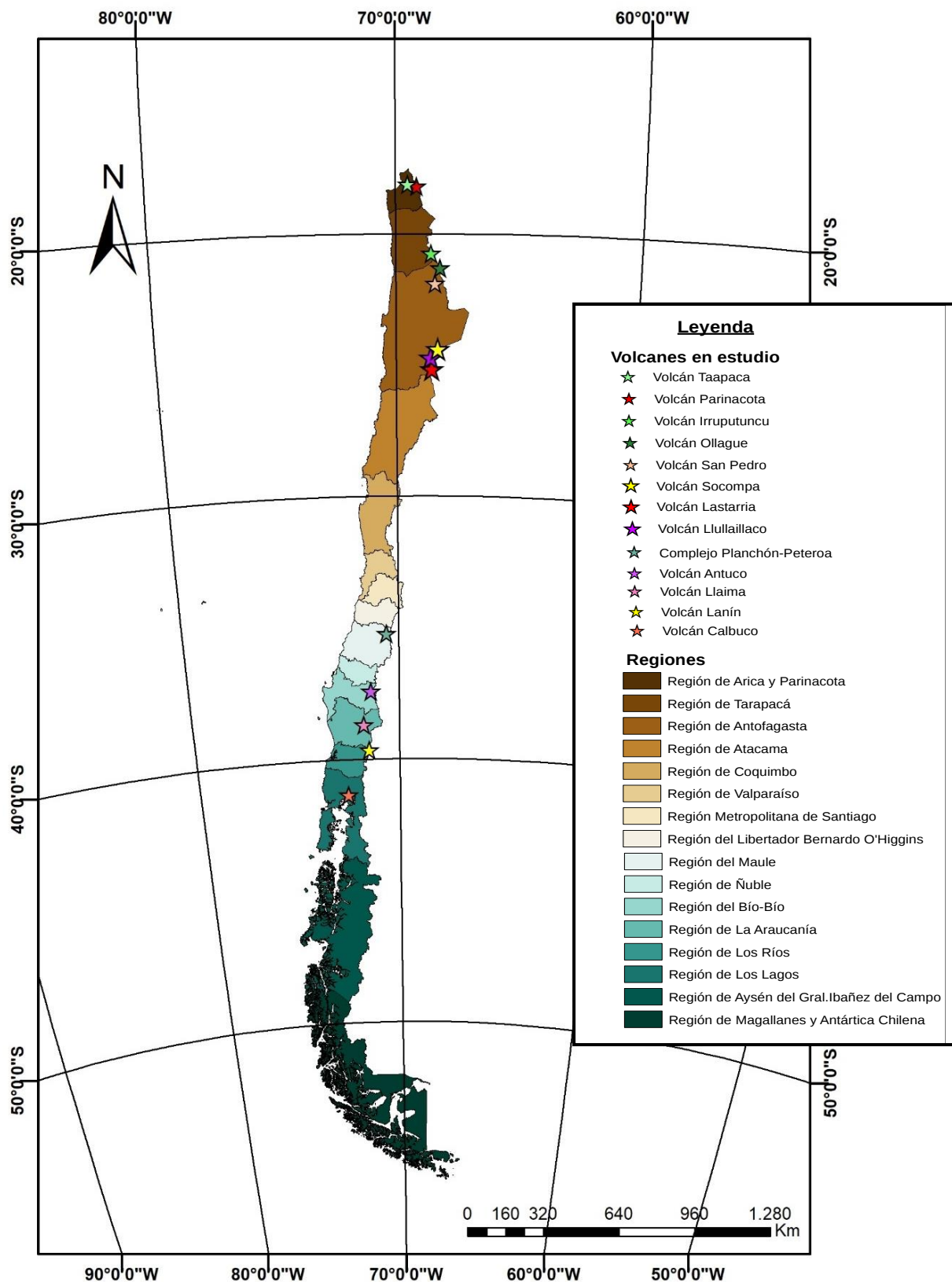


Figura 1.- Mapa de Chile que ilustra los diversos volcanes en estudio.

Metodología

La primera etapa del estudio consistió en la recopilación y evaluación de las dimensiones críticas de los 13 volcanes presentados previamente para así determinar el tiempo que tardarían en alcanzar sus dimensiones críticas, en términos de altura y volumen, para eventualmente generar un nuevo colapso. Estas proyecciones se categorizaron en corto plazo (<1.000 años), mediano plazo (entre 1.000 y 20.000 años) y largo plazo (>20.000 años).

Posteriormente se desarrolló un análisis multicriterio para evaluar la susceptibilidad de colapso en la “Zona volcánica Central”, específicamente en el sur de la región de Antofagasta, mediante álgebra de mapas utilizando la metodología heurística, la cual busca realizar una tarea producto de un análisis formal el cual se obtiene a través de los datos disponibles. Además, incorpora soluciones a problemas combinatoriales con un buen rendimiento en lo referente a la calidad de las soluciones. Esto quiere decir que es una solución en la cual, si bien no se encuentra un óptimo global, es la más cercana a ésta considerando la información que se tiene disponible y las posibilidades analizadas.

Finalmente, la última etapa consta de realizar una propuesta a una nueva evaluación de factor de peligro “Potencial colapso de flanco” asociado al “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile”, en base a los resultados obtenidos.

A continuación, se desglosan y detallan los tres pasos metodológicos mencionados previamente, los cuales buscan cumplir con los objetivos presentados anteriormente.

Evaluación de las dimensiones críticas.

Se ha realizado una recopilación bibliográfica en detalle de los trece volcanes de estudio presentados anteriormente. En esta etapa, se han recopilado parámetros relativos de los volcanes como la altitud (m s.n.m.), la elevación o altura sobre la base (m), el área basal (km²), el volumen (km³), la composición general, la edad, la edad de la avalancha y/o colapso, su causa y factores condicionantes, el volumen del depósito que generó (km³), si dejó alguna cicatriz y si su edificio volcánico ha tenido alguna reconstrucción posterior a una avalancha de detritos volcánicos. Mediante la función “*slope*” del software ArcGIS se calcularon las pendientes en base al “*HILLSHADE ASTER REGIONAL*” de Villa *et al.* (2019), utilizando Google Earth Pro se calculó la altura sobre su base de aquellos volcanes en los cuales no se encontró información, y se corroboró el volumen de los volcanes recopilados en la bibliografía usando herramientas SIG. Estos datos fueron posteriormente comparados y evaluados siguiendo la metodología de Sigurdsson (2015), que detalla que para volcanes de composición andesítica se estima que existen dimensiones críticas relacionadas a la elevación (altura sobre la base) y al volumen del edificio, donde éste es más propenso a generar un colapso. Estas dimensiones son 3.000 m de elevación y 100–200 km³ de volumen. De esta forma, conociendo los datos actuales del volcán, y el año en el que colapsó previamente, es posible estimar con las ecuaciones (1) y (2a–b) cuándo los diversos edificios volcánicos podrían generar un colapso desencadenante de una ADV cuando alcanzan su altura y volumen críticos, respectivamente.

Cabe de estacar que existe variabilidad composicional en los volcanes estudiados, pero no obstante se ha utilizado el método de Sigudsson (2015) para todos ellos.

$$(1) Tca = \frac{(3000 - \text{elevación actual}) * (\text{años colapso})}{\text{elevación actual}}$$

Donde:

Tca = Tiempo estimado en el que se generaría un colapso por altura.

$$(2a) \ T_{cv} = \frac{(100 - v. actual) * (años colapso)}{v. actual}$$

$$(2b) \ T_{cv} = \frac{(200 - v. actual) * (años colapso)}{v. actual}$$

Donde:

(2a) T_{cv} = Tiempo estimado en el que se generaría un colapso por volumen crítico 100km³.

(2b) T_{cv} = Tiempo estimado en el que se generaría un colapso por volumen crítico 200km³.

v.actual = volumen actual del volcán.

Además, también se estimó el tiempo en el que se generaría un colapso utilizando la tasa eruptiva, la cual se define como la cantidad de material emitido en cierta cantidad de tiempo, en este caso fue en base a la historia reciente de los volcanes utilizando la ecuación (3), para esto se utilizó los datos disponibles bibliográficamente (las cuales están basadas en su historia y actividad reciente) y para los datos no disponibles se estimó una aproximación siguiendo la ecuación (4), en la cual se realiza una regla de tres simple donde se compara el volumen actual desde el tiempo del último colapso y cuánto equivale ello en mil años, despejando se obtiene un aproximado de la tasa eruptiva.

$$(3) \ T_{cte} = \frac{1000 \text{ años} * (\Delta \text{ volumen})}{Tasa \text{ eruptiva } (T.e)}$$

Donde:

T_{cte} = Tiempo estimado en el que se generaría un colapso por tasa eruptiva.

Δ volumen = volumen faltante para alcanzar el valor crítico (100 o 200 km³)

T.e = Aproximación tasa eruptiva en base a su historia reciente.

$$(4) \ T.e = \frac{1000 * (v. actual)}{años \text{ colapso}}$$

Donde:

T.e = Aproximación tasa eruptiva en base a su historia reciente.

v.actual = volumen actual del volcán.

Análisis multicriterio para evaluar susceptibilidad por colapso volcánico.

Para evaluar la susceptibilidad mediante un análisis multicriterio se seleccionaron los volcanes Socompa, Lullailaco y Lastarria, localizados en la Zona Volcánica Central ya que (1) según el análisis de dimensiones críticas poseen factibilidad de generar un colapso en el corto o mediano plazo, (2) se encuentran próximos entre sí, y (3) poseen información de base homogénea y a la misma escala que permite abarcar de forma uniforme el área en su totalidad.

Este análisis multicriterio, busca combinar en un sistema de información geográfica, específicamente el software ArcGIS, distintos tipos de información en la zona tanto geológica, geomorfológica, de pendientes, presencia de fallas y deformación (aunque solo para el volcán Lastarria) para así reclasificarlos y asignar un puntaje correspondiente a cada uno en base a diversos criterios descritos en la **Tabla 1** para posteriormente, usando álgebra de mapas obtener la susceptibilidad de las diversas zonas. Álgebra de mapas lo que hace es sobreponer las diversas variables, una sobre otra, y sumar el valor asignado tras la ponderación a cada pixel para generar una nueva capa principal que finalmente serán los rangos de susceptibilidad en base a la suma ponderada de las variables.

Dado que se busca obtener la susceptibilidad por colapso de flanco, se decidió asignar la siguiente ponderación a los valores en álgebra de mapas. Esto basado en la tabla bibliográfica (Anexo A1) en el cual el condicionante más recurrente de los volcanes estudiados era el crecimiento o exceso de pendiente y la menos recurrente por fallas. Por eso, las variables se ponderaron en función de aquellas que indican mayor propensión a desencadenar un colapso.

$$(5) \text{ *Suscept 1*: (Geología * 25\%) + (Densidad de fallas * 15\%) + (Geomorfología * 30\%) + (Pendientes * 30\%)}$$

Además, debido a la existencia de la variable de deformación únicamente para el volcán Lastarria, se decidió estudiar este siguiendo la ponderación (5) y la (6), exclusivamente para aquel volcán que incorpora la variable.

$$(6) \text{Suscept 2: (Geología * 20\%) + (Densidad de fallas * 10\%) + (Deformación * 10\%) + (Geomorfología * 30\%) + (Pendientes * 30\%)}$$

Para las variables de “Geología” y “Fallas” se utilizaron los mapas elaborados por Naranjo *et al.* (2013) “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta”; Solari M. *et al.* (2017) “Geología del área Imilac–Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta”; de Villa *et al.* (2019) “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta” proporcionados por SERNAGEOMIN. En particular la carta elaborada por Ramírez *et al.*, (1991) “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000”, fue digitalizada mediante georreferenciación y construcción de shapefiles mediante el uso de SIG a través del software ArcGIS.

Posteriormente, para la variable de “fallas” se calculó la densidad de fallas con la función “*Kernel density*” de ArcGIS. Con esto, el mapa de densidades a utilizar ilustra las zonas con mayor presencia de fallas como las zonas con una mayor densidad y aquellas con menor presencia se asocian a una baja densidad.

Para la variable “Geomorfología” se utilizó una cobertura shapefile de la región de Antofagasta correspondiente al Sistema de Información Territorial de Humedales Altoandinos (SITHA) elaborada por CIREN (2017).

Finalmente, la variable “pendientes” fue calculada mediante la función “*slope*” del software ArcGIS en base al “*HILLSHADE ASTER REGIONAL*” contenido en la base de datos de Villa *et al.* (2019).

Además, se digitalizó una variable extra únicamente para el volcán Lastarria. Esta corresponde a la aproximación de la zona de deformación (alzamiento) volcánica en el área de Lazufre (Andes Central) elaborada por Ruch (2010).

La reclasificación de las variables disponibles se basó en diversos criterios (**Tabla 1**). La geología fue reclasificada en base a los valores de resistencia presentados por Vallejos (2012), donde las litologías con mayor resistencia con valor 1 y aquellas con menor resistencia con valor 5, dado que entre menos resistente es una roca más propensa será a generar un colapso.

Tabla 1.- Puntaje asociado a la reclasificación de las capas temáticas para el análisis de susceptibilidad.

Geología	Resistencia >2.800 (kg/cm ²)	1
	Resistencia 1.750–2.800 (kg/cm ²)	2
	Resistencia 700–1.750 (kg/cm ²)	3
	Resistencia 350–700 (kg/cm ²)	4
	Resistencia <350 (kg/cm ²)	5
Geomorfología	Sedimentos finos, plateau riolíticos, sedimentos aluviales, fangos, depositos salinos.	1
	Estructuras y relieves volcánicos	5
Pendientes	0° – 15°	1
	15 – 30°	2
	30° – 74,71°	3
Fallas	Baja densidad	1
	Mediana densidad	2
	Alta densidad	3
Deformación	< 1 (cm/año)	1
	entre 1 y 2 (cm/ año)	2
	> 2 (cm/año)	3

Para la geomorfología, se discriminó únicamente en dos variables. Se asigna un valor 5 para estructuras y relieves volcánicos debido a que el presente estudio busca evaluar la susceptibilidad de colapso volcánico, de esta forma permitiría discriminar geomorfologías que no sean relevantes y darle importancia a lo ya mencionado.

Las pendientes fueron reclasificadas en tres categorías. Se consideran pendientes bajas aquellas de 0 a 15° con valor 1, pendientes medias de 15 a 30° con valor 2 y pendientes altas de 30 a ~74,7° con valor 3. De esta forma, a mayor pendiente, mayor puntaje.

La densidad de fallas se reclasificó en tres categorías igualmente, baja densidad con valor 1, mediana densidad con valor 2 y alta densidad con valor 3, dado que en aquellas zonas habrá mayor presencia de fallas.

Finalmente, la deformación fue clasificada en base al estudio de Ruch (2010), donde se le asignó valor 1 a aquellas zonas que presentan una deformación menor a 1 cm al año, valor 2 a aquellas que presentan una deformación entre 1 y 2 cm al año, y finalmente, valor 3 a aquellas que presentan una deformación de más de 2 cm al año.

Propuesta al factor del ranking.

El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) es el organismo estatal responsable de evaluar y monitorear la actividad volcánica del país. Para la priorización de los recursos se elabora el “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile” cuya última actualización se publicó en el año 2019 (SERNAGEOMIN, 2019), categorizando todas las variables posibles sobre características del territorio volcánico, con 13 factores de peligro y 12 factores de exposición. La suma del puntaje asociado a estas variables genera un puntaje asociado al peligro y exposición. Finalmente, todos los valores de los diversos factores se suman y éste entrega su posición en el Ranking mencionado. Uno de estos factores de peligro que se usa en el ranking es el “Potencial de colapso de flanco”, que otorga puntaje 1 si el volcán ha colapsado alguna vez en el Cuaternario y ha sido reconstruido, o si tiene un relieve empinado, flancos abruptos o alteración. En caso de no cumplir estas condiciones, al volcán se le otorga un puntaje 0. Pero esta clasificación es poco específica e ignora otros parámetros que podrían afectar el potencial colapso de flanco en los volcanes.

La propuesta de modificación al Ranking se presenta pensando en el futuro de éste y de la estabilidad de los volcanes, dado que, los factores condicionantes asociados y cómo estos actúan en los volcanes son de vital importancia para asignar una clasificación más específica en base a ellos pues los colapsos volcánicos pueden actuar de manera cíclica (Roverato *et al.*, 2021).

Esta propuesta trata de especificar el factor de “potencial colapso de flanco” para que pueda ser evaluado con mayor detalle, más allá de si ha presentado un colapso previamente, teniendo en cuenta los factores condicionantes de los volcanes estudiados con el fin de realizar una propuesta no binaria en la cual se tenga en cuenta si el volcán ha colapsado previamente

pero que sea aún más importante los factores condicionantes de los volcanes en mira al futuro de estos.

10. Potencial de explosiones hidrotermales - Si el volcán ha tenido erupciones freáticas y/o tiene manifestaciones geotermales extendidas	1
11. Potencial de colapso de flanco - Si el volcán ha colapsado alguna vez en el Cuaternario y ha sido reconstruido o si tiene un relieve empinado, flancos abruptos o alteración	1
12. Potencial de generación de lahares primarios - Si el volcán tiene una fuente de agua superficial permanente	1

Figura 2.- Actual clasificación de Potencial de colapso de flanco en el "Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2019" elaborado por SERNAGEOMIN.

