



Escuela de Ingeniería
Ingeniería Civil Geológica

**Evaluación del peligro de avalanchas de escombros por colapso del volcán Parinacota,
Región de Arica y Parinacota, Chile.**

Camila Muñoz
Profesora guía: Laura Becerril

Memoria para optar al título de Ingeniera Civil Geóloga

Rancagua, Chile
Febrero 2022

Agradecimientos

Agradezco al proyecto Peligros del volcán Parinacota de la Unidad de Geología y Peligros de Sistemas Volcánicos de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (SERNAGEOMIN).

A Laura Becerril, por confiar en mis capacidades, por su constante ayuda y cariño, por darme ánimo y guiarme de la mejor manera posible.

A los miembros de la comisión, Lizette Bertin y Matteo Roverato, por su disposición y apoyo en cada paso de esta memoria, por todos sus comentarios y las conversaciones que hemos tenido para lograr el mejor resultado posible.

A Jorge Parra, Jorge Galve, Alejandra Serey y José Estay, por su buena disposición, por responder a mis dudas y por sus aportes para el buen desarrollo de este trabajo.

A mis compañeros, Nicolás C., Nava, Nicolás L., Catalina y Martín, por el compañerismo que nos caracteriza y la buena onda de siempre. Por su apoyo, trabajo en equipo y como hemos aprendido a disfrutar de nuestra carrera en conjunto. Me siento muy agradecida y orgullosa de nuestra generación. Les deseo lo mejor siempre.

A todos los profesores de la Escuela de Ingeniería, por su dedicación, vocación y preocupación en el aprendizaje y formación de sus estudiantes. A los profesores de la especialidad Geológica, por mostrarme lo linda que es esta ciencia y lo importante que es nuestro aporte desde la geología, por su cercanía, por su vocación y por llenar estos 5 años de universidad de cariño y lindas experiencias.

A Cristofer y Catalina, por su amor y apoyo incondicional, por darme fuerzas para seguir y estar siempre ahí. Ustedes son el regalo más lindo que deja mi paso por la universidad.

A mi familia, por incentivar me desde pequeña a ser curiosa y atreverme a hacer las cosas que me hacen feliz, por apoyarme siempre y por todo el amor que me brindan. Sin ustedes nada de esto sería posible.

Índice

Resumen	11
Introducción.....	12
Ubicación	15
Hipótesis.....	16
Objetivo general	17
Objetivos específicos	18
Marco teórico.....	19
Avalanchas por colapso.....	19
Morfología.....	20
Depósito de avalancha.....	22
Facies.....	23
Estructuras.....	23
Factores de inestabilidad.....	24
Basamento, tectónica y fallas	24
Sustrato inclinado y propagación gravitacional	24
Alteración hidrotermal	26
Intrusión de magma.....	27
Otros	27
Características de la avalancha de escombros del volcán Parinacota	28
Marco geológico	31
Volcán Parinacota	31

Unidad Parinacota 1 (Plpa1)	31
Subunidad Inferior (Plpa1(a)).	31
Subunidad Superior (Plpa1(b), Plpa1(c), Plpa1(d)).	32
Unidad Parinacota 2 (Plpa2R, Hpa2A)	33
Remanentes de lavas andesíticas (Plpa2R).	33
Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (Hpa2A).....	33
Unidad de Flujo Inferior (Hpa2A1).....	33
Facies de bloques toreva (Hpa2A1(a)).....	34
Facies de cerrillos (Hpa2A1(b)).	34
Unidad de Flujo Superior (Hpa2A2).	34
Facies de cerrillos continuos (Hpa2A2(a)).	34
Facies de cerrillos aislados (Hpa2A2(b)).	34
Unidad Parinacota 3 (Hpa3).....	35
Edificio Principal (Hpa3(a), Hpa3(b), Hpa3(c), Hpa3(d)).	35
Volcanes de Ajata (Hpa3(e)).	35
Evolución geológica del volcán Parinacota	36
Procesos eruptivos, peligro y riesgo volcánico asociado al Parinacota	38
Metodología.....	41
Análisis morfométrico	41
Paleoreconstrucción.....	43
Paleoreconstrucción 1: Cono truncado post-colapso.....	43
Paleoreconstrucción 2: Cono ancestral (pre-colapso).	44
Análisis de estabilidad.....	46

Método determinístico	47
Método probabilístico	48
Criterios de rotura	49
Geological Strength Index (GSI).....	50
Ensayo de Carga Puntual.....	51
Modelos	54
Otros cálculos.	57
Resultados y discusiones	59
Paleoreconstrucciones	59
Cono truncado post-colapso y su cicatriz de colapso	59
Cono ancestral pre-colapso y paleolago	63
Cono actual:.....	68
Estabilidad.....	69
Obtención UCS	69
Modelaciones	70
Análisis complementario: Cicatriz de colapso reconstruida.	79
Inestabilidad: Dimensiones críticas	81
Conclusiones	82
Recomendaciones o trabajos futuros	84
Bibliografía.....	85
Anexo A: Geología Regional.....	92
Anexo B: Muestras de roca del volcán Parinacota facilitadas por SERNAGEOMIN	98

Índice de figuras

Figura 1. Perfiles de avalanchas en a) ambientes volcánicos y b) no volcánicos. Las zonas rojas y grises representan el volumen de material removido. Modificado de Dufresne et al. (2021).	13
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio (rectángulo rojo). El triángulo rojo indica la ubicación del volcán Parinacota.....	15
Figura 3. Diagrama de un colapso volcánico y avalancha de escombros donde a) representa el estado inicial, b) la fase de inicio, c) la fase de transporte y d) el estado final. Tomado de Bernard et al. (2021).....	21
Figura 4. Vistas en planta y perfil con los términos descriptivos y parámetros geométricos de la cicatriz, donde L_s es la longitud, W_s el ancho, H_s la altura, D_s la profundidad y V_s el volumen, W_{sa} es el ancho de la apertura y α_s es el ángulo de apertura. Tomado de Bernard et al. (2021).21	
Figura 5. Formas típicas de cicatrices de colapsos volcánicos en vistas de planta y perfil. Tomado de Bernard et al. (2021).....	22
Figura 6. Elementos descriptivos de un depósito de avalancha volcánica. a) Fotografía y b) representación gráfica correspondientes a una textura jigsaw con sus respectivos clastos y bloques. Tomado de Bernard et al. (2021).....	22
Figura 7. Factores de inestabilidad que promueven el colapso volcánico. Tomado de Roverato et al. (2021).....	25
Figura 8. Orientación de colapso para diferentes contextos tectónicos y estructuras asociadas. Tomado de Delcam et al. (2018).	25
Figura 9. Esquema de un volcán y las estructuras asociadas a a) propagación y b) hundimiento. Tomado de Delcam et al. (2018).....	26
Figura 10. Vista del volcán Parinacota y su depósito de avalancha en Google Earth 2018, la cicatriz de colapso se muestra en rojo. LC: Lago Chungará, CA: andesitas de Chungará, DP: Dome Plateau, OC: Cono antiguo, YC: Cono actual, DA: Depósito de avalancha, SDBF: flujos de detritos secundarios, P: Volcán Pomerape. Tomado de August & Wörner (2018).	29

Figura 11. Flanco sur del volcán Parinacota donde se observa el remanente de lava andesítica (Plpa2R, ver Marco Geológico) y el afloramiento de la cicatriz en la parte inferior. Fotografía tomada por Gabriela Jara, SERNAGEOMIN.	29
Figura 12. a) Fotografía del flanco oeste del volcán Parinacota y b) evidencias del depósito de avalancha, tales como bloques toeva (tb), topografía hummocky (dah) y Lagunas de Cotacotani (lc). Fotografía tomada por Andrés Castillo.....	30
Figura 13. Corte de camino de un hummock del depósito de avalancha. a) capa blanca de ceniza sobre depósitos lacustres que fueron arrastrados por la AEV y b) clasto de roca volcánica del cono que colapsó. Fotografías tomadas por Virginia Toloza, SERNAGEOMIN.	30
Figura 14. Mapa geológico del volcán Parinacota, escala 1:50.000. Modificado de Clavero et al. (2012).....	32
Figura 15. Diagrama esquemático (no a escala) que muestra la evolución de las etapas del Volcán Parinacota: a y b, formación de un complejo de domo con depósitos piroclásticos asociados; c, formación de un estratocono de lados empinados en la parte superior del complejo de cúpula; d y e, derrumbe parcial del edificio construido durante las Unidades 1 y 2 del Parinacota poniendo fin a la Unidad 2; f, construcción de un nuevo estratocono de lados empinados (Unidad 3). Simultáneamente, formación de series de conos de flancos (Volcanes de Ajata). Modificado de Clavero et al. (2004).....	37
Figura 16. Peligros volcánicos del volcán Parinacota, extraído del mapa de Peligros Volcánicos de la Zona Norte de Chile, escala 1:250.000. Modificado de Amigo et al. (2012). ..	40
Figura 17. Mapa Geológico del volcán Parinacota, escala 1:50.000, donde se observa la morfología de la posible cicatriz de deslizamiento. Tomado de Hora et al. (2007).....	42
Figura 18. Estimación del GSI, basado en observaciones geológicas. Tomado de Marinós & Hoek (2000).	50
Figura 19. Configuración de carga y requerimientos en la forma de los testigos (a) muestra diametral, (b) muestra axial, (c) bloque y (d) muestra irregular. L = largo, W = ancho, D = diámetro, y De = diámetro del núcleo equivalente.	52