Para esta propuesta se tiene en consideración los resultados obtenidos en la parte de análisis de parámetros críticos, según las proyecciones de colapso para los volcanes en estudio y los factores que condicionaron a que estos colapsar en el pasado, entre los cuales se destacan para brindar mayor importancia a (1) los parámetros críticos tanto en altura (superior a 3.000 m) y volumen (superior a los 100–200 km³), (2) el hecho que el volcán haya colapsado y ha sido reconstruido, pues Roverato *et al.* (2021) estipulan que los volcanes pueden actuar de manera cíclica y podrían volver a generar un colapso tras alcanzar las condiciones que hicieron colapsar el anterior edificio. Así también se tiene en consideración flancos empinados del volcán, dado que aquellos favorecerían al colapso, como también zonas de alteración hidrotermal que pueden ser provocadas por la interacción de fluidos, gases y calor (Muñoz *et al.*, 2022) lo cual terminaría debilitando al edificio volcánico.

También se consideran los resultados obtenidos en la etapa del análisis de susceptibilidad por colapso volcánico, dado que, según los resultados obtenidos para los tres volcanes se relaciona los valores de susceptibilidad con los condicionantes que generaron el colapso y con las proyecciones observadas en la primera etapa, brindando así mayor preferencia a los factores que se ven involucrados en esto y asignando un mayor puntaje a ello para la propuesta.

Resultados

Evaluación de las dimensiones críticas.

Los parámetros de mayor importancia para la evaluación de las dimensiones críticas de los volcanes corresponden a la altura y volumen, que se ilustran en los **Gráficos 1 y 2**. En éstos se muestra la relación entre la elevación sobre la base, el volumen que posee y la dimensión crítica en la cual los volcanes serían más susceptibles a generar un colapso y generar una avalancha volcánica. Además, se presenta la tabla resumen, con otros parámetros de interés como el año del colapso, su causa y condicionante del colapso (**Anexo A1**).

En el **Gráfico 1** que muestra las alturas de los 13 volcanes estudiados, se observa que ningún volcán supera la elevación de 3.000 m propuesta como altura crítica de colapso para volcanes andesíticos por Sirgudsson (2015). La mayor altura la alcanza el volcán San Pedro con 2.700 m. Otros volcanes que presentan una altura sobre los 2.000 m sobre su base son: Lanín (2.624 m), Llullaillaco (2.500 m), Llaima (2.430 m), Ollagüe (2.170 m) y Socompa (2.015 m).

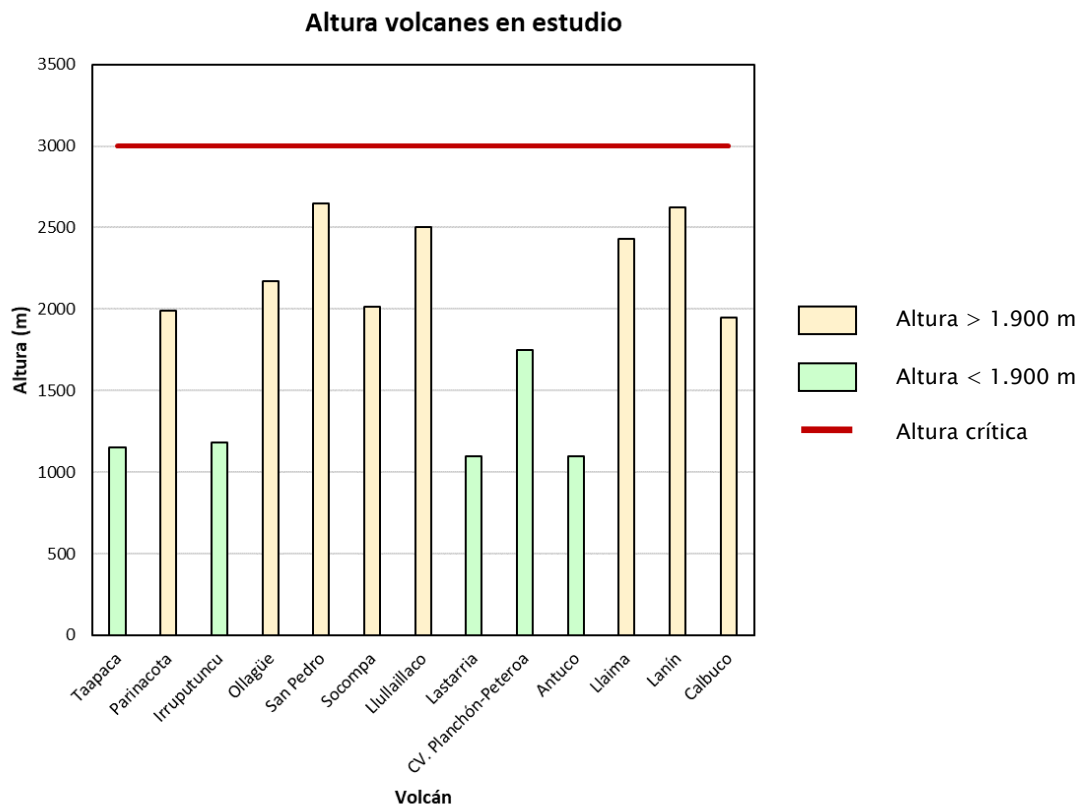


Gráfico 1.- Altura actual de los volcanes estudiados. En color amarillo los que poseen una altura superior a 1.900 m y en color verde aquellos que tienen una altura inferior al mismo valor.

El **Gráfico 2** presenta el volumen de los volcanes estudiados. Seis de ellos superan el volumen crítico de 100 km^3 obtenido a través de la metodología utilizada. El único volcán que supera los 200 km^3 de volumen es el volcán Llaima. Esto indicaría que un total de siete volcanes cumplirían sus condiciones críticas en volumen y podrían generar un colapso.

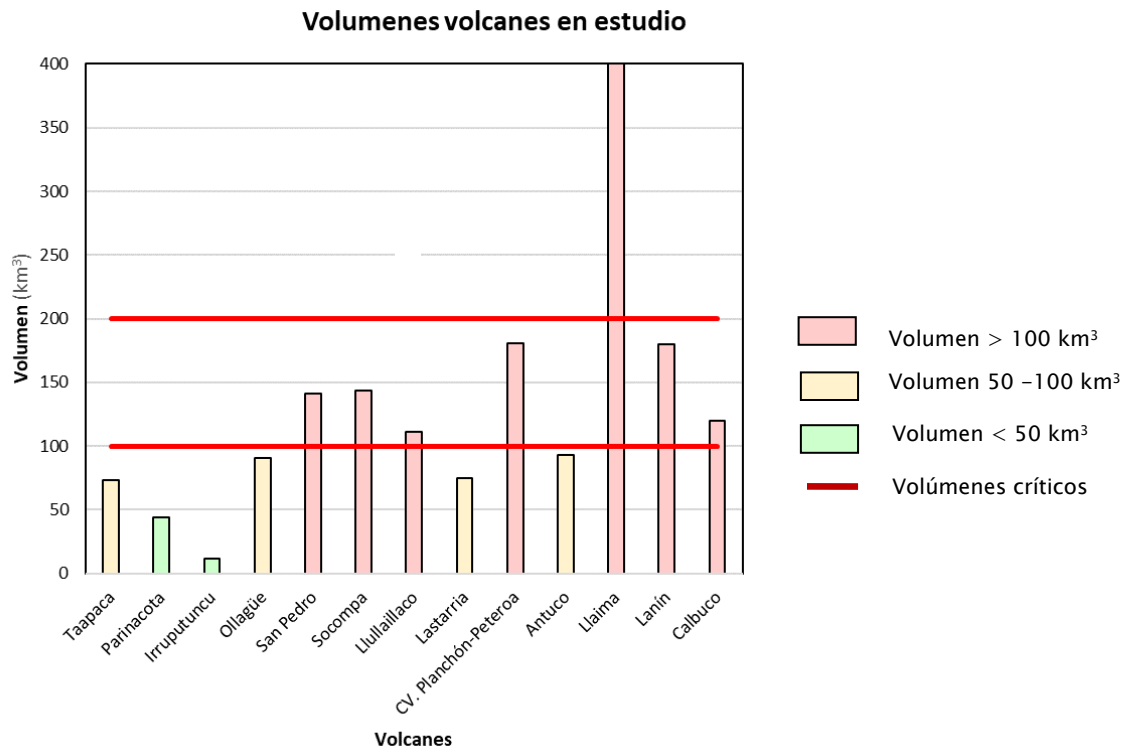


Gráfico 2.- Volumen actual de los volcanes estudiados. En color verde aquellos que presentan un volumen menor a 50 km^3 , en color amarillo los que tienen un volumen entre 50 y 100 km^3 y en color rojos, aquellos que ya cumplen su volumen crítico con uno superior a 100 km^3 .

Tras realizar los cálculos de proyección a través de las fórmulas (1), (2a), (2b) y (3), se obtuvieron los valores expuestos en la **Tabla 1**, en la cual es posible visualizar cada uno de los volcanes en estudio y los años aproximados en los cuales, estos volcanes podrían generar un colapso ya sea por altura o por volumen crítico. Debido a que hay diversos volcanes que superan, ya sea los 100 km^3 o 200 km^3 de volumen, se decidió evaluar ambos casos. Además, también se realizó el cálculo con la tasa eruptiva de cada uno de ellos.

Los resultados obtenidos de la estimación del tiempo de colapso (**Tabla 2**) se categorizaron en tres rangos de tiempo con colores diferentes. En color verde se destacan aquellos que pueden alcanzar su volumen crítico a largo plazo (>20.000 años), en amarillo los

que lo podrían alcanzar a corto-mediano plazo (entre 1.000 y 20.000 años) y, finalmente, en color rojo los que ya han alcanzado un volumen crítico y se encuentran en un corto plazo (>1.000 años).

Tabla 2.- Cálculo de estimación para colapso volcánico dado sus parámetros críticos para los diversos volcanes estudiados. (i) El volcán Llaima se encuentra sin información en la primera fila dado que como no ha colapsado, no se puede aplicar la fórmula, pero dado que su volumen superó el parámetro crítico, estos cumplirían la condición. (ii) Para el volcán Lanín, no se encontró información sobre su tasa eruptiva.

Volcán	Proyección de colapso en años:			
	Por altura crítica	Por volumen crítico (100 km ³)	Por volumen crítico (200 km ³)	Por tasa eruptiva (km ³ /ka)
Taapaca	23.000	5.000	24.000	5.100
Parinacota	4.500	11.000	31.000	22.400
Irruputuncu	215.000	1.000.000	2.000.000	1.100.000
Ollagüe	4.000	1.000	13.000	1.000
San Pedro	20.000	Cumple la condición	63.000	63.000
Socompa	3.000	Cumple la condición	2.400	2.800
Llullaillaco	30.000	Cumple la condición	120.000	125.000
Lastarria	13.000	2.500	12.000	2.500
CV. Planchón-Peteroa	8.000	Cumple la condición	1.200	1.200
Antuco	11.000	500	7.000	500
Llaima		Cumple la condición	Cumple la condición	Cumple la condición
Lanín	300	Cumple la condición	250	
Calbuco	6.000	Cumple la condición	7.000	7.500

La Fig. 3 ilustra los resultados de proyección de colapso por altura, volumen y tasa eruptiva obtenidos en la **Tabla 2**. Los colores representan la misma lógica que en la **Tabla 2**, representando en color rojo aquellos que ya cumplen las condiciones para colapsar a corto plazo, en color amarillo a aquellos de mediano plazo, en color verde a los que se estima colapsarían a largo plazo y los volcanes que ya cumplen la condición fueron considerados como una proyección a 0 años.



Figura 3.- Proyecciones de colapso obtenidas en la tabla 2. En el lado izquierdo se puede ver un acercamiento a los datos que tienen una menor proyección y a la derecha aquellos datos con mayor proyección de colapso. Se puede observar que entre más baja sea la barra, más próximo está de un probable colapso.

En la **Fig. 3** se aprecia que el volcán Irruputuncu cuenta con la proyección de colapso más lejana en cada una de las evaluaciones, con una proyección de ~215.000 años por altura y ~ 2 millones de años en base al volumen de 200 km².

Los volcanes San Pedro, Socompa, Llullaillaco, C.V Planchón–Peteroa, Antuco, Llaima, Lanín y Calbuco ya cumplen las condiciones o se encuentran a corto plazo (<1.000 años) de generar un colapso en base a volumen de 100 km³.

Los volcanes Ollagüe, Socompa, Lastarria, C.V Planchón–Peteroa, Antuco y Calbuco son los únicos volcanes estudiados que presentan una proyección máxima a mediano plazo (1.000 a 20.000 años) de generar un colapso según todos sus parámetros (altura, volumen y tasa eruptiva).

El volcán Llaima cumple las condiciones críticas para colapsar en base a ambos volúmenes debido a su volumen actual de 400 km³, pero no se pudo realizar el cálculo para altura dado que nunca ha tenido un colapso identificado. Lo mismo ocurre con el volcán Lanín y su tasa eruptiva, ya que al no encontrarse en la bibliografía no se realizó la proyección.

La mayoría de los volcanes cumplirían las condiciones de colapso en el corto plazo, ya que se encuentran próximos a los 100 km³ de volumen. Por otro lado, de los seis volcanes más altos presentados en el **Gráfico 1**, cuatro de estos (San Pedro, Llullaillaco, Ollagüe y Socompa) se encuentran en la Zona Volcánica Central (ZVC) y dos (Lanín y Llaima) en la Zona Volcánica Sur (ZVS). En la ZVC se encuentran las proyecciones más lejanas, dado que los volcanes Irruputuncu y Llullaillaco tuvieron colapsos de flanco hace más de 100.000 años, lo cual genera una proyección a largo plazo, a diferencia de los volcanes de la ZVS los cuales tuvieron colapsos más recientes dentro del Holoceno.

Análisis multicriterio para evaluar la susceptibilidad por colapso volcánico.

En función de los resultados obtenidos en las secciones anteriores, dado los parámetros recopilados y la proximidad entre ellos, además de contar con las variables a utilizar en el estudio se decidió utilizar los volcanes Socompa, Llullaillaco y Lastarria para realizar el análisis de susceptibilidad de avalancha por colapso volcánico dado que estos tienen una altura de 2.015 m, 2.500 m y 1.100 m respectivamente, también un volumen de 144 km³, 111 km³ y 75 km³. Basado en la parte anterior, esto hace a los tres volcanes candidatos a colapsar en un mediano-corto plazo. Si bien, teniendo en consideración el volumen del volcán Llullaillaco se obtiene una proyección de colapso en los próximos 120.000 años, tanto éste como el volcán Socompa ya cumplen los requisitos para tener un colapso basado en las proyecciones de la **Fig. 3** teniendo en cuenta el volumen de 100 km³, en cambio, Lastarria lo cumpliría en mediano plazo. Los tres volcanes seleccionados cumplen de igual manera la condición planteada por Sigurdsson (2015), ya que poseen composiciones dacítica-andesítica, dacítica y andesítica, respectivamente.

El área seleccionada para realizar el análisis de susceptibilidad por colapso volcánico se ilustra en la **Fig. 4**, así también la distribución de las zonas en base a las cuatro cartas geológicas trabajadas se ilustra en la **Fig. Anexo A1**.

La **Fig. 5** ilustra los mapas de las variables que se desarrollaron en el análisis, uniendo los datos disponibles correspondiente a la geología, geomorfología, fallas geológicas y pendientes respectivamente. Además, en la **Fig. 6** se incluye la variable de deformación utilizada para el volcán Lastarria.

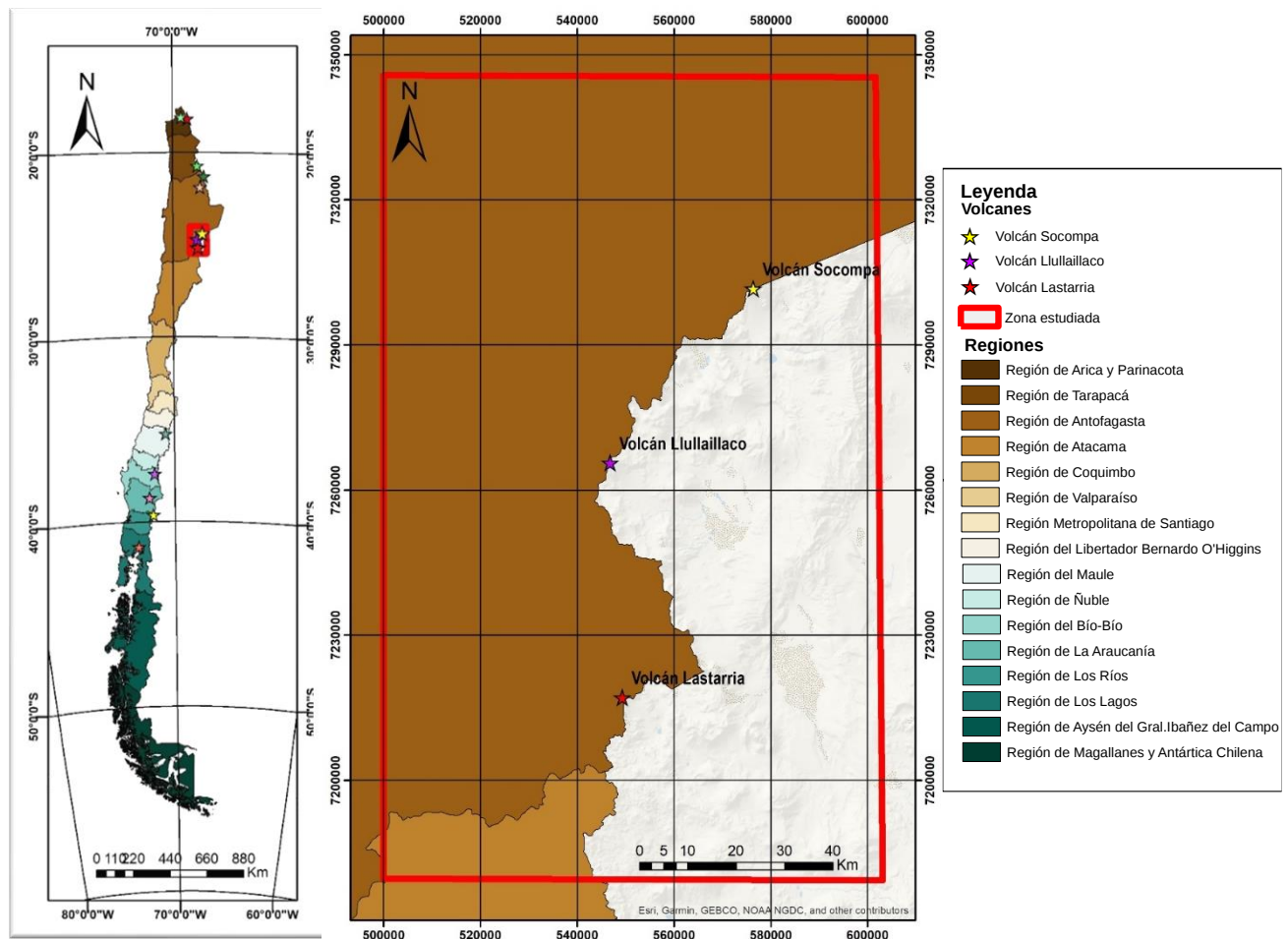


Figura 4.- Área de estudio seleccionada, ubicada en los límites sur de la región de Antofagasta, limítrofe con Argentina y que abarca los tres volcanes sobre los que se aplica el análisis de susceptibilidad.

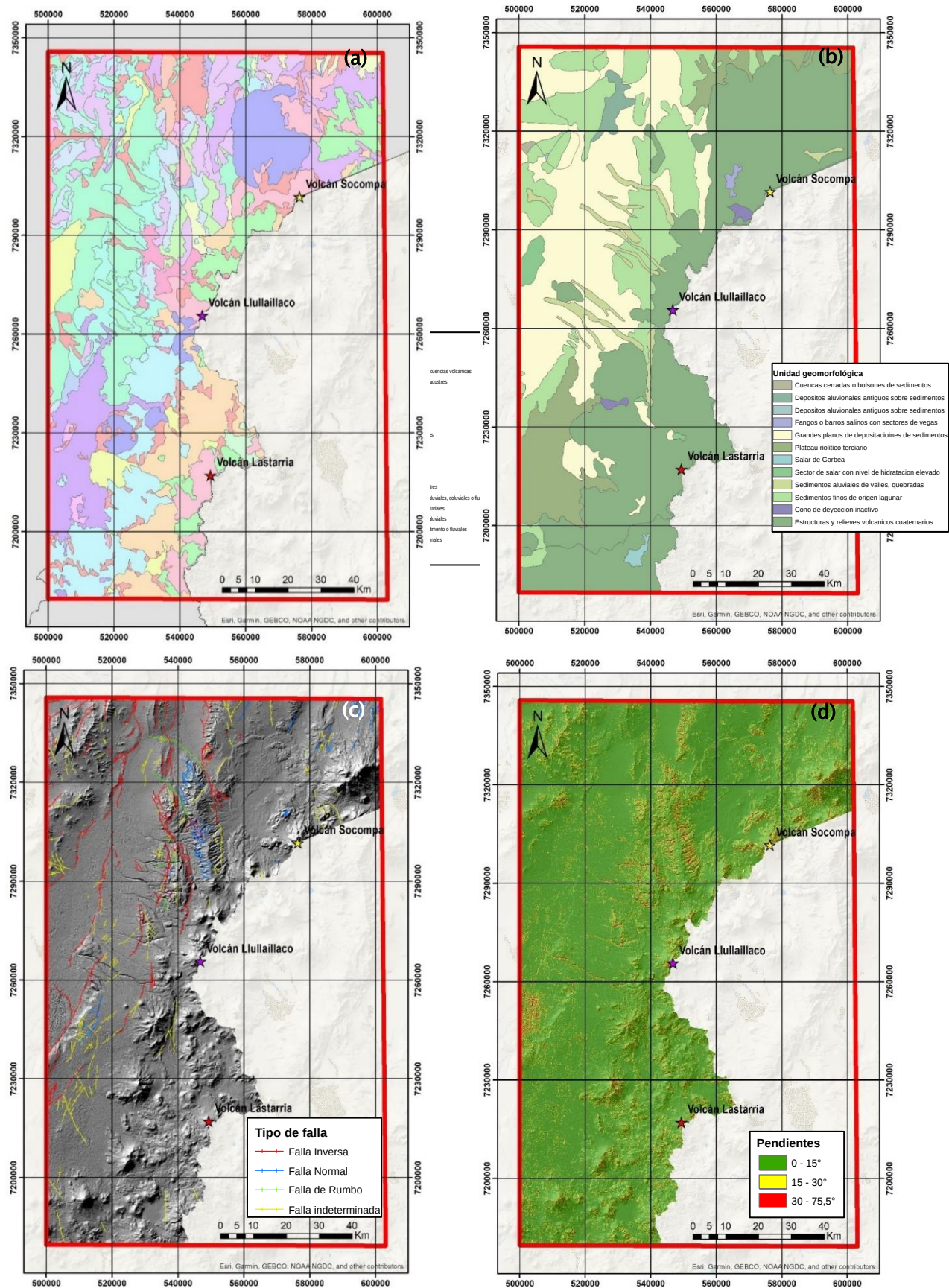


Figura 5.- Mapas de las variables consideradas en el análisis de susceptibilidad: (a) Geología; (b) Geomorfología; (c) Fallas geológicas y (d) Pendientes. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez et al., 1991).

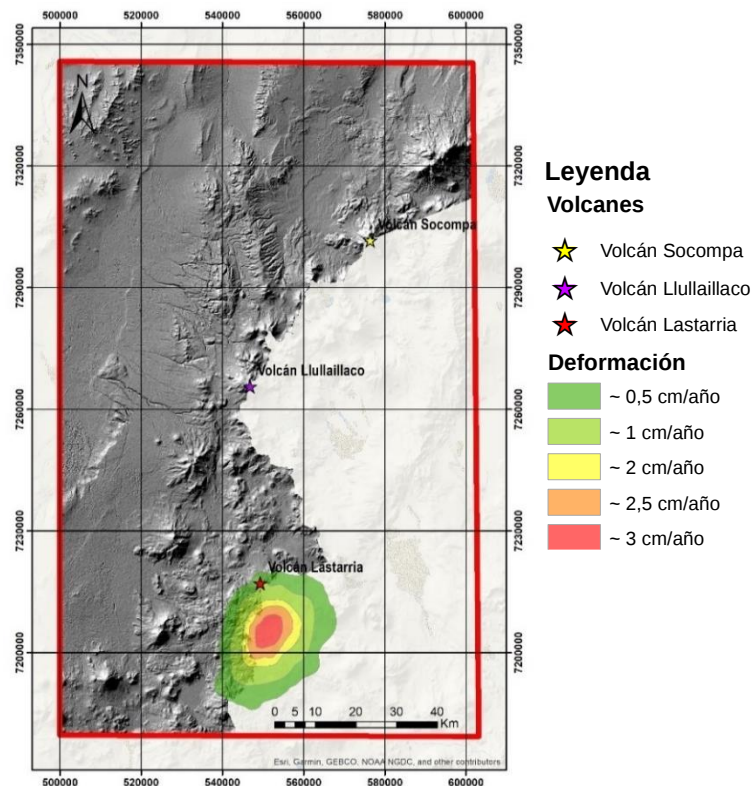


Figura 6.- Mapa de variable de deformación utilizado para el análisis de susceptibilidad del volcán Lastarria. Modificado de Ruch (2010).

Tras realizar la reclasificación de las variables en base a la **Tabla 1**, los mapas reclasificados se presentan en la **Fig. 7 y 8**, los cuales también se ilustran de manera independiente en las **Fig. A7, A8, A9 A10, A101** en anexos. La reclasificación del mapa de fallas, se decidió hacerlo mediante un mapa de densidades dado que se desconocía cuales fallas estaban activas, con eso se hubiera podido generar un buffer para cada una de ellas utilizando la ley de atenuación para sismos superficiales y obtener diversas áreas de exposición según la magnitud de un sismo esperable para la Región de Antofagasta.

Es posible observar los valores de reclasificación asignado para cada mapa en la zona de estudio en la **Fig. 7**. Tanto el mapa (b) de geomorfología, como (c) de densidad de fallas, ubican a los volcanes dentro de una única categoría de valor posterior a la clasificación, esto quiere decir que para ambas variables los volcanes tendrán un valor constante en toda su área, a diferencia de las variables (a) y (d) que tienen una mayor diferenciación de valores en la zona de los volcanes.

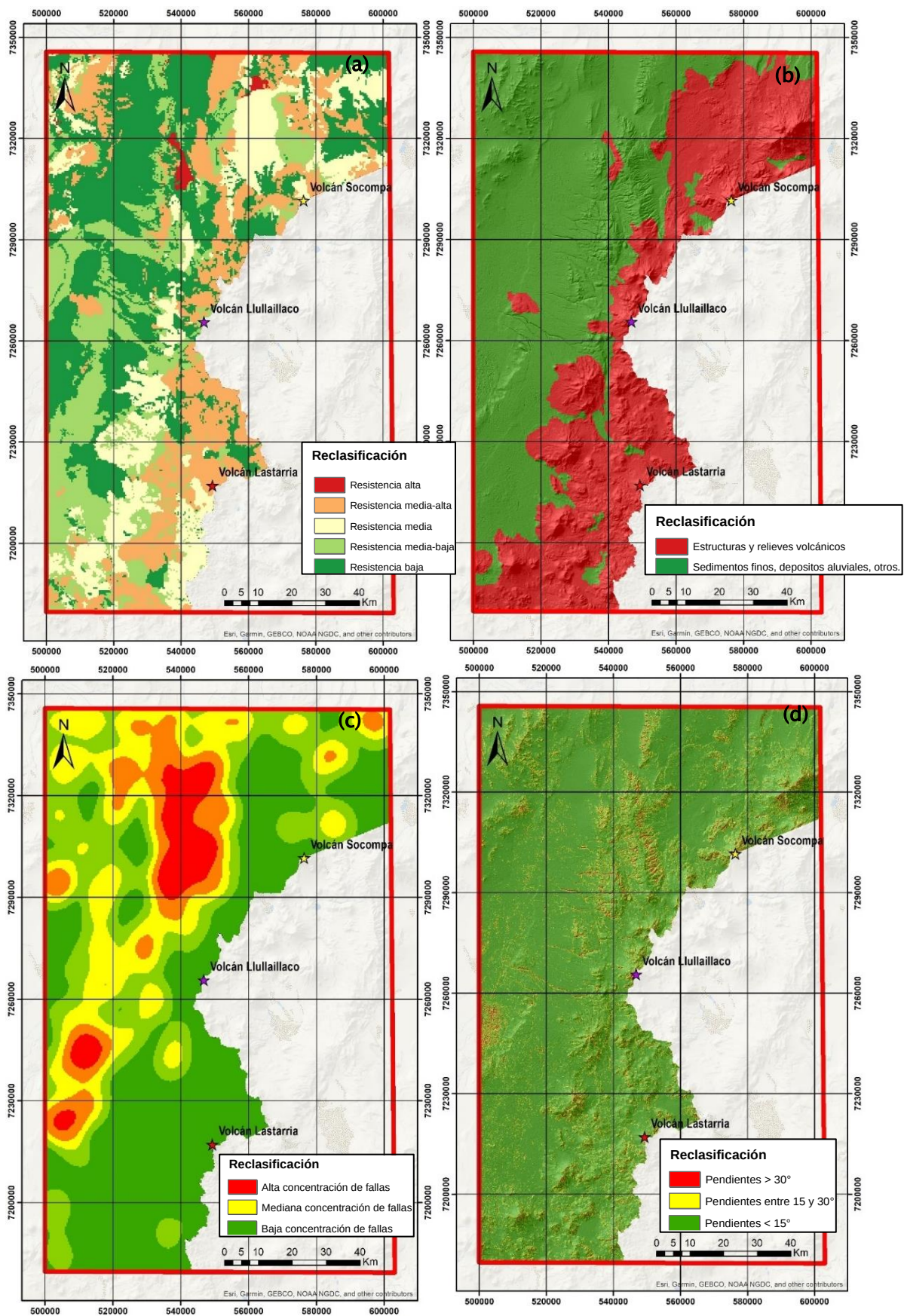


Figura 7.- Mapas de las variables usadas para el análisis de susceptibilidad reclasificados, estos son: (a) Geología reclasificada; (b) Geomorfología reclasificada; (c) densidad de fallas; (d) pendientes reclasificadas en base a los mapas presentados en la Fig. 5 siguiendo las ponderaciones de la Tabla 1.

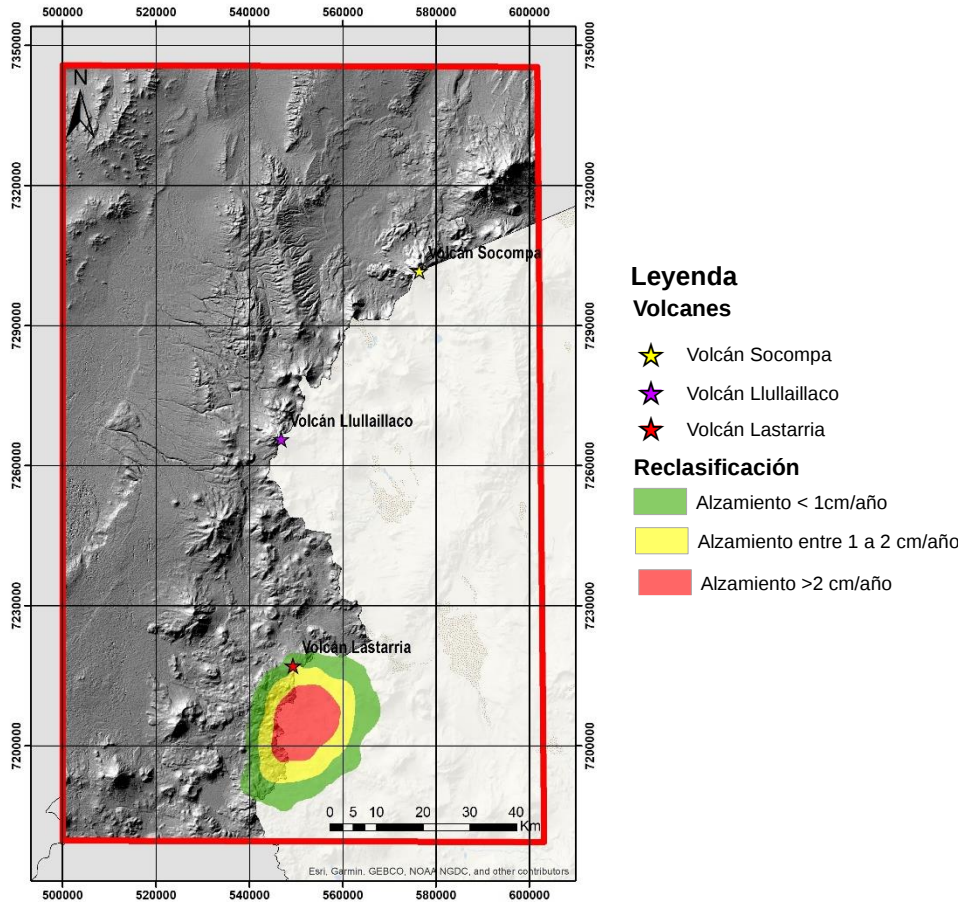


Figura 8.- Mapa de la variable deformación para el volcán Lastarria reclasificado en base al mapa presentado en la Fig. 6. Los valores verdes indican un alzamiento < 1cm/año mientras que los colores rojos un alzamiento su > 2cm/año.

La susceptibilidad obtenida para este trabajo en base a las variables utilizadas se ilustra en la Fig. 9, de esta es posible observar que se ve principalmente gobernada por las pendientes, dado que las zonas con baja pendiente ($< 15^\circ$), las cuales también son principalmente zonas de depósitos sedimentarios son las que presentan una baja susceptibilidad y las zonas con altas pendientes ($> 30^\circ$), en zonas de depósitos volcánicos, son clasificadas como áreas con alta susceptibilidad debido a que éstas tienen mayor valor pues se les asignó importancia a las zonas con estructuras y relieves volcánicos.