Figura 20. Modos típicos de falla para muestras válidas e inválidas (a) muestras diametrales válidas; (b) muestras axiales válidas; (c) bloques válidos; (d) muestras inválidas. .	53
Figura 21. Equipo para ensayos de carga puntual. Fotografía tomada por Alejandra Serey.	53
Figura 22. (a) Perfil A–A' trazado sobre el mapa geológico, correspondiente al (b) perfil geológico de Clavero et al. (2012), escala 1:50.000. El perfil B–B' corresponde al perfil trazado como un extracto del anterior para obtener las laderas en base a las paleoreconstrucciones. .	54
Figura 23. Esquema de un casquete esférico.	57
Figura 24. Reconstrucción de la cicatriz de colapso del volcán Parinacota, obtenida de un modelo de sombras 3D.	59
Figura 25. Mapa de elevaciones asociado a la reconstrucción post–colapso, indicando las cumbres principales de la zona de estudio. Se indica el perfil B–B' utilizado en los análisis de estabilidad.	60
Figura 26. Mapa de pendientes asociado a la reconstrucción post–colapso.	60
Figura 27. Inclinação de los diferentes tramos del plano de deslizamiento.....	61
Figura 28. Reconstrucción del paleolago de la zona alta de la cuenca Lauca, obtenida de un modelo de sombras 3D.	63
Figura 29. Mapa de elevaciones asociado a la reconstrucción pre–colapso, indicando las cumbres principales de la zona de estudio.....	64
Figura 30. Mapa de pendientes asociado a la reconstrucción pre–colapso.	64
Figura 31. Relieve suavizado del paleolago, obtenido de un modelo de sombras 3D. ...	65
Figura 32. Imagen satelital del volcán Parinacota extraída de Google Earth 2021. Se indican los principales cuerpos de agua que se encuentran dentro y alrededor del depósito de avalancha.	66
Figura 33. Relieve del cono actual del volcán Parinacota, obtenido de un modelo de sombras 3D.....	68
Figura 34. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono ancestral y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).	71

Figura 35. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono actual y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).	72
Figura 36. a) Resultado del análisis probabilístico pseudoestático del cono ancestral con $k_h = 0,452$ y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).....	74
Figura 37. a) Resultado del análisis probabilístico pseudoestático del cono actual con $k_h = 0,594$ y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).	75
Figura 38. Modelo simplificado del comportamiento cíclico de los estratovolcanes. Tomado de Zernack et al. (2009).....	77
Figura 39. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono ancestral con superficies no circulares y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).....	80

Índice de tablas

Tabla 1. Parámetros de los materiales que componen al volcán Parinacota.....	56
Tabla 2. Variables aleatorias para la definición de la distribución estadística.....	57
Tabla 3. Parámetros morfométricos de la cicatriz de colapso.....	61
Tabla 4. Parámetros morfométricos del paleolago.	65
Tabla 5. Parámetros morfométricos del cono actual del volcán Parinacota.....	68
Tabla 6. Cálculo del índice de carga puntual y del factor de corrección. Las celdas sombreadas en naranja indican los dos valores más altos y más bajos descartados para la obtención de $I_s(50)$ y UCS.	70
Tabla 7. Resultados obtenidos de los modelos en Slide2 para los conos ancestral y actual. Los factores de seguridad fueron calculados con el método de Bishop Simplificado.	76
Tabla 8. Resultados obtenidos de los modelos en Slide2 para el análisis complementario del cono ancestral. Los factores de seguridad fueron calculados con el método de Bishop Simplificado.	81
Tabla 9. Descripción muestra LB050621-2A.....	99
Tabla 10. Descripción muestra LB050621-2At.	99
Tabla 11. Descripción muestra LB050621-2Bt.....	100
Tabla 12. Descripción muestra LB050621-3t.....	100
Tabla 13. Descripción muestra LB050621-3.....	101
Tabla 14. Descripción muestra LB060621-2t.....	101
Tabla 15. Descripción muestra LB060621-5t.....	102
Tabla 16. Descripción muestra LB060621-6t.....	102
Tabla 17. Descripción muestra LB060621-7t.....	103
Tabla 18. Descripción muestra LB060621-9t.....	103
Tabla 19. Descripción muestra LB090621-1At.	104
Tabla 20. Descripción muestra LB100621-4t.....	104
Tabla 21. Descripción muestra LB100621-5t.....	105
Tabla 22. Descripción muestra LB100621-2t.....	105

Resumen

El volcán Parinacota, ubicado a 45 km de la comuna de Putre, forma parte de la Zona Volcánica Central (ZVC) del cinturón volcánico de los Andes. Se considera como uno de los más activos de los Andes Centrales de Chile ya que durante el Holoceno ha emitido más de 18 km³ de material, tomando el puesto n°22 en el ranking de riesgo específico del SERNAGEOMIN (2020a). Hace aproximadamente ~8.800 años el volcán sufrió un colapso y avalancha de escombros hacia el oeste cuyo depósito cubre un área mínima de 140 km², con un volumen aproximado de 6 km³ y un alcance de 22 km. Tras este evento el volcán se reconstruyó por completo, alcanzando dimensiones similares a las del cono colapsado, variando su composición a un magma más básico y con la generación de conos adventicios denominados Volcanes de Ajata.

En este trabajo se presenta una evaluación del peligro de avalanchas por colapso del volcán Parinacota, principalmente debido a la ciclicidad de estos eventos y que ya ha ocurrido anteriormente en el volcán. Se realizó un análisis de estabilidad en base a información geológica de la zona y reconstrucciones de paleorelieves usando los softwares ArcGIS de ESRI y Slide2 de Rocscience Inc. Las reconstrucciones corresponden a los casos pre y post-colapso para la caracterización del relieve y la obtención de parámetros para realizar análisis estáticos y pseudoestáticos con el método de equilibrio límite.

Los análisis resultaron en la obtención de una cicatriz de colapso tipo anfiteatro profunda y con una pendiente máxima de 50° como relieve post-colapso, y un gran lago de 20 m de profundidad como relieve pre-colapso, ambos asociados a un volumen de ~6 km³ que coincide con datos publicados previamente. Estas paleoreconstrucciones fueron usadas para el análisis de estabilidad, considerando el cono completamente saturado. Como resultado se obtuvo que tanto el cono actual como el ancestral se encuentran estables en condiciones estáticas e inestables en condiciones pseudoestáticas asociadas a grandes sismos, por lo que su inestabilidad puede relacionarse a factores como saturación del material, sismicidad e intrusiones magmáticas.

Palabras clave: Volcán Parinacota, colapso, avalancha de escombros, reconstrucción, estabilidad volcánica.

Introducción

Las avalanchas de escombros volcánicas (AEV) son procesos naturales generados por el colapso de edificios volcánicos, asociadas generalmente a estratovolcanes de composición andesítica, aunque también a estructuras volcánicas como domos, calderas, campos monogénicos y volcanes escudo (Roverato & Dufresne, 2021). Los colapsos pueden ocurrir de manera cíclica, una sola vez o en diferentes escalas espaciales y temporales. Por ejemplo, los volcanes Myoko en Japón, Colima en México y Taranaki en Nueva Zelanda han registrado entre 6 y 13 colapsos en sus edificios a lo largo de su historia geológica (Kawachi & Hayatsu, 1994; Komorowski et al., 1997; Zernack et al., 2009). La mayoría de los volcanes alrededor del mundo han sufrido colapsos intercalados con fases de crecimiento como respuesta a la rápida evolución y crecimiento del volcán, incluyendo el 75% de los volcanes andinos con alturas mayores a 2.500 m (Manzoni, 2012).

Los depósitos de avalanchas volcánicas son similares a los de deslizamientos o avalanchas de roca en ambientes no volcánicos, asemejándose en su forma, morfología y textura. La diferencia entre ambos procesos yace en el volumen de material involucrado, siendo mucho mayor en las avalanchas volcánicas debido a la geometría de las superficies de deslizamiento (Figura 1), las cuales se caracterizan por abarcar laderas de mayor extensión y ser más profundas y cóncavas (Dufresne et al., 2021). Dadas las dimensiones y el caos asociado a estos eventos son capaces de generar modificaciones del paisaje y de las redes de drenaje, además de morfologías características como anfiteatros en el edificio volcánico, depósitos con topografía de cerrillos o *hummocky* y fragmentos irregulares. Los depósitos de AEV se asocian a volúmenes de material del orden de km^3 , alcances de decenas de kilómetros con depósitos de decenas a centenas de metros de espesor y el proceso puede alcanzar velocidades de hasta 150 m/s (Roverato & Dufresne, 2021).

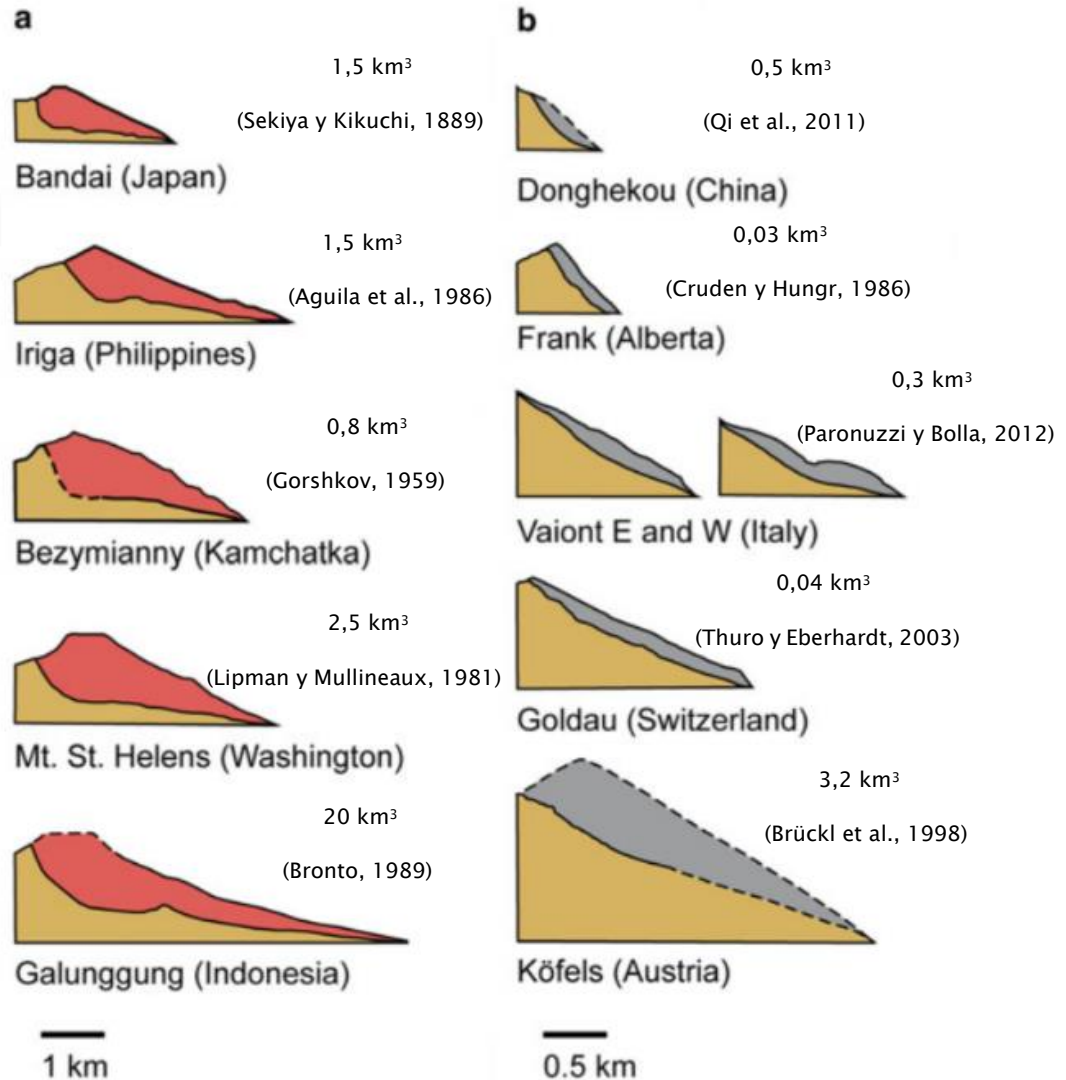


Figura 1. Perfiles de avalanchas en a) ambientes volcánicos y b) no volcánicos. Las zonas rojas y grises representan el volumen de material removido. Modificado de Dufresne et al. (2021).

La inestabilidad de un volcán se debe a múltiples factores que actúan individualmente o en conjunto. Si bien es posible identificar los procesos físicos responsables de estos eventos, aún se estudian las causas, tiempos y comportamientos involucrados, por lo que pueden darse colapsos repentinos. Los factores que influyen en la inestabilidad de un edificio volcánico se pueden clasificar en procesos endógenos, como intrusiones magmáticas y sismos, y procesos exógenos, como eventos climáticos o meteorización (Roverato et al., 2021).

Las metodologías que se han utilizado en las últimas décadas para el estudio y comprensión de estos fenómenos incluyen la reconstrucción del edificio volcánico, análisis de estabilidad, mapeos geológicos, interpretación de imágenes satelitales, modelos análogos y modelos numéricos con el uso de softwares aplicados a la geología para la obtención de parámetros, por ejemplo la influencia de factores de inestabilidad como presiones y cargas sobre el edificio volcánico, profundidad y pendiente de las cicatrices de colapso, reología y movilidad de la avalancha, entre otros.

En Chile existen múltiples volcanes que han registrado este tipo de eventos, entre ellos se encuentran los volcanes Socompa, Ollagüe, Lastarria, Irruputuncu, Lullailaco, Antuco y Calbuco (Kelfoun & Druitt, 2005; Clavero et al., 2004; Rodríguez et al., 2020; Bacigalupo et al., 2015; Rodríguez et al., 2012; Romero et al., 2021; Petit-Breuilh & Moreno, 1997). El estudio de estos fenómenos y su peligro es importante debido a las dimensiones de los depósitos asociados y la ciclicidad de los eventos, sobre todo en volcanes cuyos edificios ya han colapsado en el pasado.

Este trabajo se centra en análisis morfométricos y de estabilidad del volcán Parinacota para la posterior evaluación de peligros de AEV por colapso. La base del estudio es una AEV ocurrida en el volcán hace ~8.800 años, donde el edificio colapsó en un solo evento catastrófico secuencial generando un depósito de avalancha hacia el oeste del volcán con un volumen aproximado de 6 km³, un alcance de 22 km y un área mínima de 140 km² (Clavero et al., 2004). La comprensión de este evento es clave para la evaluación de peligro de colapsos futuros, permitiendo definir las zonas potencialmente afectadas y tomar las medidas correspondientes ante la ocurrencia de un nuevo colapso. Según Clavero et al., (2004; 2012) la apariencia actual del volcán es muy similar a la del cono que colapsó, es por esto que se plantea en este trabajo el primer análisis de estabilidad para evaluar el peligro de AEV por colapso en el volcán Parinacota en base a la caracterización y reconstrucción de la AEV ocurrida hace ~8.800 años. Esta evaluación es la primera de su tipo aplicada tanto en el Parinacota como para un volcán en Chile, a ser considerada por primera vez en un mapa oficial de peligros volcánicos del SERNAGEOMIN.

Ubicación

El volcán Parinacota se localiza en la frontera entre Chile y Bolivia, 45 km al este de la comuna de Putre ($18^{\circ}10'S$ $69^{\circ}09'W$), en la provincia de Parinacota, XV Región de Arica y Parinacota (Figura 2). La localidad más cercana es Parinacota, ubicada 14 km al este del volcán. El acceso principal al área de estudio es por la carretera Panamericana (Ruta 5) desde Arica, tomando la carretera internacional Arica-La Paz (Ruta CH-11) hacia el paso Tambo Quemado. Otra vía de acceso es a través de la ruta ripiada proveniente del Salar de Surire que conecta con la ruta CH-11. El volcán y sus productos se encuentran en el Parque Nacional Lauca, declarado Reserva Natural de la Biósfera por la UNESCO y administrado por la Corporación Nacional Forestal (CONAF).