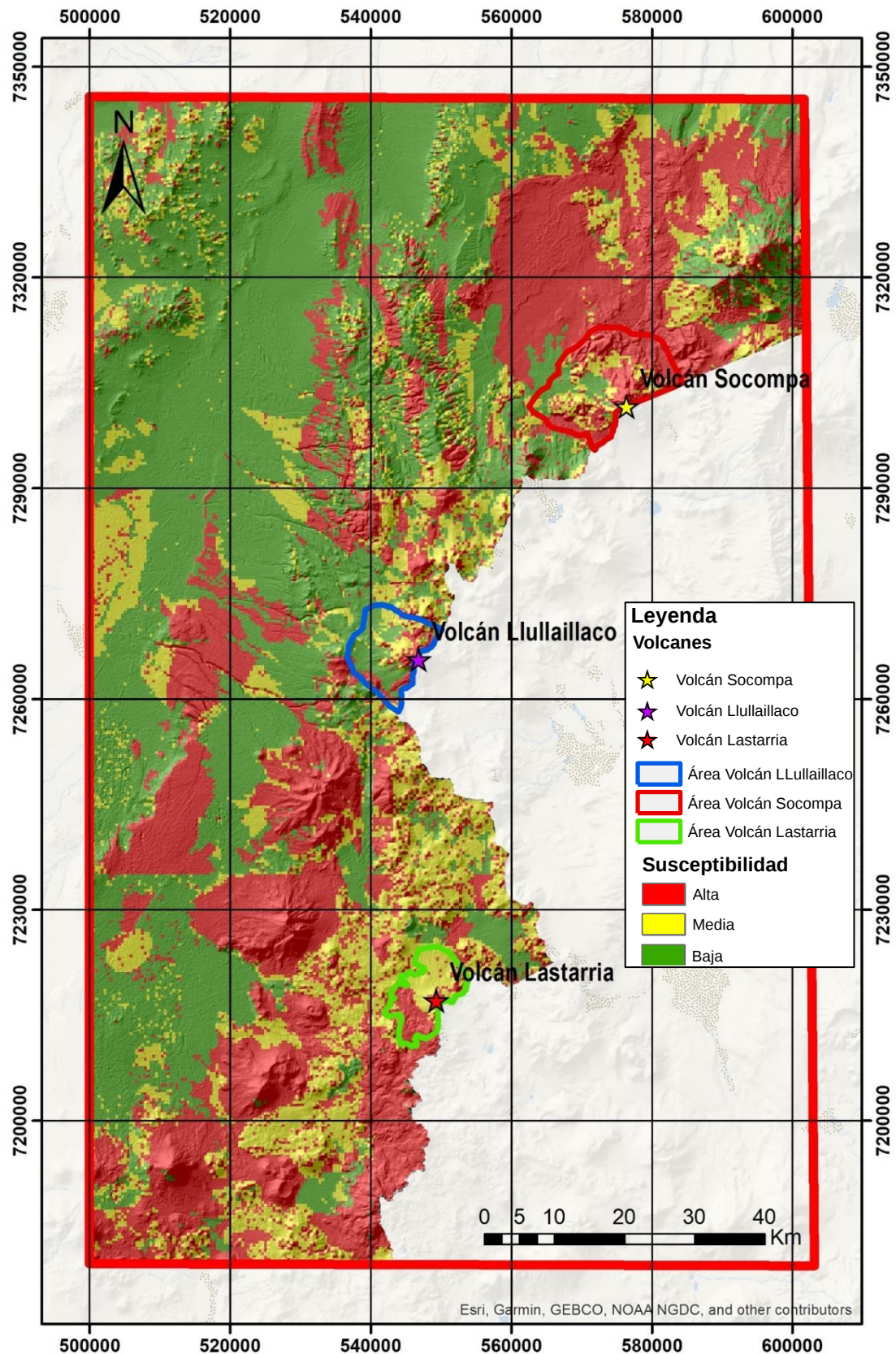


Figura 9.- Mapa de susceptibilidad por colapso de flanco de los volcanes Socompa, Lullailaco y Lastarria.

Tras los resultados obtenidos en la Fig. 9 se extrajo la susceptibilidad de las áreas que cubren únicamente a los volcanes para poder comparar estos resultados entre sí. Estos se ilustran en la Fig. 10 en la cual es posible visualizar que los volcanes que presentan una mayor susceptibilidad son el volcán Socompa y el volcán Lastarria, mientras que el volcán Llullaillaco presenta una menor susceptibilidad.

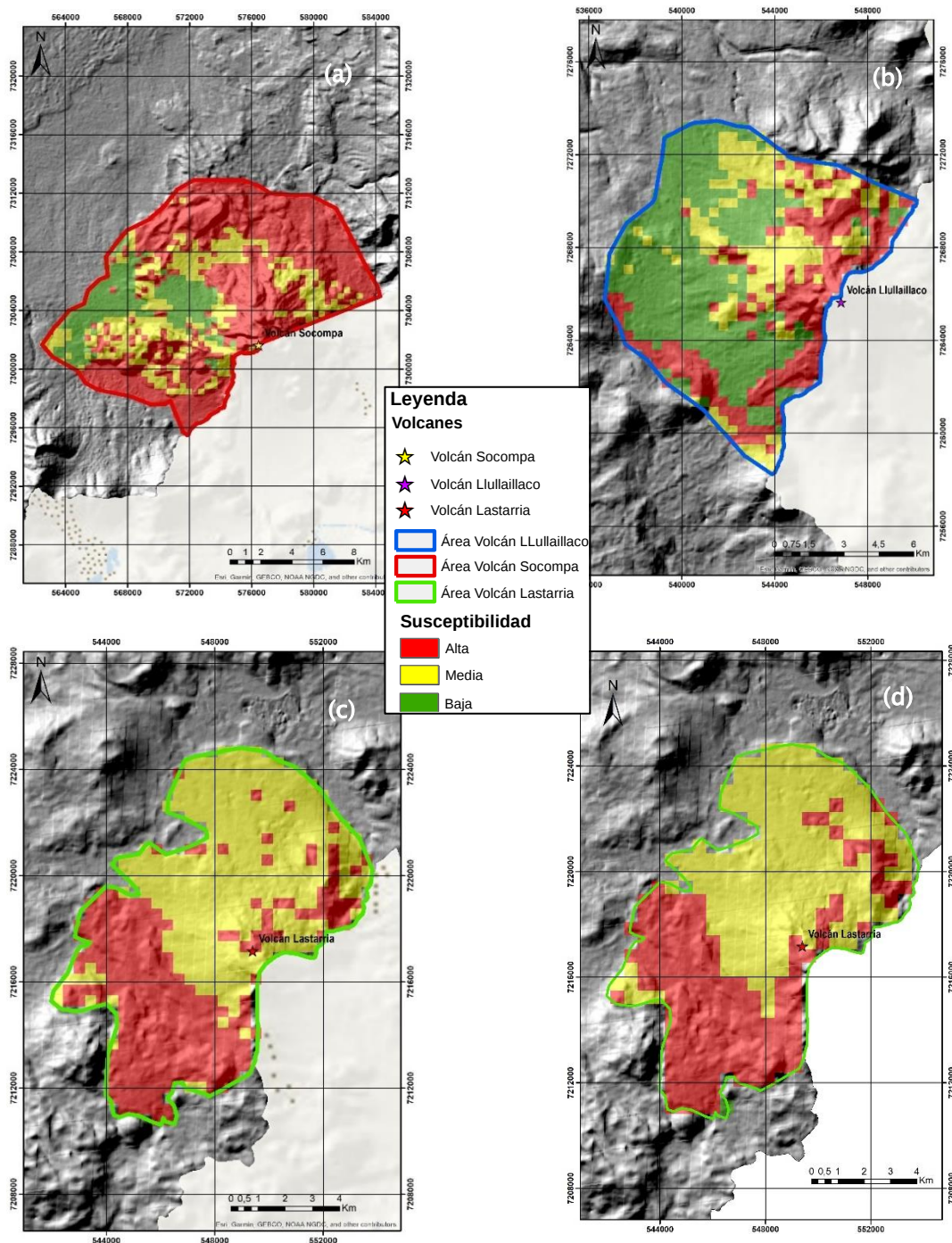


Figura 10.- Mapa de susceptibilidad asociado a cada uno de los edificios volcánicos en estudio, correspondiente a volcanes: (a) Socompa; (b) Llullaillaco; (c) Lastarria; (d) Lastarria con variable de deformación.

De acuerdo con el mapa de susceptibilidad por colapso volcánico (**Fig. 9**) los volcanes Socompa y el Lastarria presentan una mayor susceptibilidad, mientras que la del volcán Llullaillaco es menor.

El volcán Socompa presenta una mayor susceptibilidad hacia el lado NE, lo cual es concordante con la propuesta de Grosse *et al.*, (2022) que indica que el último colapso de flanco para este volcán sucedió con dirección EO.

El volcán Llullaillaco tiene una mayor susceptibilidad hacia el lado este del edificio, lo cual de igual manera es concordante, pues su colapso (~148k años) ocurrió hacia el flanco E.

El volcán Lastarria, difiere de los otros dos en los valores obtenidos puesto que presenta únicamente valores de mediana y alta susceptibilidad (**Tabla 3**), donde estas últimas se distribuyen principalmente hacia el flanco SO del edificio. Para este volcán se realizó un doble análisis siguiendo las ponderaciones de las fórmulas (4) y (5), en el cual se observa una ligera variación en la susceptibilidad, en la cual al incluir la capa de deformación la susceptibilidad alta aumenta en un 0,8%.

Tabla 3.- Porcentaje de predominancia de las categorías de susceptibilidad en los edificios volcánicos estudiados.

Volcán	Área susceptible	Susceptibilidad
Socompa	62,30%	Alta
	22,70%	Media
	15%	Baja
Llullaillaco	31,70%	Alta
	23,70%	Media
	44,60%	Baja
Lastarria	45,40%	Alta
	54,60%	Media
	0%	Baja
Lastarria (con deformación)	46.20%	Alta
	53,80%	Media
	0%	Baja

Se visualiza que el volcán Socompa presenta una mayor área de susceptibilidad en comparación a los otros dos volcanes, el volcán Lastarria se ve gobernado por un área de susceptibilidad media y el volcán Llullaillaco por una baja susceptibilidad (**Tabla 3**).

Estos resultados son acordes a los datos de proyección de colapso de la **Tabla 2**, en el cual se espera que el volcán Socompa podría colapsar en aproximadamente 3.000 y 2.400 años teniendo en cuenta su altura y volumen de 200 km³, el volcán Llullaillaco en 30.000 y 120.000 años por altura y volumen de 200 km³ respectivamente y el volcán Lastarria en 13.000 y 12.000 años siguiendo la misma lógica anterior. Se estima que tanto el volcán Socompa como el Lastarria puedan colapsar en un corto-mediano plazo (< 20.000 años), lo cual es acorde a los valores de susceptibilidad obtenidos. En cambio, el Llullaillaco se esperaría que colapse en un largo plazo, superando el umbral de ~120.000 años.

También se puede observar con claridad una variación pequeña en la susceptibilidad calculada para el volcán Lastarria. Al incluir la variable deformación, el área de alta susceptibilidad aumenta aproximadamente un 0,8% en comparación a no incluirla. Además, se reafirma una mayor susceptibilidad hacia el lado SO del edificio volcánico. La baja influencia de la variable deformación en el resultado de susceptibilidad se debe a que la parte Chilena del edificio no se ve afectada por la deformación más alta presentada por Ruch (2010), el cual alcanza los 3 cm/año.

Propuesta al factor del ranking.

El factor usado actualmente de puntaje para colapso en el “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile” (SERNAGEOMIN) asigna un valor binario (**Fig. 2**) si el volcán ha colapsado alguna vez en el Cuaternario y ha sido reconstruido o si tiene un relieve empinado, flancos abruptos o alteración.

A partir de la información recopilada para este trabajo (**Tabla Anexos A1**) se observa que los volcanes estudiados han generado colapsos por diversas causas y factores condicionantes, entre los cuales destaca principalmente el exceso de pendientes, la alteración hidrotermal de los flancos, la ductilidad del basamento y la actividad volcánica. Teniendo en cuenta aquellos factores, se realiza una nueva propuesta de clasificación para el potencial de colapso de flanco de los volcanes activos de Chile, la que considera los parámetros y características de los volcanes (**Fig. 10**), y los factores condicionantes de colapso que han afectado a los trece volcanes en estudio.

11. Potencial de colapso de flanco	
- Si presenta una altura superior a 3.000 m o presenta un volumen superior a los 100-200km ³ .	0,5
- Si tiene relieves empinados importantes en sus flancos (< 30 °).	0,2
- Si tiene signos de alteración hidrotermal en alguno de sus flancos.	0,1
- Si el volcán ha colapsado y ha sido reconstruido en el Cuaternario.	0,5
- Si presenta índices de deformación (alzamiento) en la zona (> 2 cm/año).	0,1
- Si hay presencia de fallas superficiales o una alta densidad de fallas.	0,1

Figura 11.- Propuesta de clasificación para el Potencial de colapso de flanco en la actualización del “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile” elaborado por SERNAGEOMIN.

En esta propuesta, la mayor importancia se centra en los volcanes que cumplen los parámetros críticos en relación con altura o volumen y aquellos volcanes que han colapsado previamente y que han sido reconstruidos en el Cuaternario.

Estos dos factores están relacionados entre sí, pues al estar el volcán en proceso de reconstrucción podría alcanzar sus parámetros críticos o los que le hicieron colapsar previamente y de esta forma estar frente a un nuevo colapso latente. Además, estos factores se relacionan con los resultados obtenidos en la primera parte del estudio en el cual, de las proyecciones de colapso obtenidas, siete volcanes (Socompa, Llullaillaco, Lastarria, CV. Planchón–Peteroa, Llaima, Lanín y Calbuco) cumplen con sus parámetros críticos en volumen, y además, tienen proyecciones a corto (< 1.000 años) y mediano plazo (< 20.000 años) según las variables de altura y tasa eruptiva.

La inclinación de los relieves también se consideró como un punto importante, pero a menor escala frente a los ya mencionados, esto debido a que tres de los volcanes en estudio (Ollagüe, San Pedro y CV. Planchón–Peteroa) tuvieron como condicionante las pendientes y exceso de inclinación a medida que crecían.

Finalmente, se les asignó igual puntaje a los factores de deformación, fallas y alteración hidrotermal. (1) La deformación (alzamiento) se consideró importante pues se relaciona con los parámetros críticos aportando en la elevación anual de los volcanes. Se incluyó en el análisis de susceptibilidad para el área del volcán Lastarria que tenía los datos disponibles de esta variable, donde al aplicarla y compararla con los resultados obtenidos previamente, reafirma la susceptibilidad estimada. (2) presencia de fallas; este factor se utilizó como una variable para el análisis de susceptibilidad y se consideró importante dado el contexto tectónico (de subducción) en el cual se encuentra Chile, asociado a volcanismo y así mismo, regímenes transcompresionales y transtensionales. (3) presencia de alteración hidrotermal: si bien este factor no fue considerado en el estudio, es importante a considerar porque evidencia de alteración como cambio de color, significa una variación en los minerales de la zona, lo cual favorece las altas presiones, aumenta el contenido de arcillas y debilita las rocas, aumentando la susceptibilidad de generar un colapso.

Discusión

Dimensiones críticas

La evaluación de dimensiones críticas evidencia la importante variación en la proyección del tiempo de colapso al tener en cuenta los extremos críticos del volumen de los volcanes en 100 y 200 km³. Si un volcán posee un volumen cercano a los 100 km³ podría tener una proyección de colapso a corto plazo, mientras que si se evalúa su tiempo de colapso considerándose 200 km³ el colapso se obtiene a largo plazo. El ejemplo más claro es el caso del volcán Llullaillaco, el cual al poseer un volumen mayor a 100 km³ cumple la condición para colapsar. Sin embargo, si se considera un volumen de 200 km³, tiene una proyección de colapso en ~120.000 años. Esto podría deberse principalmente a su tasa eruptiva, dado que tiene una de las más bajas (0,71 km³/ka) en comparación a los otros volcanes en estudio, lo cual indica que su volumen aumenta lentamente con el tiempo. Para solucionar la diferencia entre proyecciones de colapso según los volúmenes de 100 y 200 km³, se recomienda considerar los volúmenes de manera conjunta, como en el presente estudio, ya que si el volcán no ha superado los 100 km³ se considera aquel como su volumen crítico, y si el volcán supera los 100 km³, utilizar los 200 km³ como volumen crítico, pero considerando que el volcán ya se encuentra en condiciones para colapsar por volumen de 100 km³. Esto porque, de hacerlo separado se podría generar el inconveniente al comparar un volcán (A) con 95 km³ de volumen, junto con uno (B) de 135 km³, éste último (al usar los 200 km³ como el umbral), parecería evaluarse como un volcán de 35 km³, lo cual aumentaría excesivamente la proyección de colapso para el volcán e ignoraría por completo que el volcán B es mucho más grande que A.

Si bien, no se tiene registro de colapsos en la evolución de los volcanes Llaima y Lanín, cumplen con las condiciones críticas de colapso, pues presentan volúmenes de 400 y 180 km³, respectivamente. Estos serían candidatos para generar un colapso siguiendo los parámetros críticos planteados en este estudio, pero el hecho de que no lo hayan hecho en el pasado podría estar en relación con la composición basáltica abasáltica/andesítica de estos volcanes,

que podría ser el factor que hace que el edificio no colapse, sumado al distinto régimen tectónico del norte y sur de Chile, con subducción de 6,8 y 2 cm/año, respectivamente.

Opuesto al caso anterior, los volcanes San Pedro y Socompa en la ZVC, poseen un volumen similar ($\sim 140 \text{ km}^3$) y alturas de ~ 2.600 y ~ 2.100 m, respectivamente. Ambos poseen parámetros críticos muy similares, pero con temporalidad distinta de sus colapsos, ya que el San Pedro colapsó por última vez hace ~ 150.000 años y Socompa hace ~ 6.000 años (Grosse *et al.*, 2022). Además, San Pedro presenta una composición andesítica-basáltica, mientras que la de Socompa es dacítica-andesítica, lo cual podría indicar que composiciones basálticas tienen menos tendencia a colapso y posiblemente no resulte de manera apropiada aplicar la metodología de Sigurdsson (2015) con ellos.