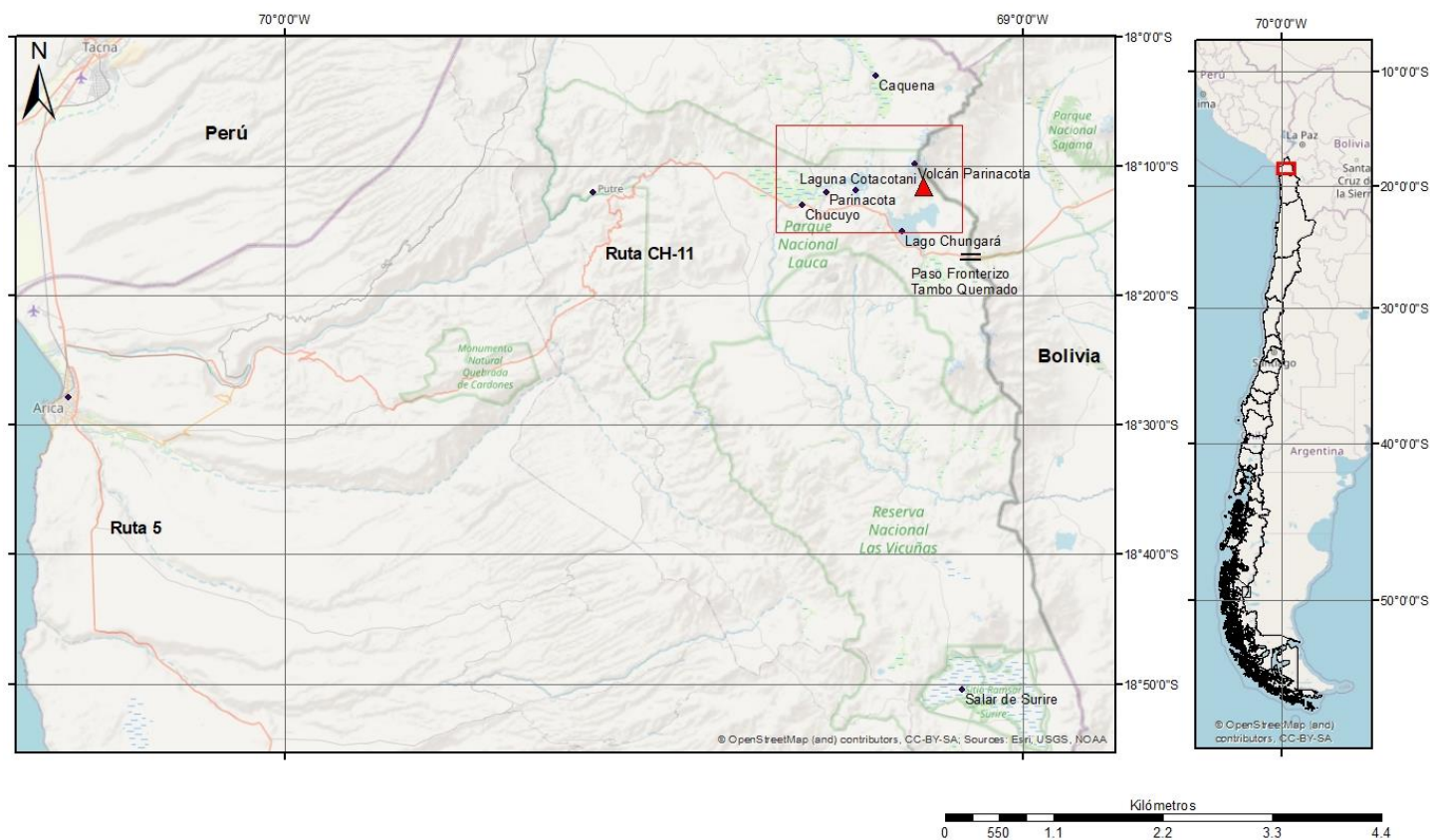


Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio (rectángulo rojo). El triángulo rojo indica la ubicación del volcán Parinacota.

Hipótesis

La avalancha ocurrida hace unos ~8.800 años en el volcán Parinacota se habría generado bajo condiciones de inestabilidad asociada principalmente al emplazamiento del edificio sobre un basamento de sedimentos lacustres y fluviales, los cuales se habrían deformado como consecuencia del peso de los materiales y provocando así el colapso del volcán, el cual se desintegró en bloques por la presencia de estructuras y planos de debilidad, según plantean Clavero et al. (2004; 2012). Bajo esta premisa, los mismos autores exponen que el cono actual presenta morfología y volumen similares a las del cono ancestral, por lo que, al presentar condiciones muy similares a las previas a la avalancha acontecida, este podría encontrarse inestable con la posibilidad de colapsar nuevamente. De esta manera, se plantea la evaluación del peligro de avalanchas por colapso del volcán Parinacota en base al estudio de un colapso previo.

Objetivo general

Realizar una evaluación del peligro de avalanchas de escombros por colapso del volcán Parinacota a través de la caracterización y el modelamiento de las condiciones previas y posteriores a la ocurrencia del evento.

Objetivos específicos

- Reconstruir las condiciones previas y posteriores al colapso, incluyendo el paleorelieve y la generación del paleoescarpe para la obtención de parámetros usados en los objetivos subsiguientes.
- Obtener los volúmenes de material removido del volcán y de material depositado en base a reconstrucciones.
- Identificar los factores que habrían condicionado la ocurrencia del colapso.
- Realizar análisis de estabilidad estáticos y pseudoestáticos con el método de equilibrio límite en los conos ancestral y actual.
- Determinar la probabilidad de colapso del volcán y sus dimensiones críticas.

Marco teórico

Avalanchas por colapso

Las remociones en masa en ambientes volcánicos, tales como colapsos y AEV son peligros de gran importancia, ya que han sido directa o indirectamente responsables de más de 20.000 muertes desde el siglo XVII (Auker et al., 2013), y pueden alcanzar volúmenes de 5 a 104 km³ (Legros, 2002; Crosta et al., 2005). Desde el siglo XIV se han registrado 28 eventos de colapso con generación de avalanchas en el mundo, la mayoría asociados a erupciones, dando un promedio de 5 avalanchas por siglo con volúmenes sobre 0,1 km³ (Dufresne et al., 2021).

La terminología adoptada en las últimas décadas para la descripción de estos fenómenos ha sido muy heterogénea y a veces poco unívoca. Bernard et al. (2021) proponen términos y definiciones para abordar correctamente estos fenómenos y sus características, dividiendo las AEV en dos procesos denominados colapso volcánico y avalancha de escombros.

El colapso volcánico, o fase de inicio, se define como la traslación rápida y principalmente horizontal de una o más porciones compuestas de diferentes unidades volcánicas sobre un plano de deslizamiento debido a un fallamiento en el edificio volcánico. La ruptura puede o no incluir la cima del volcán y puede generarse por diferentes procesos de inestabilidad y desencadenantes. También se pueden presentar eventos secundarios como erupciones, flujos de detritos o tsunamis. La evidencia de un colapso se puede identificar en campo como una depresión brechosa con paredes empinadas en la fuente (Figura 3).

La avalancha de escombros, o fase de transporte, se define como el movimiento rápido de una masa no saturada en agua y controlada por gravedad compuesta por diferentes unidades volcánicas. Se han estimado valores de velocidad de 20 a 100 m/s, alcances de 1 a 10 km y áreas mayores a 100 km² (Bernard et al., 2021). Sus depósitos se pueden reconocer por una topografía *hummocky* a los pies del volcán (Figura 3), compuestos por partes del edificio volcánico, como bloques torea, y del recorrido de transporte, como el sustrato o basamento.

Morfología

La depresión que se forma durante un colapso se denomina cicatriz de colapso volcánico, representada por tres elementos geomorfológicos: (1) la pared, correspondiente al límite empinado de la cicatriz; (2) el piso o suelo, correspondiente a la zona relativamente plana en el interior de la depresión; (3) y la apertura, correspondiente al sector ubicado entre los puntos más bajos de la pared (Figura 4). Estas cicatrices suelen describirse utilizando representaciones en planta y en perfiles. De esta manera, las representaciones en planta generalmente se acompañan de términos como forma de U, de herradura o anfiteatro, mientras que los perfiles se acompañan de términos como profundamente asentado (*deep-seated*) o de piel fina (*thin-skinned*) para indicar la profundidad del fallamiento del edificio volcánico (Figura 5). En cuanto a su geometría y procesos de inestabilidad estos términos se caracterizan por:

- Herradura: Ancho de apertura menor a su ancho máximo. Asociadas a erupciones.
- Anfiteatro o semicírculo: Estructura semicircular cuyo ancho es casi el doble de su largo.
- Forma de U: La pared de cabeza tiene una forma semicircular y sus paredes laterales son paralelas, cuyo largo es mayor a su ancho. Asociadas a fallamiento que inicia o se propaga por el basamento o sustrato volcánico.
- Triangular: Son escasas, pero con paredes laterales divergentes y lineales. Asociadas a fallamiento que inicia o se propaga por el basamento o sustrato volcánico.
- Profundamente asentado: Tienen paredes altas y empinadas con pisos casi horizontales. Asociadas a procesos profundos como intrusiones de criptodomas o núcleos volcánicos altamente alterados.
- Piel fina: Tienen pisos más empinados y paredes más pequeñas. Asociadas a procesos externos como precipitaciones intensas.
- Irregular: Se dan en volcanes compuestos y complejos volcánicos.

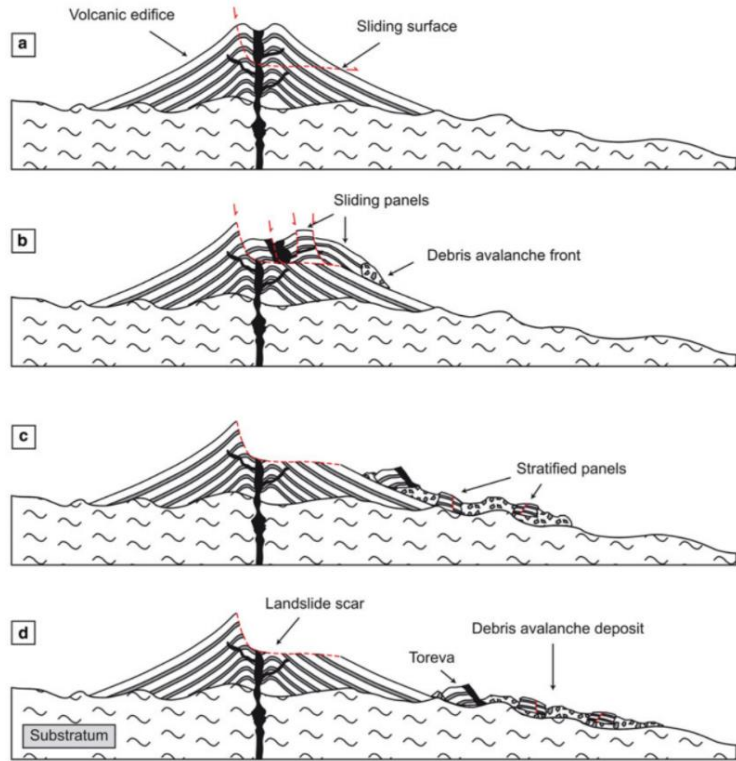


Figura 3. Diagrama de un colapso volcánico y avalancha de escombros donde a) representa el estado inicial, b) la fase de inicio, c) la fase de transporte y d) el estado final.

Tomado de Bernard et al. (2021).

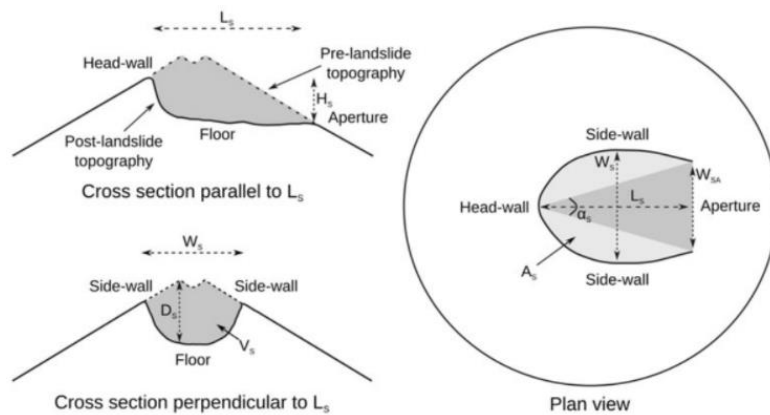


Figura 4. Vistas en planta y perfil con los términos descriptivos y parámetros geométricos de la cicatriz, donde L_s es la longitud, W_s el ancho, H_s la altura, D_s la profundidad y V_s el volumen, W_{sa} es el ancho de la apertura y α_s es el ángulo de apertura. Tomado de Bernard et al. (2021).

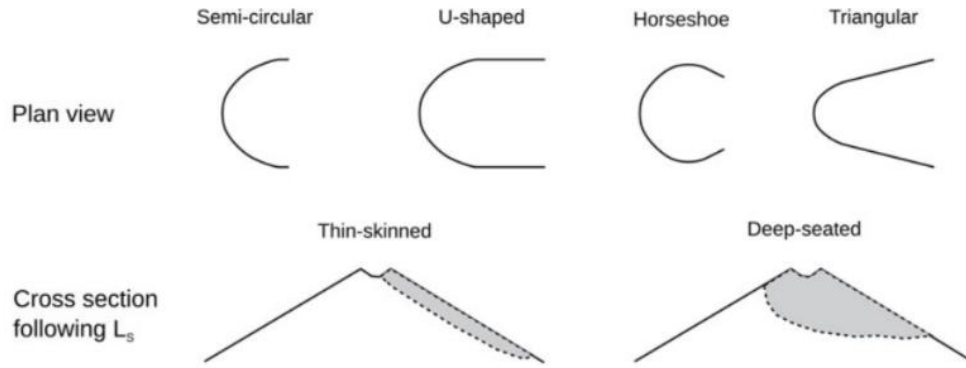


Figura 5. Formas típicas de cicatrices de colapsos volcánicos en vistas de planta y perfil.
Tomado de Bernard et al. (2021).

Depósito de avalancha

Los depósitos de AEV corresponden a brechas volcánico-clásticas, heterogéneas y heterométricas, compuestas por partes del edificio volcánico y material erosionado durante el transporte. Se caracterizan por tener múltiples facies y estructuras complejas.

Glicken (1991) identifica dos elementos fundamentales de un depósito de AEV: clastos, definidos como fragmentos de roca no fracturada, y bloques, definidos como una parte no consolidada de la montaña que fue transportada a su zona de depósito (Figura 6). Los bloques también pueden provenir de la erosión durante el recorrido de transporte o del basamento.

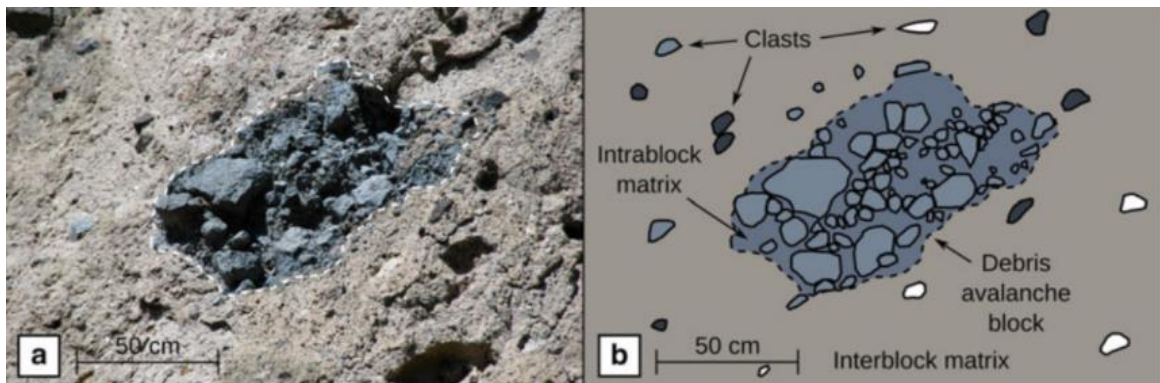


Figura 6. Elementos descriptivos de un depósito de avalancha volcánica. a) Fotografía y b) representación gráfica correspondientes a una textura jigsaw con sus respectivos clastos y bloques, depósito de AEV del Mont Dore. Tomado de Bernard et al. (2021).

Facies

Los depósitos de AEV presentan una gran diversidad de facies en comparación a otros depósitos volcánicos y su descripción permite comprender la complejidad del fenómeno, el origen del colapso y los mecanismos de flujo asociados. Bernard et al. (2021) proponen el uso de una clasificación de primer orden en la cual se distingue el material intacto del material formado recientemente en facies de bloque y mixtas, respectivamente.

La facies de bloque se subdivide en bloques provenientes del edificio y del basamento, donde los primeros corresponden casi exclusivamente a material de la fuente del colapso y los segundos corresponden a material del recorrido de transporte o del basamento del edificio volcánico. Estos resultan en depósitos no consolidados con una matriz menor y pueden presentar estratificación y deformación, incluso pliegues y fallas.