Dentro del estudio, los volcanes Ollagüe y CV. Planchón-Peteroa colapsaron debido a que su edificio superó los parámetros críticos. Actualmente, el volcán Ollagüe se encuentra nuevamente cercano a estas, pues tiene una altura de 2.170 m y un volumen de 91 km^3 . Por otro lado, el CV. Planchón-Peteroa tiene una altura de 1.750 m y un volumen de 180 km^3 , este ya se encontraría en condiciones de colapsar, pero al ser de composición basáltica no está comprobado que sus parámetros críticos sean similares a los de los volcanes andesíticos.

Evaluación de la susceptibilidad por colapso

Del mapa de susceptibilidad para el volcán Socompa (Fig. 10) se observa un área con baja susceptibilidad en dirección EO. Grosse *et al.* (2022) indican que el último colapso para el volcán fue en dirección EO, aquella zona de baja susceptibilidad podría ser interpretada como el colapso, ya que habría una reducción de pendientes en el anfiteatro que dejó como cicatriz la avalancha. Y esto tendría concordancia con los resultados obtenidos, porque se dio alta importancia a las pendientes en la ponderación ocupada para el cálculo de susceptibilidad. Además, la causa del último colapso del volcán Socompa se debió a la inclinación en la base del volcán, lo cual podría verse reflejado en los resultados de las Fig. 9 y 10 en relación con las pendientes.

El volcán Lastarria presenta una media a alta susceptibilidad principalmente hacia el flanco SO del edificio. Este resultado fue obtenido con las dos ponderaciones realizadas para este volcán. El incorporar la deformación existente no generó una variación significativa, debido probablemente a su baja ponderación en el análisis, o bien debido a que los valores de la geomorfología y pendientes (que no variaron) predominaban en aquella zona como valores altos.

Los resultados obtenidos en el análisis de susceptibilidad son concordantes con el análisis de dimensiones críticas, donde el volcán Socompa es el que presenta la susceptibilidad más alta (62,3%, **Tabla 3**) y la proyección más cercana a generar colapso (~2.400 años), seguido por el volcán Lastarria (~12.000 años) y finalmente el Llullaillaco (~120.000 años) el cual presentó la menor susceptibilidad entre los tres volcanes estudiados. Esto podría deberse a que la causa del su anterior colapso no fue el crecimiento, sino la actividad volcánica, y no hay evidencia que relacione su colapso con los parámetros críticos, los cuales podrían ser distintos a los conocidos para volcanes de tipo andesíticos.

Para una mejor evaluación de la susceptibilidad por colapso sería necesario contar una capa de mayor detalle de la geomorfología de la zona, ya que como se aprecia en el mapa correspondiente (Anexos A3), ésta es a escala 1:1.000.000. Para darle mayor importancia a las zonas volcánicas se generó una gran zona homogénea (de un mismo valor en la reclasificación) para todos los volcanes, que actuó como un valor constante para cada volcán. Con una capa a menor escala, se podría realizar un análisis con más detalles, donde se entreguen diversos valores para la geomorfología de la zona y de esta forma, obtener una mayor variación en la susceptibilidad al priorizar las zonas de edificios volcánicos y discriminar otras geomorfologías como cerros. Algo similar ocurre con la capa de densidad de fallas, obtenida de las fallas de cartas geológicas publicadas, que igualmente constituyó una constante en el área de los volcanes, debido a que los volcanes estaban ubicados dentro de una única área de densidad.

Esto hace que la susceptibilidad se vea gobernada principalmente por las pendientes (dado que éstas están a una menor escala y tiene mayor detalle) y resistencia de la geología de la zona, donde se asignaron tres rangos de pendientes con 15° de diferencia entre ellos, para

así poder priorizar realmente los flancos abruptos ($>30^\circ$). Por esto, el mapa arrojó susceptibilidad alta en zonas no volcánicas donde la pendiente era superior a la mencionada, lo cual se podría interpretar como zonas con posible tendencia a desencadenar remociones en masa (RM), principalmente caída de rocas y *toppling*.

Una de las limitaciones del análisis de susceptibilidad realizado en este estudio, es que solo contempla las variables superficiales y no variables magmáticas como intrusiones que pueden generar inflación, o factores como la sismicidad o estudios geofísicos. La deformación se utilizó únicamente para el volcán Lastarria, dado que los otros volcanes no tenían datos y se recomienda su incorporación como estudios futuros.

Propuesta actualización al ranking

La propuesta presentada ha sido generada en base a los factores condicionantes tratados a lo largo del estudio, donde se les asignó valores priorizando los parámetros críticos de altura y volumen, y se mantuvo el hecho de que el volcán haya colapsado en el pasado. Sin embargo, la metodología de parámetros críticos que se considera en la propuesta podría funcionar únicamente para los volcanes andesíticos-dacíticos, pues como se menciona anteriormente, los volcanes de composición basáltica podrían tener parámetros críticos más altos en término de volumen al menos.

Conclusiones

El presente estudio es el primero en evaluar la susceptibilidad por colapso de flanco para diversos volcanes de Chile, por lo cual los resultados deben considerarse como preliminares y una evaluación piloto.

Los volcanes Ollagüe, Socompa y Lastarria, dentro de la ZVC, son los volcanes más próximos para generar un colapso a corto (<1.000 años) y mediano plazo (<20.000 años). De estos, el volcán Socompa tiene el volumen más alto (144 km^3) y ya podría generar un colapso, seguido del volcán Ollagüe (91 km^3) y finalmente el Lastarria (75 km^3).

Dentro de los volcanes de la ZVS analizados, todos, a excepción de Antuco, cumplen sus condiciones críticas (volumen $>100 \text{ km}^3$) para un potencial colapso a corto plazo. Entre estos, los volcanes Llaima y Lanín, poseen un volumen de 400 y 180 km^3 , respectivamente, y tiene una altura superior a 2.400 m . Éstos, junto al C.V Planchón–Peteroa son los tres volcanes con mayor volumen de los casos estudiados. Pero al tener una composición basáltica la metodología podría no ser la más apropiada para evaluar este tipo de volcanes.

En base al análisis de susceptibilidad, el volcán Socompa tiene un $\sim 62\%$ de área en condición de susceptibilidad alta, principalmente hacia el flanco NE. Los volcanes Lullailaco y Lastarria tienen áreas de $\sim 32\%$ y $\sim 46\%$ bajo una condición de susceptibilidad alta, respectivamente.

Incluir la variable de deformación para el volcán Lastarria aumentó en un $0,8\%$ la susceptibilidad alta de la zona, manteniendo una tendencia al área SO del volcán. Se recomienda a futuro realizar estudios de deformación para otros volcanes y compararlos con el presente estudio.

Finalmente, se recomienda optimizar el análisis con nuevos factores condicionantes que pueden incidir en el desencadenamiento de colapsos y avalanchas volcánicas tales como la sismicidad, la deformación (de otros volcanes) y la alteración hidrotermal. Además, se recomienda estudiar de manera más detallada los parámetros críticos asociados a volcanes de carácter basáltico.

Referencias

- Aguilera, F.; Benavente, O.; Gutiérrez, F.; Romero, J.; Saltori, O.; González, R.; Agosto, M.; Caselli, A.; Pizarro, M. (2016). "Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010–2011, Southern Andean Volcanic Zone, Chile".
- Amigo, A., Bertin, D., & Orozco, G. (2012). "Peligros volcánicos de la zona norte de Chile. *Regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama*".
- Bacigalupo, C., Rodríguez, I., & Campos, E. (2015). "Mecanismos de emplazamiento de la avalancha de detritos del volcán Irruputuncu, Andes Centrales". *Actas XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, 3*: 57–60.
- Bertin, D., & Amigo, Á. (2015). "Geología y peligros del volcán San Pedro, II Región. In *Actas XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile* (Vol. 3, pp: 128–131)".
- Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN). (2017). "SITHA. Coberturas shapefile de la Región de Antofagasta".
- Clavero, J., Sparks, R., & Polanco, E., (2012). "Geología del Volcán Parinacota: región de Arica y Parinacota [versión corregida]. Escala 1 : 50.000".
- Clavero, J., Sparks, R., Huppert, H., & Dade, W. (2002). "Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 64(1): 40–54."
- Clavero, J., Sparks, R., Polanco, E. (2012). "Geología del Volcán Parinacota, Región de Arica y Parinacota (versión corregida). Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 132: 31 p., 1 mapa escala 1:50.000."
- Clavero, J., Sparks, R., Polanco, E., & Pringle, M. (2004). "Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 317–347".
- Clavero, J., Sparks, R., Pringle, S., Polanco, E., & Gardeweg, C. (2004). "Evolution and volcanic hazards of Taapaca volcanic complex, Central Andes of northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 161(4): 603–618."
- Feeley, T., Davidson, J., & Armendia, A. (1993). "The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(3–4): 221–245".

- Feeley, T., Davidson, J. (1994). "Petrology of calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean Stratovolcanoes. *Journal of Petrology* 35(5): 1295–1340".
- Francis, P., Roobol, M., Walker, G., Cobbold, P., Coward, M. (1974). "The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits". *Geologische Rundschau* 63: 357–388.
- Francis, P., Wells, G. (1988). "Landsat thematic mapper of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology* 50: 258–278".
- Franco, L. (2019). "Comportamiento eruptivo del Volcán Llaima (2007–2010) e incidencia del terremoto del Maule MW 8.8 en la actividad volcánica y tectónica local".
- Gardeweg, M., Cornejo, P., & Davidson, J. (1984). "Geología del volcán Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile (Andes Centrales). *Revista Geológica de Chile*, 23, 21–37".
- Grosse, P., Danišík, M., Apaza, F., Guzmán, S., Lahitte, P., Quidelleur, X., & Bachmann, O. (2022). "Holocene collapse of Socompa volcano and pre-and post-collapse growth rates constrained by multi-system geochronology. *Bulletin of Volcanology*, 84(9), 1–18".
- Jicha, B., Laabs, B., Hora, J., Singer, B., & Caffee, M. (2015). "Early Holocene collapse of Volcán Parinacota, central Andes, Chile: volcanological and paleohydrological consequences. *Bulletin*, 127(11–12), 1681–1688".
- Kelfoun, K., & Druitt, T. H. (2005). "Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B12).
- Klug, J., Singer, B., Jicha, B., Ramirez, A., & Sruoga, P. (2018). "40Ar/39Ar geochronology and geochemical evolution of Planchon–Peteroa volcanic complex. In *GSA Annual Meeting, Indianapolis*".
- Lara, L., Naranjo, J., & Moreno, H. (2004). "Lanín volcano (39.5 S), Southern Andes: geology and morphostructural evolution. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 241–257".
- Le Corvec, N. (2005). "Socompa volcano destabilisation (Chile) and fragmentation of debris avalanches. *Unpublished M. Sc. thesis. Laboratoire Magma et volcans, Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, France*".
- López-Escobar, L., Parada, M., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P., & Moreno, H. (1995). "Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe–

- Ofqui Fault Zone, Chile (41–42 S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 345–361”.
- Lopez–Escobar, L., Parada, M., Moreno, H., Frey, F., & Hickey–Vargas, R. (1992).** “A contribution to the petrogenesis of Osomo and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41° 00'–41° 30'S) comparative study. *Andean Geology*, 19(2), 211–226”.
- Lopez–Escobar, L., Vergara, M., & Frey, F. (1981).** “Petrology and geochemistry of lavas from Antuco volcano, a basaltic volcano of the southern Andes (37° 25' S). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11(2–4), 329–352”.
- MacPhail, D. (1966).** “El gran lahar del Laja. In Estudios Geográficos. *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, p. 133–155”.
- MacPhail, D. (1973).** “The geomorphology of the rio Teno lahar, central Chile. *Geographical Review*, 517–532”.
- Marshall, A., Brand, B., Martínez, V., Bowers, J., Walker, M., Wanless, V., & Giordano, G. (2022).** “The mafic Curacautín ignimbrite of Llama volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421, 107418”.
- Martínez, P., Singer, B., Roa, H., & Jicha, B. (2018).** “Volcanologic and petrologic evolution of Antuco–Sierra Velluda, Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 392–408”.
- McGuire, W. (1996)** “Volcano instability: a review of contemporary themes. In: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J (eds) Volcano instability on the Earth and other planets. *Geol Soc Special Pub* 110:1–23”.
- Moreno, H., Lahsen, A., Varela, J., Vergara, M. (1986).** “Edades K–Ar de rocas volcánicas cuaternarias del Grupo Volcánico Antuco–Sierra Velluda, Andes del Sur, 37°27'S. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 36, p. 27–32”.
- Moreno, H., Varela, J., Lahsen, A., & Vergara M (1984)** “Estudio geológico del Grupo Volcánico Antuco–Sierra Velluda. Departamento de Geología y Geofísica. Universidad de Chile–ENDESA, Unpublished report”.
- Moreno, H., Varela, J., Lahsen, A., & Vergara, M. (1959).** “Observations on Some Soils of Central Chile (Inédito), *New Zealand Soil Bureau* (mimeographed report)”.

- Muñoz, C., Becerril, L., & Bertin, L. (2022).** “Evaluación de peligro de avalanchas de escombros por colapso de volcán Parinacota, Región de Arica y Parinacota, Chile.”
- Namur, O., Montalbano, S., Bolle, O., & Vander Auwera, J. (2020).** “Petrology of the April 2015 eruption of Calbuco volcano, southern Chile. *Journal of Petrology*, 61(8), egaa084”.
- Naranjo, J. (1986).** “Geology and evolution of the Lastarria volcanic complex, north Chilean Andes. M. Phil. Thesis (Unpublished), *The Open University, Milton Keynes*: 157 p. United Kingdom”.
- Naranjo, J., & 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, 33p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago, Chile”.
- Naranjo, J., & Francis, P. (1987).** “High velocity debris avalanche deposit at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 49: 509–514”.
- Naranjo, J., Haller, M., F., Ostera, H., Pesce, A., & Sruoga, P. (1999).** “Geología y Peligros del Complejo Volcánico Planchón–Peteroa, Andes del Sur (35°15´ S), Región del Maule, Chile–Provincia de Mendoza, Argentina”.
- Naranjo, J., Villa, V., & Venegas, C. (2013).** “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 153–154: 1 mapa escala 1:100.000”.
- Naranjo, J., & Moreno, H. (1991).** “Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S)”. *Revista Geológica de Chile* 18 (1): 69–80.
- O’Callaghan, L., & Francis, P. (1986).** “Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *Journal of the Geological Society of London* 143: 275–286”.
- Petit-Breuilh, M. E., & Moreno, H. (1997).** “La erupción de 1893–1895 del volcán Calbuco (41.3 oS) y sus efectos ambientales.” *Congreso Geológico Chileno*, 8: 780–784.
- Polanco, E., Clavero, J., Gimeno, D., & Fernandez–Turiel, J. (2008).** “Geoquímica de los últimos 450 ka del complejo volcánico Taapacá (18° 06’S), Andes Centrales, Chile”.

- Richards, J., & Villeneuve, M. (2001).** "The Llullaillaco volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by edifice collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105: 77–105".
- Rodríguez, I., Godoy, B., Arancibia, G., Godoy, E., Clavero, J., & Rojas, C. (2012).** "Comportamiento de los flujos de avalancha de detritos de los Volcanes Llullaillaco y Tata Sabaya, Andes Centrales".
- Rodriguez, I., Paez, J., Van Wyk de Vries, M., Van Wyk de Vries, B., & Godoy, B. (2020).** "Dynamics and physical parameters of the Lastarria debris avalanche, Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402: 106990".
- Rodríguez, I., Roche, O., Moune, S., Aguilera, F., Campos, E., & Pizarro, M. (2015).** "Evolution of Irruputuncu volcano, central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 385–399".
- Romero, J., Polacci, M., Moreno, H., Watt, S., Parada, M. A., Valenzuela, K., Albornoz, L., Arzilli, F., La Spina, G., & Rodríguez, I. (2021).** "Multi-scale impacts of Antuco basaltic stratovolcano (Southern Andes, Chile) ca. 6.2 ka sector collapse: Avalanche deposition, eruptive behavior transformation and hydrologic reconfiguration." *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU21–16176.
- Romero, J., 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: 1–9.
- Roverato, M., & Dufresne, A. (2021).** "Volcanic debris avalanches: introduction and book structure. In *Volcanic Debris Avalanches* (pp. 1–10). Springer, Cham".
- Ruch, J. (2010).** "Volcano deformation analysis in the Lazufre area (Central Andes) using geodetic and geological observations".
- Sellés, D., & Moreno, H. (2011).** "*Geología del Volcán Calbuco: región de Los Lagos*. Servicio Nacional de Geología y Minería".
- Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN. (2019).** "Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile".
- Shea, T., & Van Wyk de Vries B, (2010)** "Collapsing volcanoes: the sleeping giants' threat. *Geol Today* 26(2): 72–77".