La facies mixta corresponde a la parte completamente mixta del depósito de AEV, donde el material ya ha perdido sus estructuras primarias. Se compone de una matriz homogénea y polimíctica, heterométrica y sin estratificación.

Estructuras

Algunas estructuras típicas presentes en los depósitos de avalancha son las fracturas tipo *jigsaw* y topografía *hummocky*, además de estructuras inherentes como estratificación, bloques con fracturas prismáticas, fracturas por esfuerzos tectónicos o meteorización en el edificio volcánico, además de aquellas que se generan durante el evento y posterior al depósito del material. El depósito puede incluir troncos orientados paralelos o perpendiculares a la dirección de flujo y se pueden identificar estructuras menores en los contactos de facies, como estrías y canales de abrasión, pliegues y deformación del material. En algunos casos la totalidad de la base de un depósito de AEV se compone de material del basamento, como en la AEV del volcán Socompa (van Wyk De Vries et al., 2001).

Existen variadas estructuras internas que permiten diferenciar un depósito de AEV de otros depósitos volcánico-clásticos, como por ejemplo el fallamiento de unidades estratificadas, mezclas entre matrices o facies de diferentes colores, evidencias de impacto en los bloques, etc.

Factores de inestabilidad

Las remociones en masa, como las AEV, se generan cuando la fuerza de impulso de una masa rocosa excede la fuerza de resistencia en el plano o zona de debilidad. La desestabilización de un edificio volcánico puede tomar miles o decenas de miles de años, o tan solo meses. Delcam et al. (2018) y Roverato et al. (2021) definen los principales factores que generan inestabilidad en volcanes, representados gráficamente en la Figura 7 y explicados como sigue:

Basamento, tectónica y fallas

El volcanismo se asocia a zonas tectónicamente activas, en regímenes transcompresionales y transtensionales, por lo que es común que se emplacen sobre fallas. Las fallas geológicas se propagan desde el basamento hasta el interior del volcán, influyendo en su estabilidad y morfología, y también en direcciones preferenciales de colapso, fracturamiento o intrusiones magmáticas. El efecto de los diferentes contextos tectónicos ha sido estudiado con sensores remotos y modelos análogos, mostrando que (1) un régimen puramente extensional o compresivo resulta en colapsos perpendiculares a la falla; (2) un régimen transcurrente resulta en colapsos paralelos o con pequeña inclinación respecto a la falla y (3) un régimen transtensional resulta en colapsos similares a los transcurrentes, pero con cicatrices más anchas (Figura 8).

Sustrato inclinado y propagación gravitacional

Muchos volcanes se emplazan en suelos inclinados, por lo que tienden a deslizar ladera abajo y colapsar por la ladera orientada en la dirección de manteo regional. Los modelos análogos han demostrado que la propagación es altamente dependiente del manteo del basamento y ocurren a inclinaciones incluso menores a 1°.

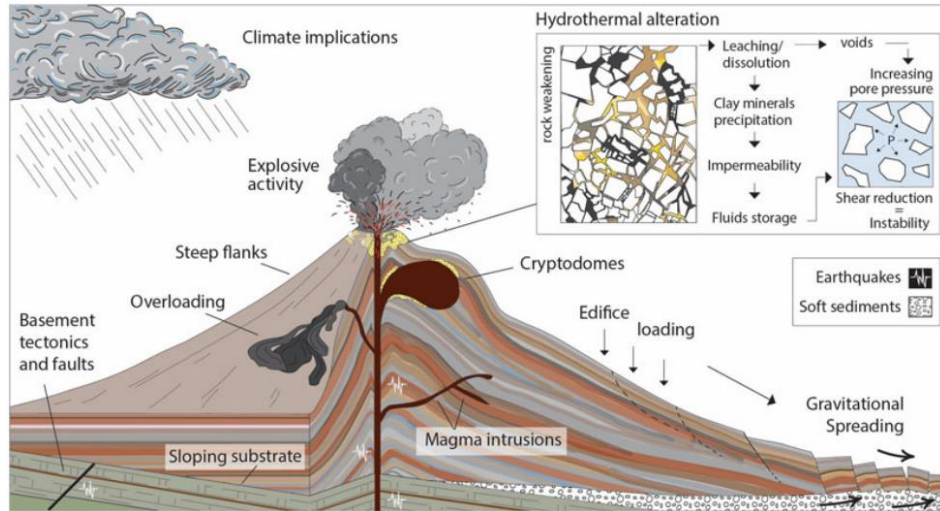


Figura 7. Factores de inestabilidad que promueven el colapso volcánico. Tomado de Roverato et al. (2021).

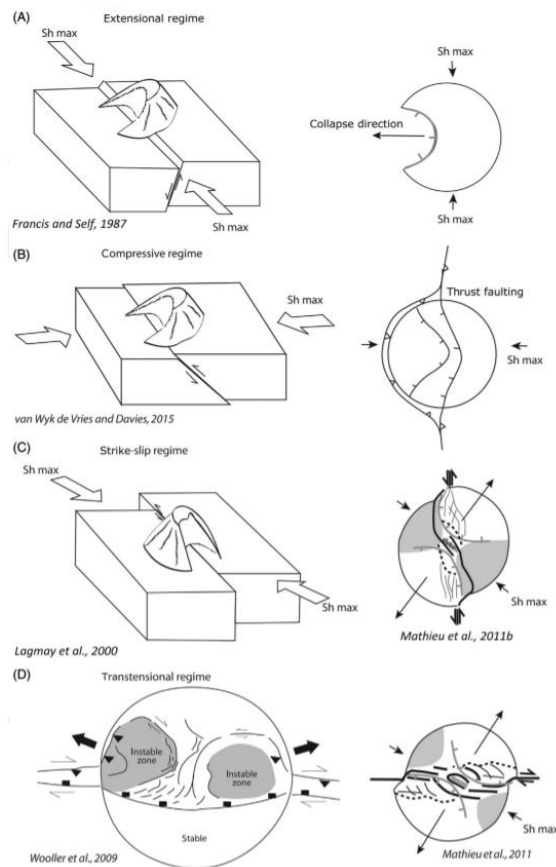


Figura 8. Orientación de colapso para diferentes contextos tectónicos y estructuras asociadas. Tomado de Delcam et al. (2018).

Por otro lado, la propagación gravitacional es uno de los factores más complejos que contribuyen a la inestabilidad de un volcán debido a la cantidad de variables involucradas en el proceso. Este es el resultado de una serie de procesos que transforman la carga volcánica vertical en movimiento horizontal, acomodado por fallas normales e inversas ubicadas en las laderas y sustrato. Existen dos tipos de deformación gravitacional: propagación y hundimiento, controladas por la altura del volcán y el espesor de las capas del basamento. La propagación ocurre cuando las capas del sustrato son delgadas y fluyen lateralmente debido a la presión litostática que ejerce el volcán; mientras que el hundimiento ocurre cuando las capas de sustrato son de gran espesor, por lo que el edificio volcánico se hunde dentro del basamento debido a su propia carga generando compresión y flexura (Figura 9).

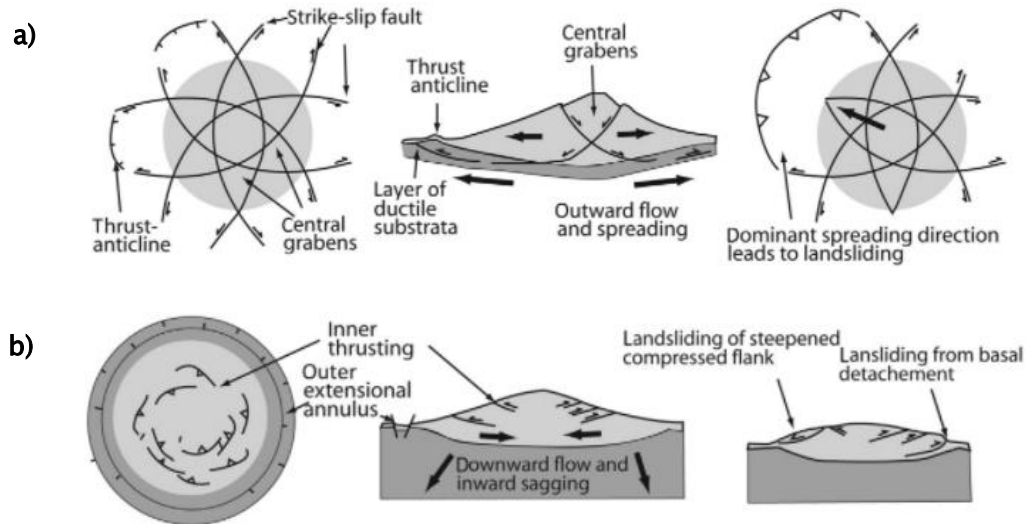


Figura 9. Esquema de un volcán y las estructuras asociadas a a) propagación y b) hundimiento. Tomado de Delcam et al. (2018).

Alteración hidrotermal

La interacción de fluidos, gases y calor pueden generar alteración hidrotermal en el edificio volcánico. La alteración provoca la disolución de la roca y modificaciones químicas en los minerales, favoreciendo altas presiones de poros, aumentando el contenido de arcillas y debilitando las rocas del edificio volcánico. La presencia de minerales secundarios como la arcilla disminuyen la cohesión y fricción de la masa rocosa, acelerando la ocurrencia de un evento.

Intrusión de magma

Las intrusiones de magma forman parte importante de un edificio volcánico. La inestabilidad del volcán puede deberse a intrusiones o extrusiones, como domos y criptodomas, las cuales pueden desencadenar un fallamiento por sobrecarga, aumento de pendiente, deformación o cambios en la presión de poros. El emplazamiento de grandes volúmenes de magma obliga al volcán a acomodar el volumen extra de material, lo cual resulta en deformaciones que pliegan, elevan y rompen las capas circundantes, de manera que la evolución del sistema volcánico modifica fuertemente la morfología del volcán.

Otros

Otros factores que contribuyen a la inestabilidad son las capas de hielo y la erosión. El derretimiento de hielo aumenta el contenido de agua dentro del edificio volcánico, favoreciendo la alteración hidrotermal y el aumento de la presión de poros. Además, el derretimiento de glaciares remueve masas de hielo, lo cual disminuye las cargas que actúan sobre el volcán, cambiando así las condiciones de esfuerzo.

La erosión de un volcán se ve controlada por factores como lluvias intensas, control tectónico y alternación de capas de material de diferente resistencia y permeabilidad. Los procesos climáticos generan inestabilidad de diferentes maneras: la lluvia favorece el aumento de la presión de poros, la meteorización física y química y el desencadenamiento de remociones en masa, y fenómenos como huracanes también pueden generar inestabilidad al remover material de las laderas, lo cual genera cambios en los esfuerzos que actúan en el volcán.

Características de la avalancha de escombros del volcán Parinacota

La cicatriz de colapso del volcán Parinacota tiene un afloramiento de unos 700 m de longitud en el flanco sur, mientras que el resto se encuentra cubierta por depósitos holocenos, razón por la cual se desconoce la morfología del escarpe y ha sido inferido de diferentes maneras. Dadas las características del depósito de avalancha y los factores de inestabilidad que habrían actuado sobre el edificio, se infiere que es una cicatriz tipo anfiteatro (Figura 10), profundamente asentada con una superficie de deslizamiento relativamente plana y paredes empinadas. Esta se compone de lavas andesíticas (Figura 11) de hasta 40 m de espesor y morfología tipo Aa, cuya superficie superior ha sido erosionada por acción glacial (Clavero et al., 2004).

El depósito tiene un alcance de 22 km hacia el oeste del volcán y tiene forma de cuña, siendo más ancha en las cercanías del volcán y más estrecha hacia el oeste. Posee topografía tipo *hummocky* (Figura 12), cuyos cerrillos disminuyen su volumen a medida que aumenta la distancia al volcán. En el depósito se identifican las facies de bloques y mixta, definidas por Clavero et al. (2012) como facies de bloques torea y facies de cerrillos. La primera consiste en grandes bloques torea (Figura 12) compuestos por domos riolíticos a riodacíticos que afloran en la zona proximal y presentan estructuras como bandeamientos de flujo y superficies brechosas, y la segunda consiste en depósitos riolíticos a riodacíticos de flujos de bloques y cenizas y brechas de la misma composición, además de flujos de lava dacítica y depósitos fluvioglaciales (Figura 13).

Respecto a los factores de inestabilidad, Clavero et al. (2004) postulan que la propia carga del volcán habría provocado la deformación de sedimentos dúctiles de origen fluvioglacial, lacustres y secuencias piroclásticas correspondientes al basamento, lo que habría resultado en la deformación y propagación del edificio volcánico. Los mismos autores sugieren que la intrusión de un criptodomo dacítico habría generado un abultamiento, generando una deformación capaz de provocar el colapso del volcán inestable. Dentro del depósito de la AEV existen restos asociados al criptodomo, pero su tamaño no sería lo suficientemente grande como para considerarse el desencadenante del colapso, por lo que el evento se asocia principalmente a la deformación del basamento.



Figura 10. Vista del volcán Paríacota y su depósito de avalancha en Google Earth 2018, la cicatriz de colapso inferida se muestra en rojo. LC: Lago Chungará, CA: andesitas de Chungará, DP: Dome Plateau, OC: Cono antiguo, YC: Cono actual, DA: Depósito de avalancha, SDBF: flujos de detritos secundarios, P: Volcán Pomerape. Modificado de August & Wörner (2018).



Figura 11. Flanco sur del volcán Paríacota donde se observa el remanente de lava andesítica (Plpa2R, ver Marco Geológico) y el afloramiento de la cicatriz en la parte inferior. Fotografía tomada por Gabriela Jara, SERNAGEOMIN.

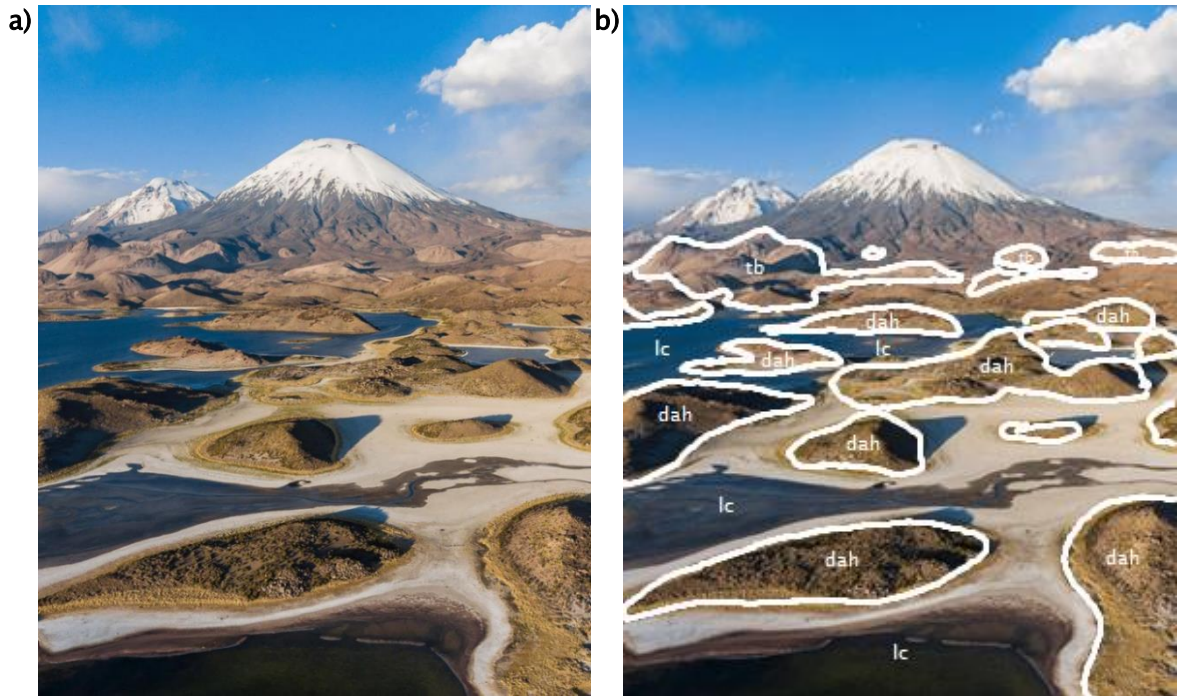


Figura 12. a) Fotografía del flanco oeste del volcán Parícutin y b) evidencias del depósito de avalancha, tales como bloques torea (tb), topografía hummocky (dah) y Lagunas de Cotacotani (lc). Fotografía tomada por Andrés Castillo.