- Siebert L (1984)** “Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source area, deposits, and associated eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 22:163–197”.
- Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2011).** “*Volcanoes of the World*. Univ of California Press.”
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (2015).** “*The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.”
- Solari, M.; Venegas, C.; Montecino, D.; Astudillo, N.; Cortés, J.; Bahamondes, B.; Espinoza, F. (2017).** “Geología del área Imilac–Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 191: 88 p., 1 mapa escala 1:100.000”.
- Thiele, R., Moreno, H., Elgueta, S., Lahsen, A., Rebolledo, S., & Petit-Breuilh, M. (1998).** “Evolución geológico–geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista geológica de Chile*, 25(2): 229–253”.
- Tibaldi, A., Bistacchi, A., Pasquare, F., & Vezzoli, L. (2006)** “Extensional tectonics and volcano lateral collapses: insights from Ollagüe volcano (Chile–Bolivia) and analogue modeling. *Terra Nova* 18 (4): 282–289”.
- Tibaldi, A., Bistacchi, A., Pasquare, F., & Vezzoli, L. (2006).** “Extensional tectonics and volcano lateral collapses: insights from Ollagüe volcano (Chile–Bolivia) and analogue modelling. *Terra Nova*, 18(4): 282–289”.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Kozhurin, A., Lagmay, A., Pasquarè, F., Ponomareva, V., & Vezzoli, L. (2008).** “Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary Change*, 61(3–4): 151–174”.
- Tormey, D. (2010).** “Managing the effects of accelerated glacial melting on volcanic collapse and debris flows: Planchon–Petroa Volcano, Southern Andes. *Global and Planetary Change*, 74(2): 82–90”.
- Vallejos, L. (2012).** “Ingeniería Geológica. Pearson Educación”.
- Van Wyk de Vries, B., & Delcamp, A. (2015)** “Volcanic debrisavalanches. In: Shroder JF, Davies T (eds) *Landslide hazards, risks, and disasters*. Academic Press. pp 131–157”.
- Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P., & Keszthelyi, L. (2001)** “A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105: 225–247”.

- Van Wyk de Vries. B., & Davies, T. (2015)** "Landslides, debris avalanches, and volcanic gravitational deformation. In: The encyclopedia of volcanoes. Academic Press, pp 665-685".
- Varela, J., Moreno, H., Lahsen, A., & Vergara, M. (1988)** "Los depósitos de relleno Cuaternario del curso superior del río Laja (VIII Región). In V Congreso Geológico Chileno II: D159-D177, Santiago".
- Vezzoli, L., Tibaldi, A., Renzulli, A., Menna, M., & Flude, S. (2008)** "Faulting-assisted lateral collapses and influence on shallow magma feeding system at Ollagüe volcano (Central Volcanic Zone, Chile-Bolivia Andes). Journal of Volcanology and Geothermal Research 171 (1-2): 137-159".
- Villa, V., Ramírez, C., Ferrando, R., Montecino, D., & Lienlaf, M. (2019)** "Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 202-203: 130 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago".
- Voight, B. (2000).** "Structural stability of andesite volcanoes and lava domes. Philos Trans-R Soc Lond Ser Math Phys Eng Sci 358(1770):1663-1703".
- Voight, B., & Elsworth, D. (1997)** "Failure of volcano slopes: geotechnique 47:1-31".
- Wadge, G., Francis, P., & Ramírez, C. (1995).** "The Socompa collapse and avalanche event. Journal of Volcanology and Geothermal Research 66: 309-336".
- Zappettini, E. (2008)** "Las Avalanchas de Detritos del Volcán Llullaillaco. El colapso de un gigante

Anexos

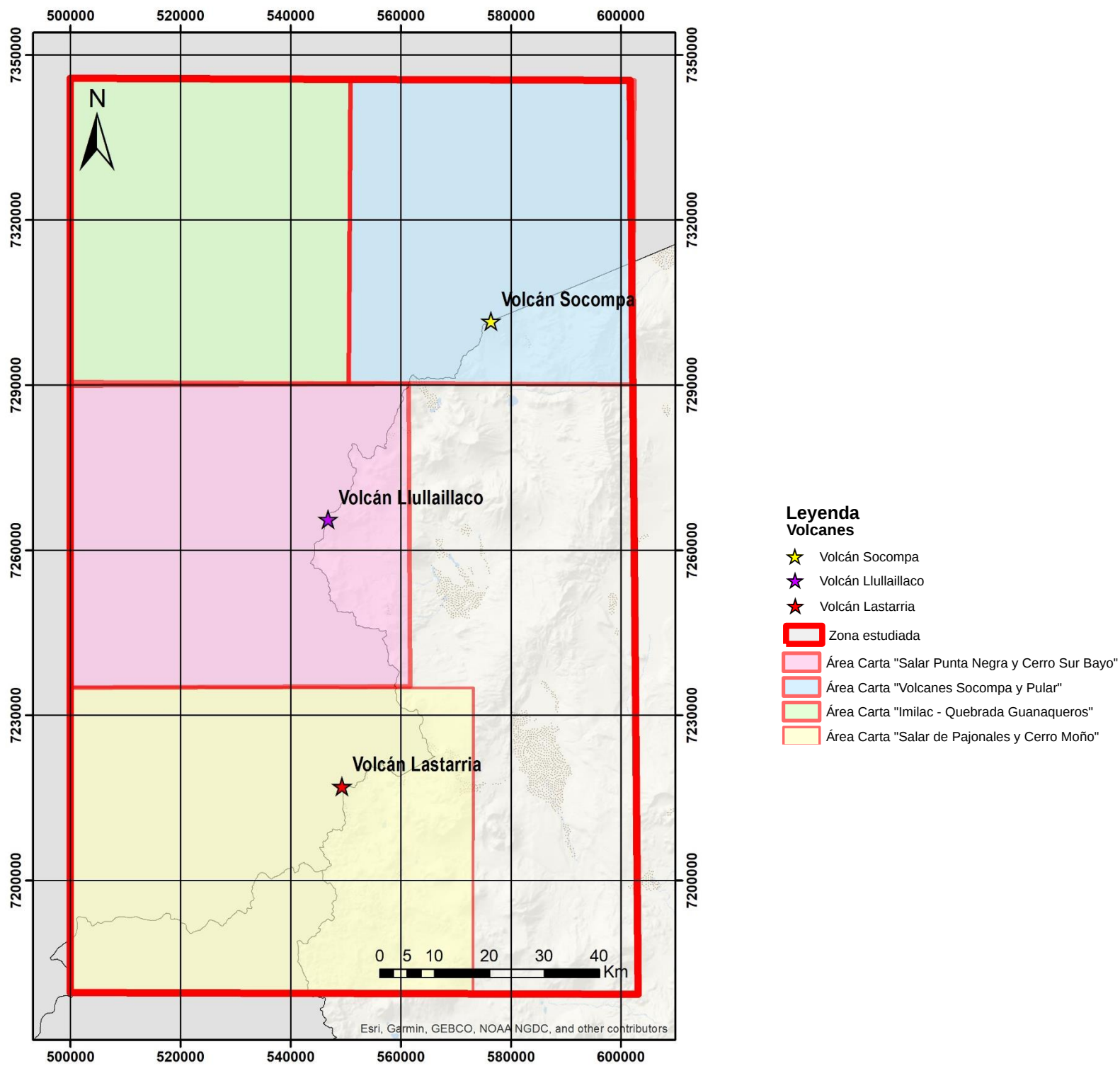


Figura A 1.- Áreas de las cartas geológicas utilizadas para generar el mapa geológico del estudio

Tabla A1. Parámetros dimensionales y de colapsos de volcanes en estudio														
Volcán	Región	Altitud (msnm)	Altura (m)	Área basal (km²)	Volumen volcán (km³)	Composición general	Edad del volcán	Edad colapso/avalancha	Causa	Condicionante	Volúmen depósito	Cicatriz avalancha	Reconstrucción	Tasa eruptiva (km3/ka)
Taapaca	Arica y Parinacota	5.850 ¹	1.150 ²	250 ¹	73 ³	Dacítica ³	?	14.000 ⁴	Relacionados con explosiones volcánicas y episodios de crecimiento de domos. ⁴	Flancos y domos alterados hidrotermalmente. ⁴	s/i	s/i	s/i	5,21
Parinacota	Arica y Parinacota	6.348 ¹	1.989 ⁵	180 ¹	44 ³	Andesítica ⁶	Cuaternario tardío ⁷	8.800 ³⁹	s/i	Suelo deformable (sedimentarias) ^{8;9}	6 ³⁹	No hay evidencia ya que fue rellenada ¹⁰	Sí, tiene un volúmen similar a pre-colapso ¹⁰	2,5
Irruputuncu	Tarapaca	5.163 ¹	1.180 ²	44 ¹	12 ¹	Andesítica ¹¹	Pleistoceno medio a Holoceno	140 ka ⁴⁰	s/i	Crecimiento ⁴⁰	0,071 ⁴⁰	s/i	s/i	0,08
Ollagüe	Antofagasta	5.868 ¹	2.170 ¹³	260 ¹	91 ³	Andesítica a dacítica ¹⁴	Cuaternario ¹⁵	11.000 ¹⁴	Altura crítica ¹⁶	Exceso inclinación a medida que crecía ¹⁴	1 ¹³	s/i	s/i	8,27
San Pedro	Antofagasta	6.145 ¹	2.645 ¹⁷	150 ¹	141 ³	Andesita > Basáltica Andesítica ³	s/i	< 150 ka ¹⁷	s/i	Pendientes ¹⁰	2 ¹⁸	Escarpe 250 m ¹⁸	SanPedro 1 y SanPedro 2	0,94
Socompa	Antofagasta	6.031 ¹	2.015 ⁵	s/i	144 ³	Dacítica / Andesítica ³	Cuaternario ¹⁹	6.200 ¹⁹	Sustrato inclinado fallido de la formación Salín. ²⁰	s/i	25,7 ²²	2000 m - Anfiteatro que produjo deslizamientos ²²	s/i	20
Llullaillaco	Antofagasta	6.722 ¹	2.500 ²³	s/i	111 ³	Dacítica ²⁴	Cenozoica ²³	156.000 - 148.000 ± 5.000 años ²⁵	Actividad volcánica ²⁵	Actividad volcánica ²⁵	2 ²³	Rellena con flujos y escombros volcánicos ¹⁰	s/i	0,71
Lastarria	Antofagasta	5.706 ¹	1.100 ²	105 ¹	75 ³	Andesítica-dacítica ²⁶	s/i	7.430 ²⁶	Falla talud ²⁷	Gravedad, presencia fluido. ²⁷	0,091 ²⁷	1 Km ²⁶	s/i	10,09
CV. Planchón Peteroa	Maule	3.977 ¹	1.750 ²	129 ¹	181 ¹	Basáltica andesítica ²⁸	Pleistoceno ²⁹	11.000 ³⁰	Altura crítica ¹⁶	Pendientes	10 ²⁹	s/i	Planchón II ¹⁶	16,45
Antuco	Bío-Bío	2.979 ¹	1.100 ²	93 ¹	93 ¹	Basáltica y basáltica andesítica ³¹	Holoceno ³²	6.200 ³¹	Por una catastrófica explosión lateral freatomagmática ³³	s/i	5 ³³	Anfiteatro 4km ¹²	Antuco 1 y Antuco 2	15
Llaima	Araucanía	3.125 ¹	2.430 ³⁴	500 ¹	400 ¹	Basáltica y Basáltica andesítica ³⁴	Cuaternario ³⁵	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	0,06 - 2,5
Lanín	Araucanía	3.747 ¹	2.624 ⁵	220 ¹	180 ¹	Basáltica y Basáltica andesítica ³⁶	Pleistoceno Medio-Superior. ³⁶	2.200 ³⁶	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	-
Calbuco	Los Lagos	2.003 ¹	1.946 ⁵	180 ¹	120 ¹	Andesítica ³⁷	Pleistoceno tardío-Holoceno ³⁸	Pleistoceno/Holoceno ¹²	s/i	s/i	s/i	s/i	s/i	10,43

[1] (Argentina & Chile ultraprominence web site.) ; [2] Estimación propia ; [3] (Amigo *et al.*, 2012). ; [4] (Clavero *et al.*, 2004) ; [5] (Red vigilancia volcánica SERNAGEOMIN) ; [6] (Clavero *et al.*, 2004b, 2006a, 2012). ; [7] (Clavero *et al.*, 2004) ; [8] (Clavero *et al.*, 2002) ; [9] (Roverato *et al.*, 2021) ; [10] Francis *et al.*, 1988) ; [11] (Rodríguez *et al.*, 2015) ; [12] (Thiele *et al.*, 1998) ; [13] (Vezzoli *et al.*, 2008) ; [14] (Feeley *et al.*, 1993) ; [15] (Tibaldi *et al.*, 2006) ; [16] (Tibaldi *et al.*, 2008) ; [17] (Bertin *et al.*, 2015) ; [18] (O'Callaghan *et al.*, 1986) ; [19] (Grosse *et al.*, 2022) ; [20] (Van Wyk de Vries *et al.*, 2001) ; [21] (Corvec, 2005) ; [22] (Wadge *et al.*, 1995) ; [23] (Zappettini, 2008). ; [24] (Gardeweg *et al.*, 1984) ; [25] (Richards *et al.*, 2001) ; [26] (Rodríguez, *et al.*, 2020) ; [27] (Naranjo *et al.*, 1987) ; [28] (Aguilera *et al.*, 2016) ; [29] (Klug *et al.* 2018) ; [30] (Tormey 2010). ; [31] (Martínez, *et al.* 2018) ; [32] (Lopez-Escobar, 1981) ; [33] (Moreno *et al.* (1984, 1986), Varela *et al.* (1988), and Thiele *et al.* (1998) ; [34] (Naranjo, *et al.*, 2005) ; [35] (Marshall *et al.*, 2022) ; [36] (Lara *et al.*, 2004) ; [37] (Namur *et al.*, 2020) ; [38] (López-Escobar *et al.*, 1995) ; ; [39] (Jicha *et al.*, 2015) ; [40] (Rodríguez, *et al.*, 2015).

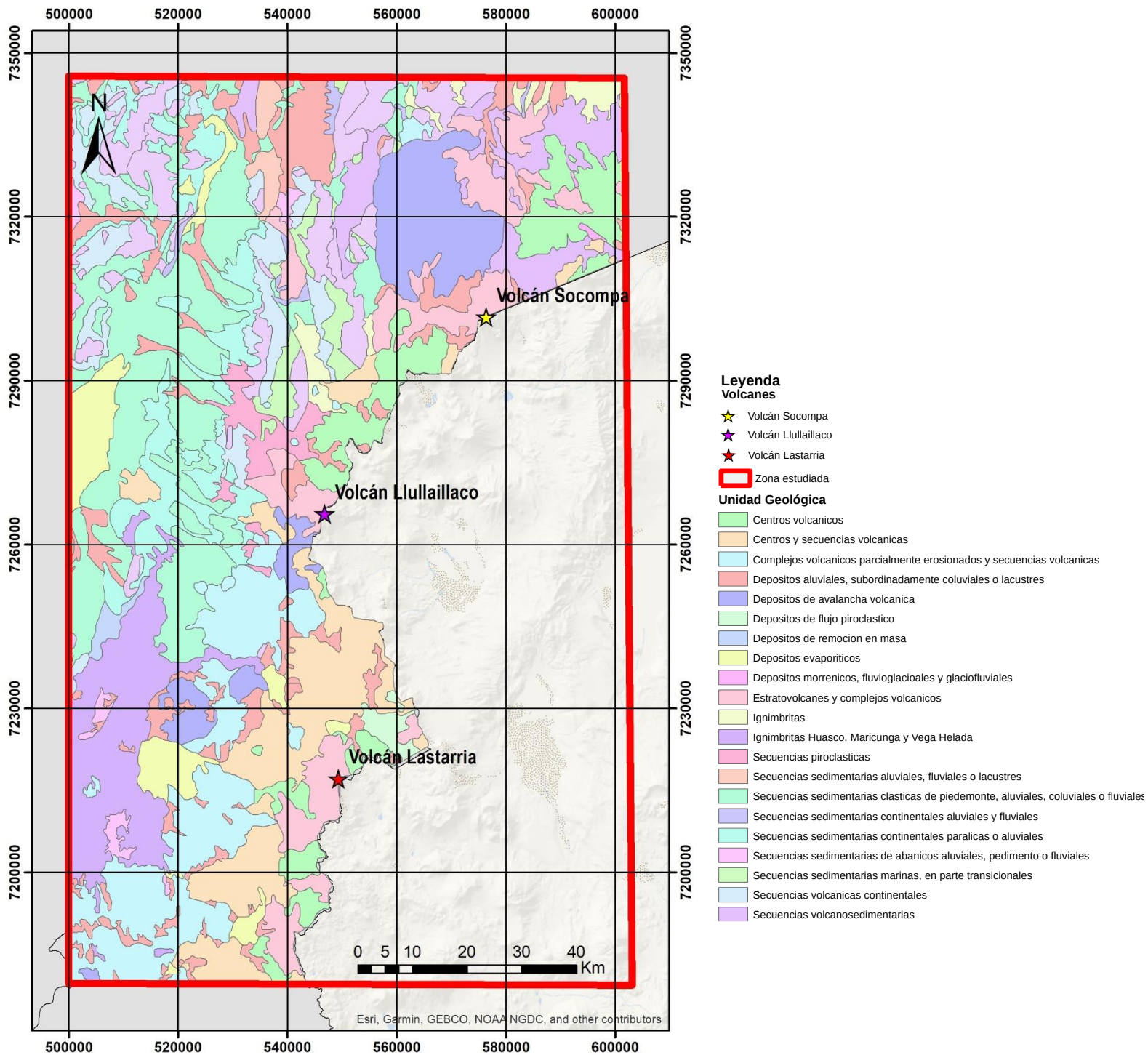


Figura A 2.- Mapa geológico total del área chilena de la zona de estudio. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

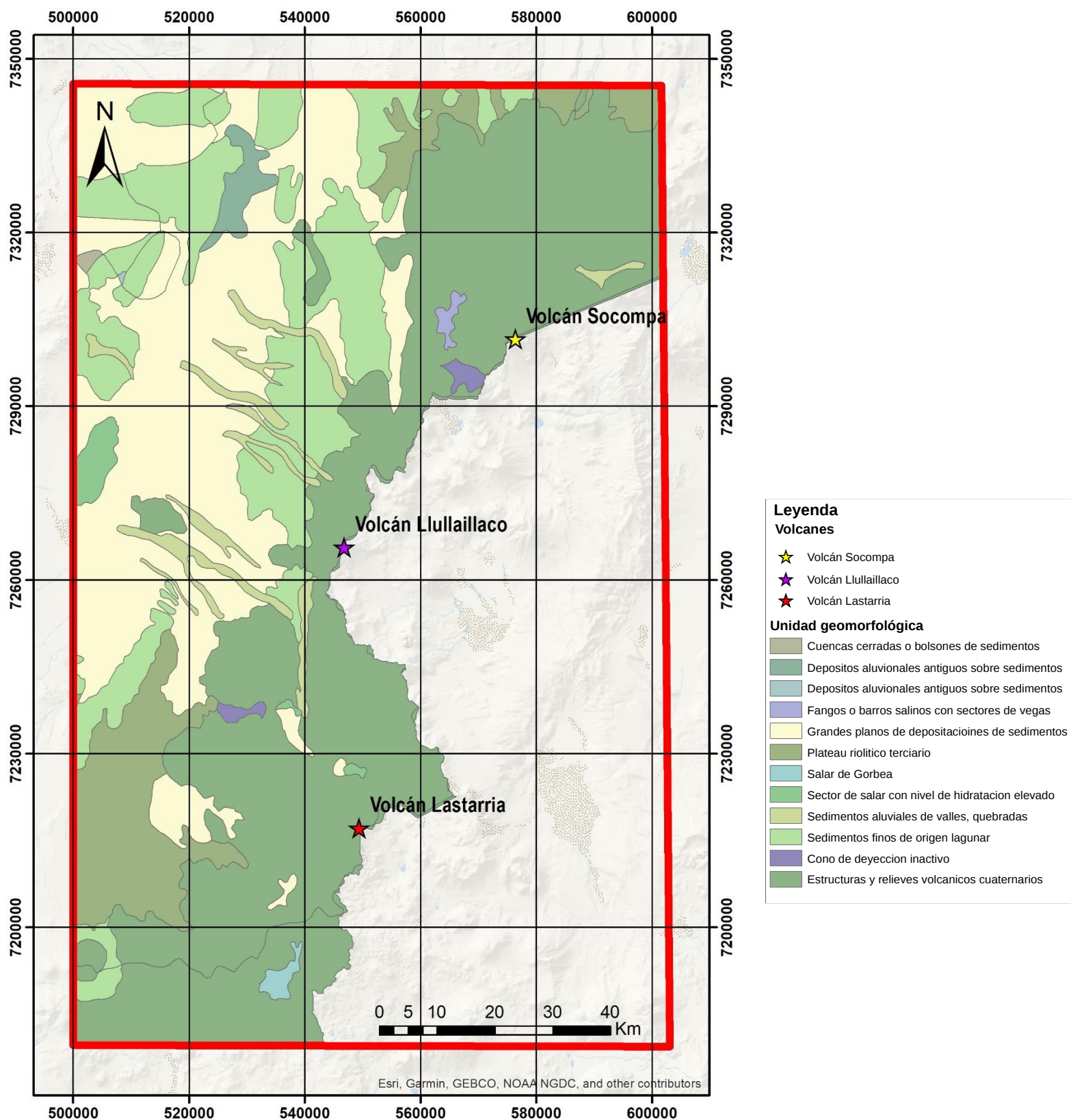


Figura A 3.- Mapa geomorfológico del área de estudio. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

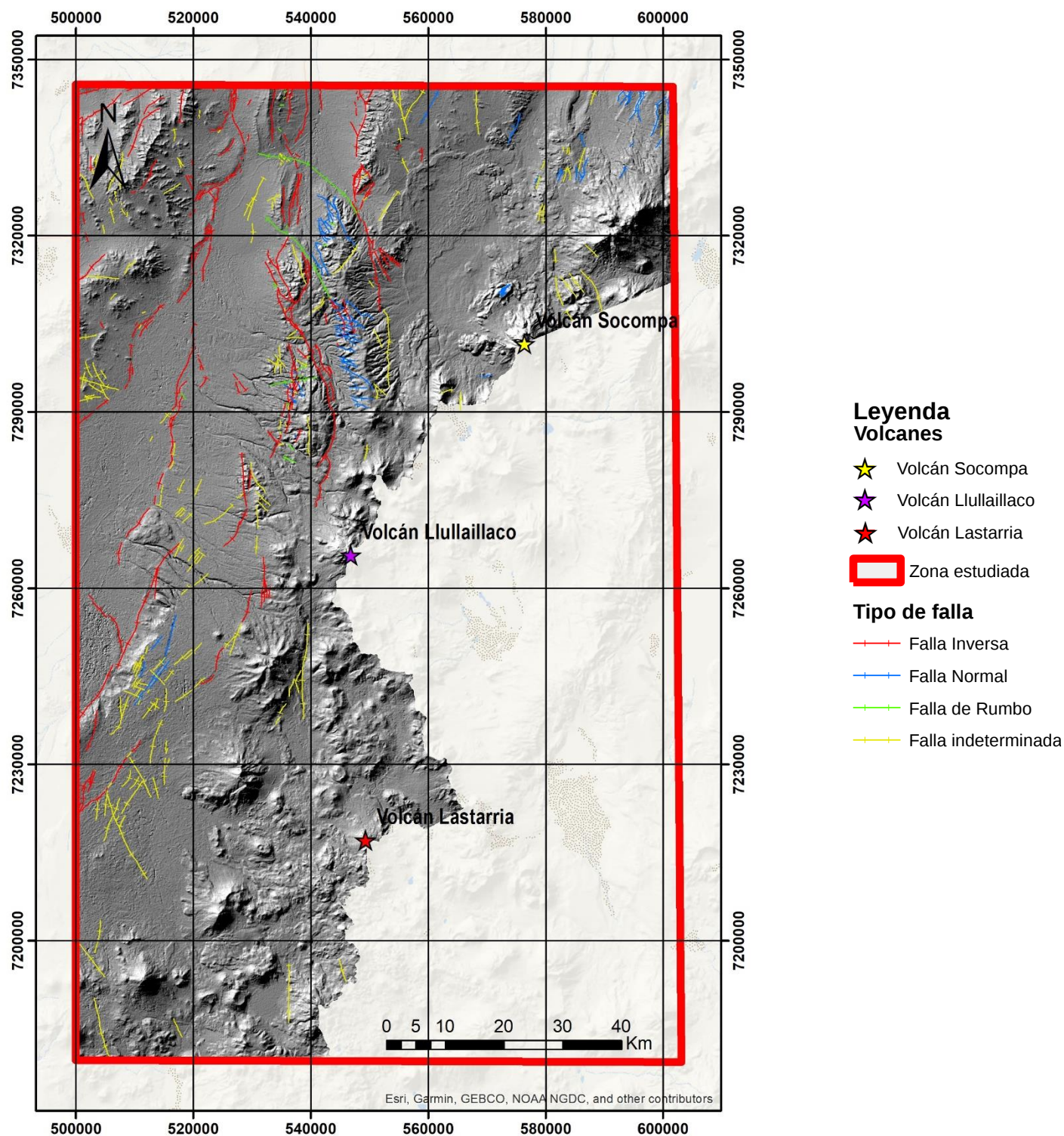


Figura A 4.- Mapa de fallas geológicas del área de estudio. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

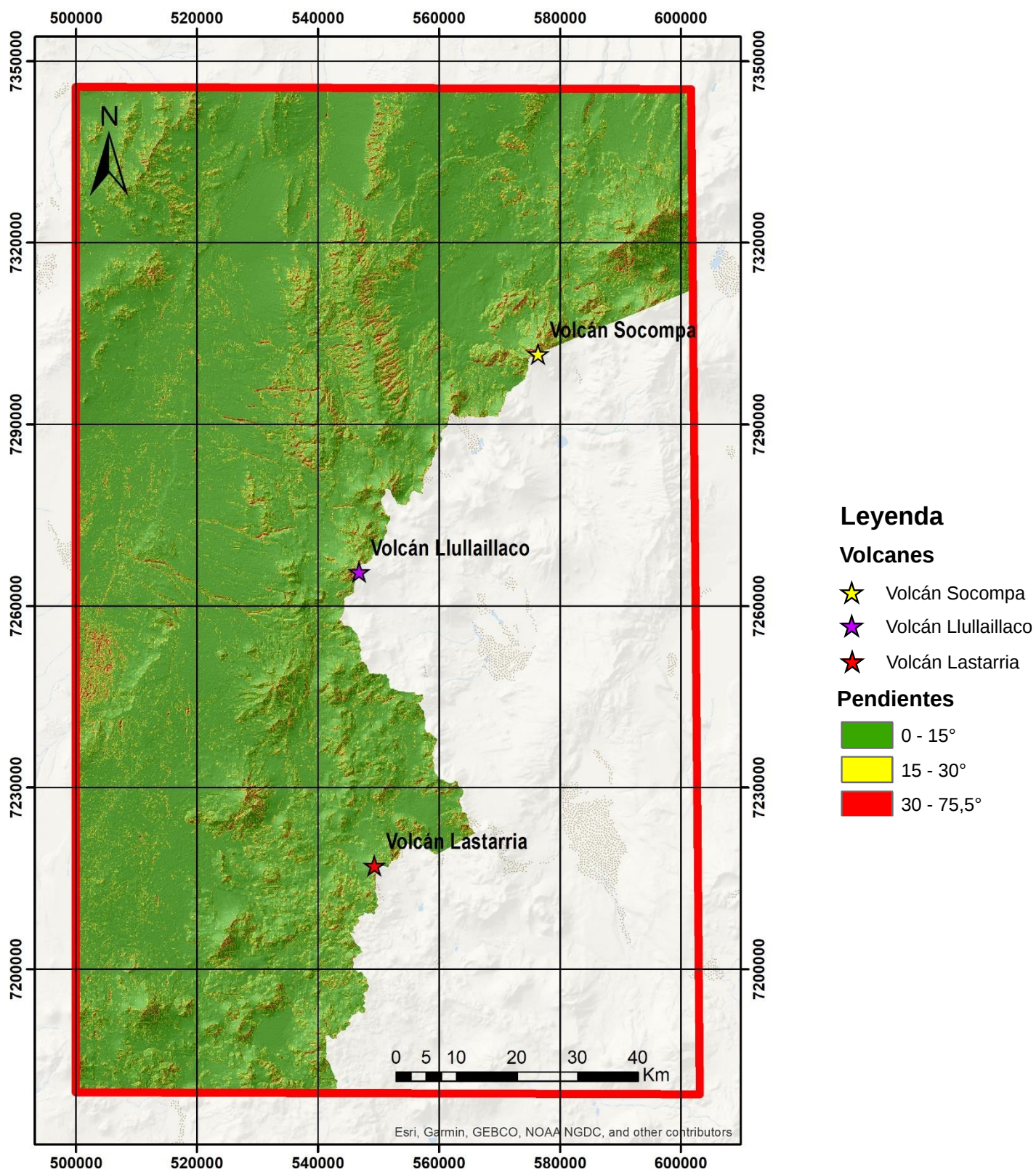


Figura A 5.- Mapa de pendientes elaborado para la zona de estudio

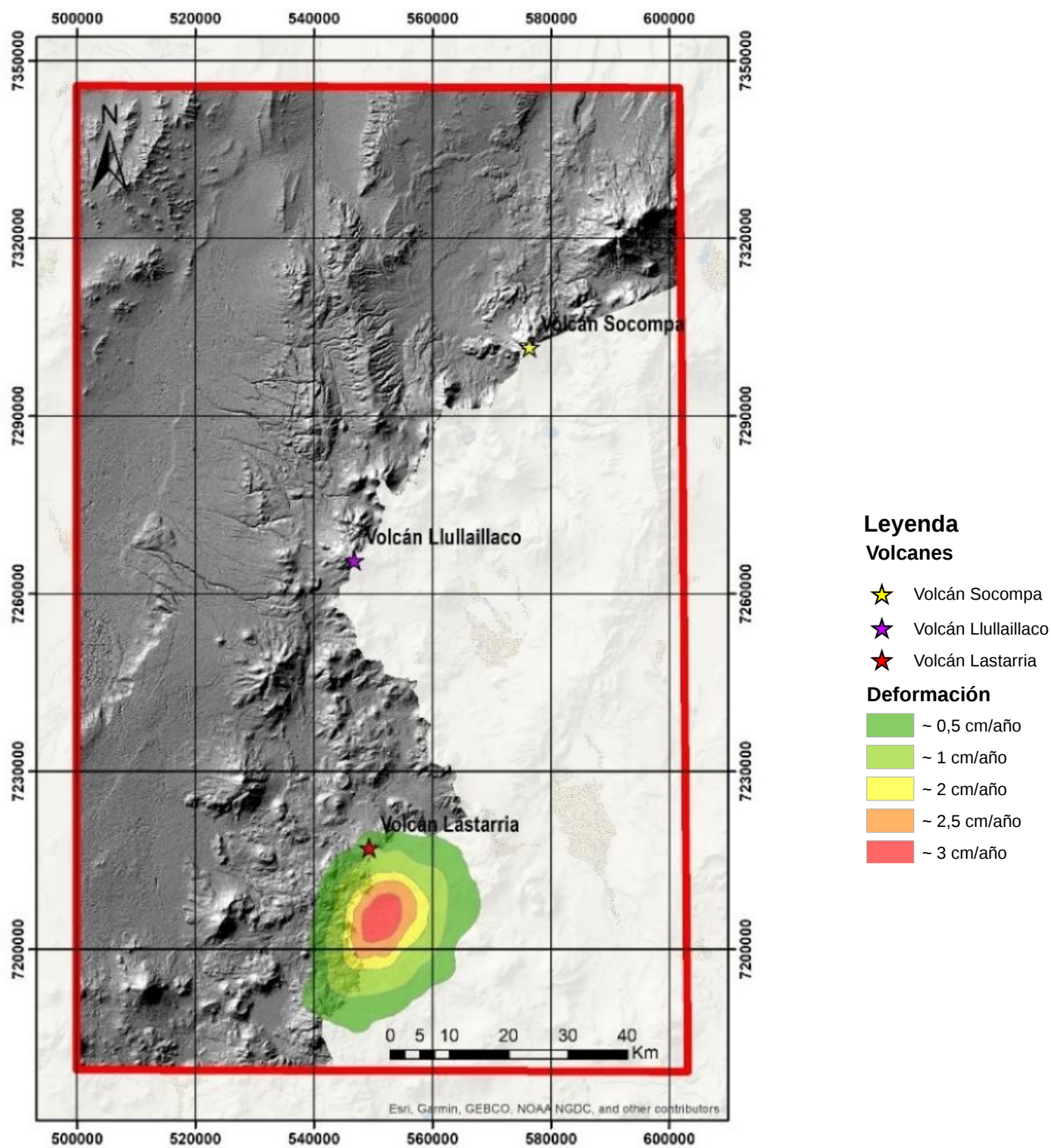


Figura A6.- Mapa de variable de deformación utilizado para el volcán Lastarria. Modificado de "Volcano deformation analysis in the Lazufre area (Central Andes) using geodetic and geological observations." (Ruch, 2010).

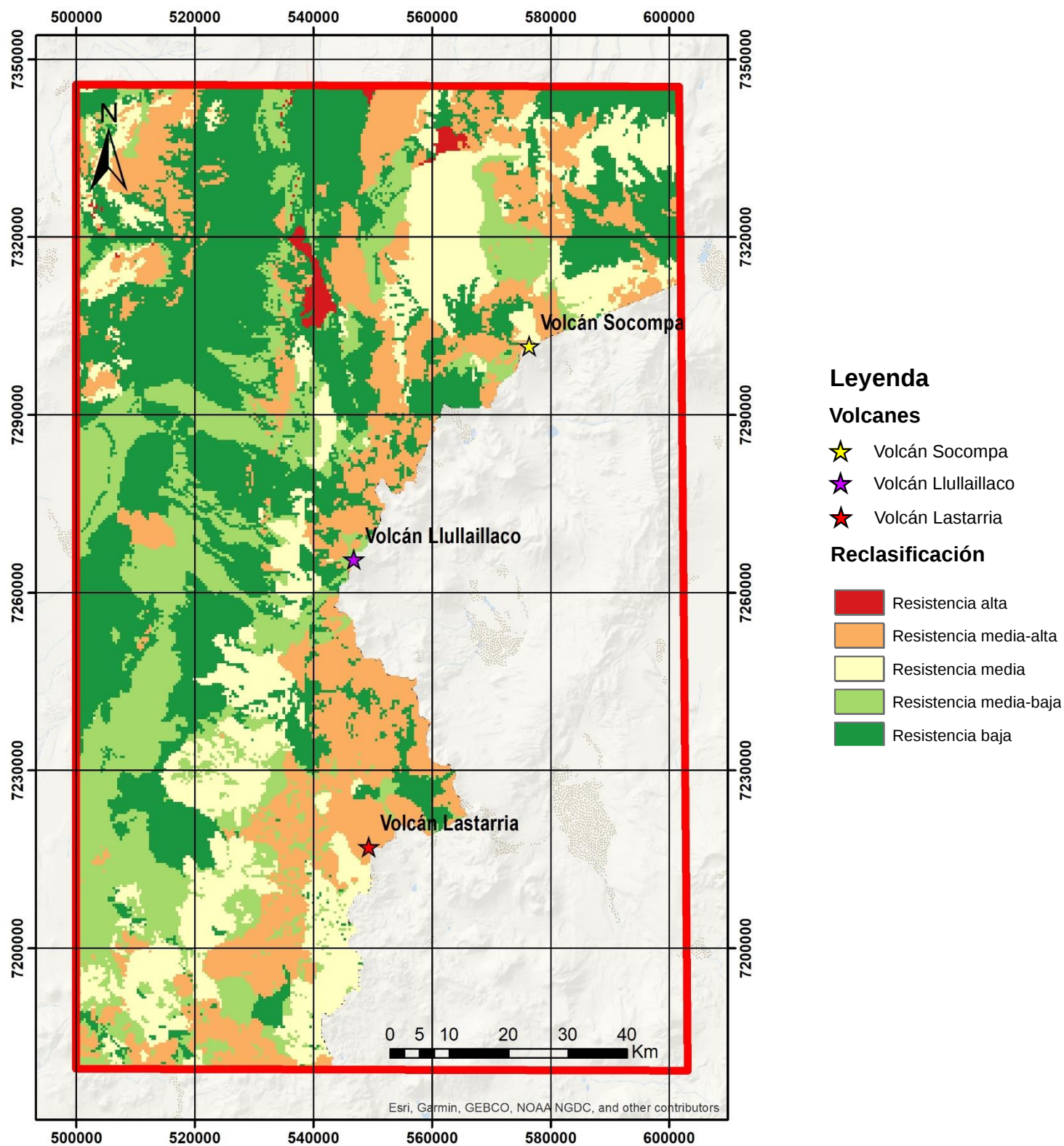


Figura A7.- Reclasificación de la geología según su resistencia, utilizando los valores de Vallejo (2012). Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

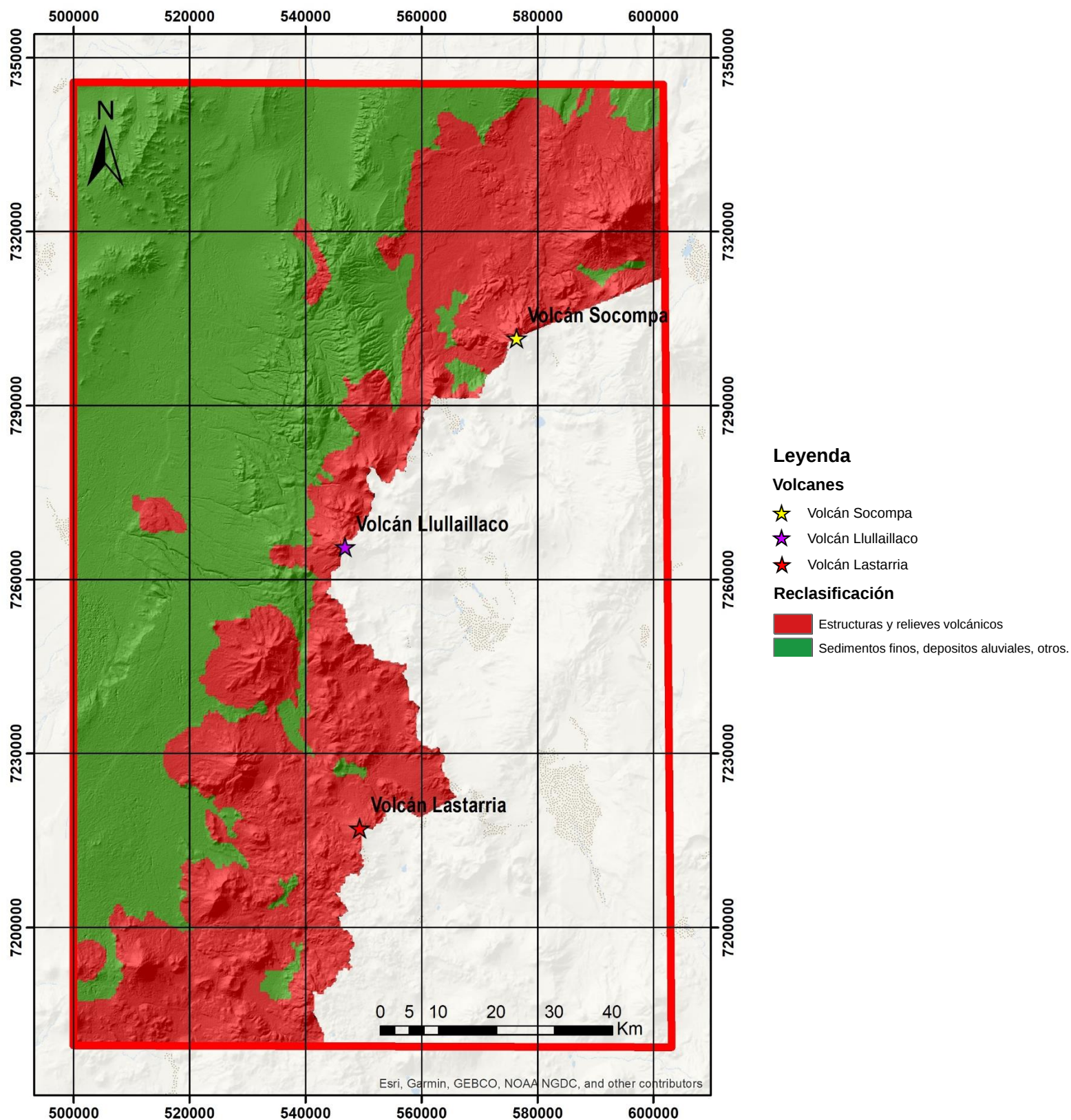


Figura A8.- Mapa reclasificado de la geomorfología. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

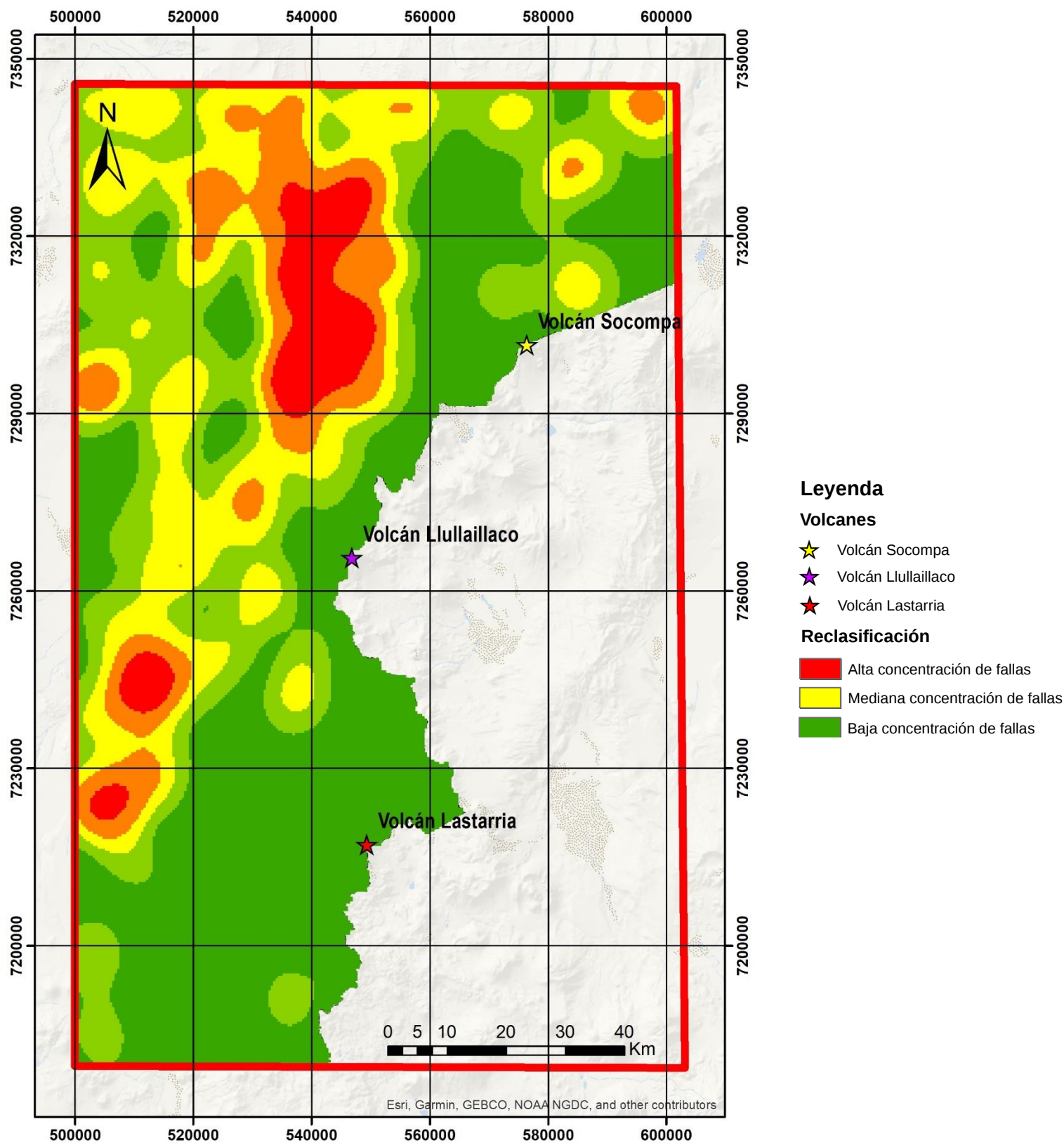


Figura A9.- Mapa de densidad de fallas reclasificado elaborado mediante el mapa de pendientes geológicas. Modificado de las cartas geológicas “Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño. Región de Antofagasta” (Naranjo et al., 2013), “Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta” (Solari M. et al., 2017), “Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta.” (de Villa et al., 2019) y “Mapa Geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Escala 1:100.000” (Ramírez, et al., 1991).

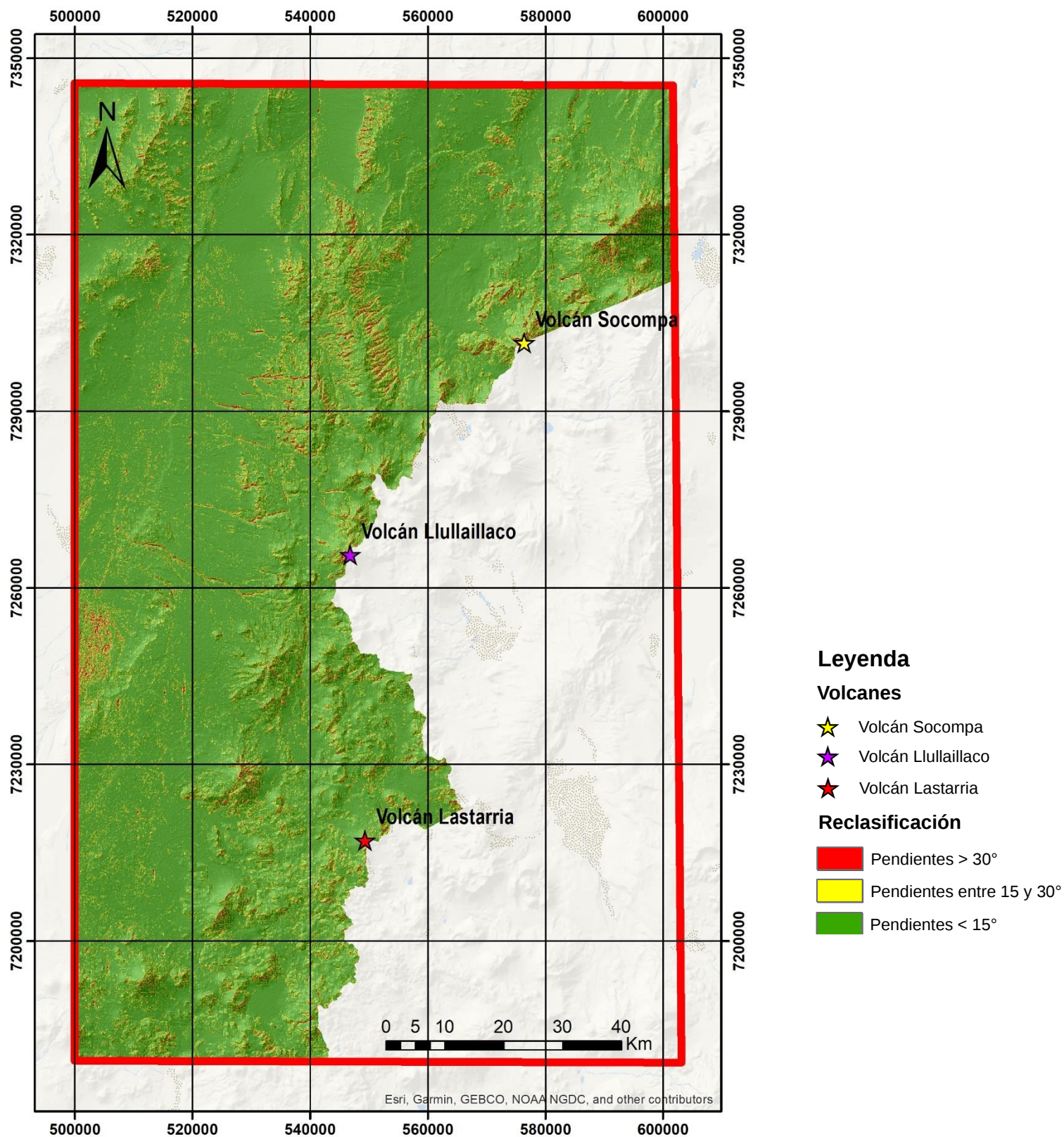


Figura A10.- Mapa de pendientes reclasificado.

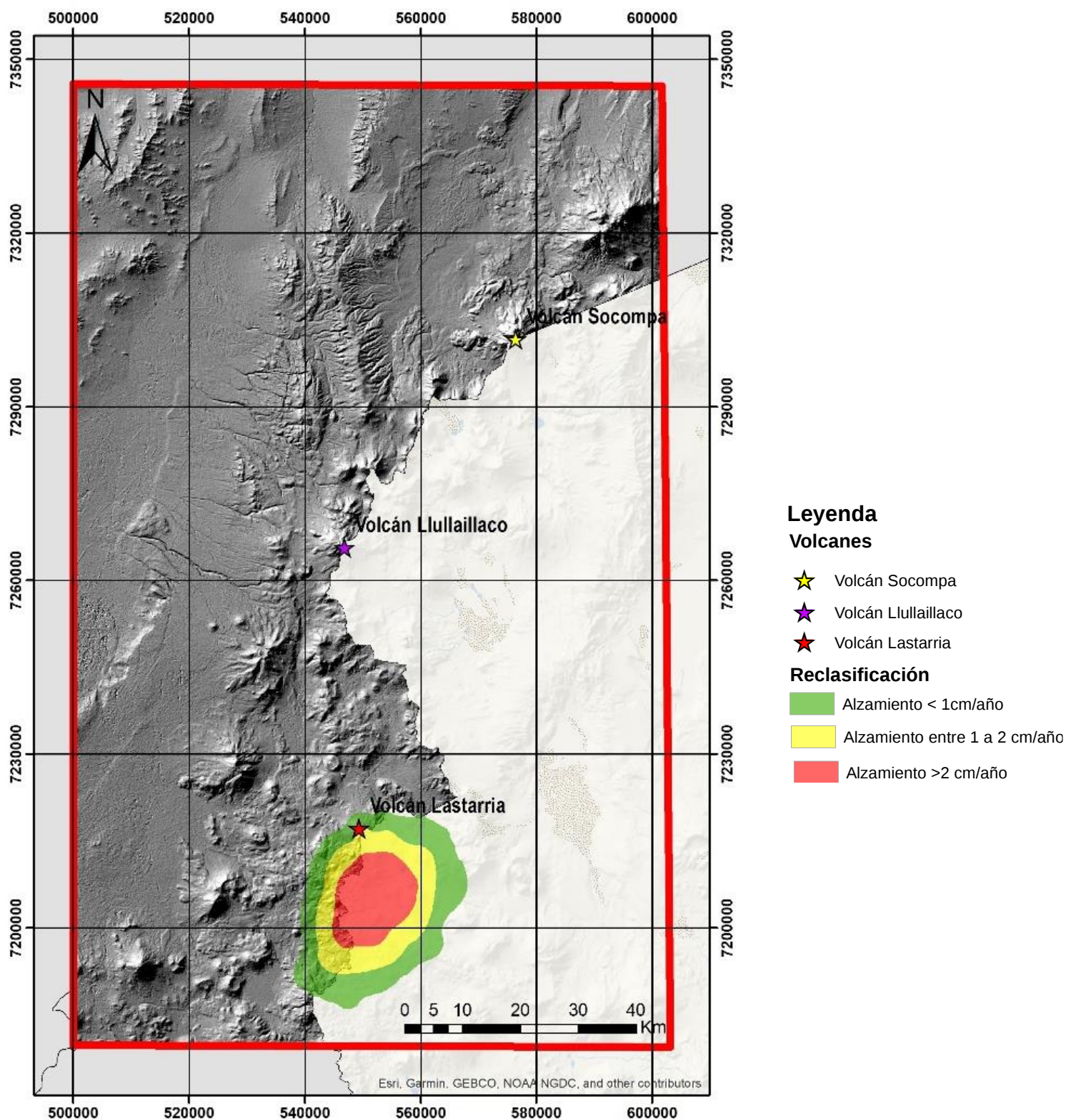


Figura A11- Mapa de variable de deformación utilizado para el volcán Lastarria reclasificado. Modificado de "Volcano deformation analysis in the Lazufre area (Central Andes) using geodetic and geological observations." (Ruch, 2010).