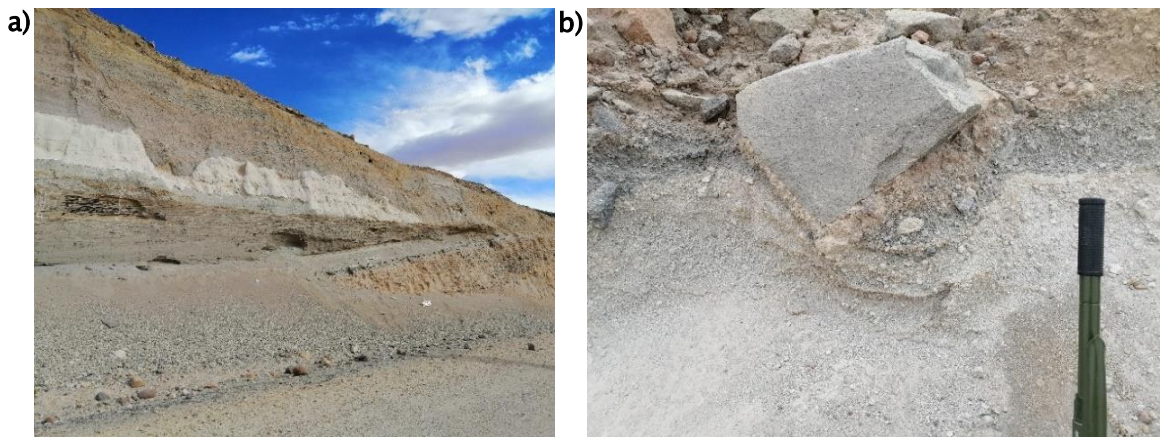


Figura 13. Corte de camino de un hummock del depósito de avalancha. a) capa blanca de ceniza sobre depósitos lacustres que fueron arrastrados por la AEV y b) clasto de roca volcánica del cono que colapsó. Fotografías tomadas por Virginia Toloza, SERNAGEOMIN.

Marco geológico

Las rocas que forman la Cordillera Occidental se asocian a edades entre el pre-Cámbrico y el Mioceno y están constituidas por rocas metamórficas del pre-Cámbrico-Paleozoico, rocas intrusivas del Jurásico al Paleoceno y secuencias volcano-clásticas y sedimentarias del Jurásico al Mioceno. De estas unidades solo afloran secuencias volcano-clásticas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Formación Lupica) como basamento del volcán Parinacota (Anexo A: Geología Regional). Las demás unidades que forman el basamento del volcán corresponden a la Formación Lauca, Ignimbrita Lauca y depósitos lacustres y fluvio-glaciales del Pleistoceno Superior-Holoceno (Clavero et al., 2012) (Figura 14).

Volcán Parinacota

Unidad Parinacota 1 (Plpa1)

Unidad del Pleistoceno Medio-Superior que se divide en dos subunidades en base a estratigrafía y datos geocronológicos (Wörner et al., 1988, 2000; Clavero et al., 2004; Hora et al., 2007). Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en la parte baja del flanco austral del volcán, con afloramientos menores en los flancos norte y sureste. Sin embargo, el mayor volumen de rocas y depósitos piroclásticos generados durante este estadio se encuentra contenido en el Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota, en particular en la Unidad de Flujo Inferior.

Subunidad Inferior (Plpa1(a)).

Está formada exclusivamente por lavas andesíticas que afloran en el borde septentrional del Lago Chungará. Su base no se encuentra expuesta y están parcialmente cubiertas por el depósito de avalancha, domos riodacíticos de la misma unidad y lavas andesítico-basálticas de la Unidad Parinacota 3. Estas lavas corresponden a los productos más antiguos del volcán Parinacota y fueron emitidos entre 260 y 110 ka, formando un centro volcánico de pequeña extensión y volumen.

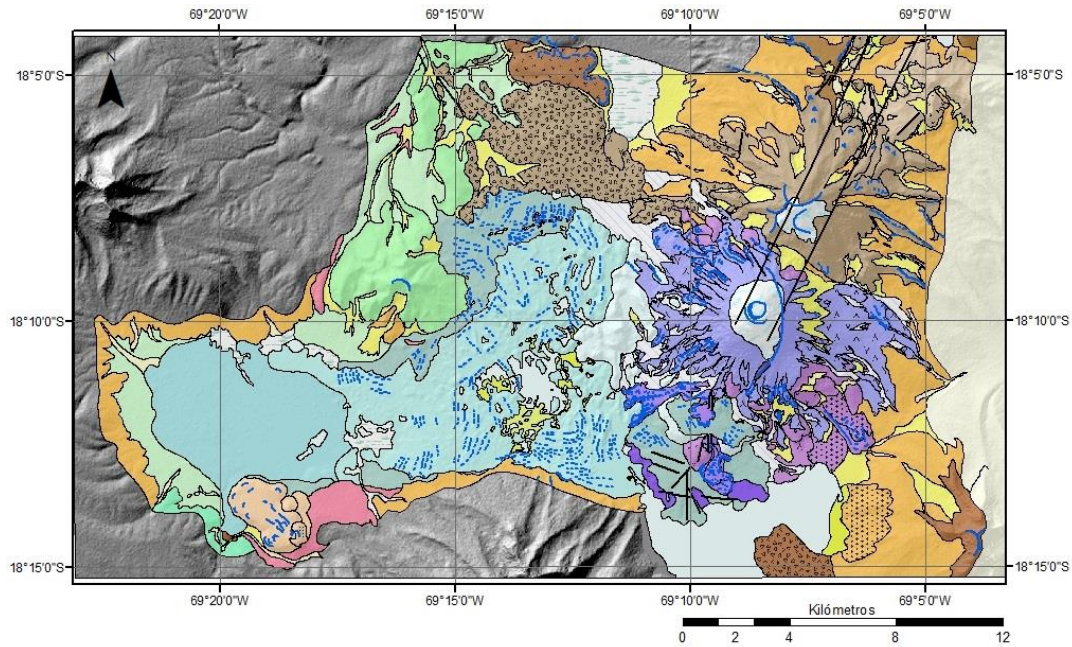


Figura 14. Mapa geológico del volcán Parinacota, escala 1:50.000. Modificado de Clavero et al. (2012).

Subunidad Superior (Plpa1(b), Plpa1(c), Plpa1(d)).

Las rocas y depósitos de esta subunidad se encuentran directamente sobre las lavas andesíticas de la unidad más antigua y corresponden a lavas y lavas-domo (Plpa1(c)) dacíticas, domos riodacíticos (Plpa1(b)) y depósitos de flujo piroclástico (Plpa1(d)) riodacíticos emitidos entre 55 y 50 ka. Parte de los domos y depósitos de flujo piroclástico se encuentran contenidos en el depósito de avalancha.

Unidad Parinacota 2 (Plpa2R, Hpa2A)

En base a los escasos afloramientos in situ y de los fragmentos contenidos en el depósito de avalancha se ha podido inferir la existencia de un estratocono ancestral construido entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno sobre las rocas y depósitos piroclásticos del estadio Parinacota 1. Gran parte de los productos emitidos durante esta etapa se vieron involucrados y removilizados por el flujo de avalancha cuando el edificio colapsó.

Remanentes de lavas andesíticas (Plpa2R).

Solo se reconoce un afloramiento in situ de lavas de esta unidad, ubicado en la parte media del flanco sur del volcán, viéndose afectadas por la cicatriz de colapso asociada a la generación del depósito de avalancha. Corresponde a una serie de lavas andesíticas del Pleistoceno Superior de unos 40 m de espesor máximo, con morfología superficial tipo Aa y con ligero manteo (10–15°) primario hacia el sur.

Depósito de Avalancha Volcánica Parinacota (Hpa2A).

Es un depósito volcano-clástico ubicado al oeste del volcán Parinacota que alcanza más de 22 km desde su origen, cubre un área de más de 140 km² y tiene un volumen estimado en 6 km³. El evento que generó este depósito marca el término del estadio de evolución Parinacota 2, producto del colapso parcial del edificio volcánico construido durante los estadios Parinacota 1 y 2. El depósito presenta la clásica morfología de cerrillos de los depósitos de avalancha y en él se han identificado dos unidades de flujo con características petrográficas, estructurales y morfológicas distintivas, aunque se formaron a partir de un único evento catastrófico.

Unidad de Flujo Inferior (Hpa2A1).

Unidad formada por bloques torea de gran volumen, constituidos por domos riodacíticos ubicados en el flanco occidental bajo del volcán y por depósitos sedimentarios y piroclásticos. Los depósitos de esta unidad se disponen sobre lavas y depósitos de la Unidad Parinacota 1 y sobre depósitos lacustres del Pleistoceno Superior-Holoceno. La unidad ha sido dividida en dos facies: bloques torea y de cerrillos.

Facies de bloques toreva (Hpa2A1(a)). Constituida por bloques de gran volumen (<0,3 km³) de domos riódacíticos que presentan estructuras primarias bien preservadas como bandeamiento de flujo y superficies brechosas, ubicados en las faldas del edificio volcánico.

Facies de cerrillos (Hpa2A1(b)). Los depósitos correspondientes a esta facies se encuentran ubicados en los sectores sur y norte del depósito de avalancha, aunque se tienen afloramientos en la parte central del depósito en las cercanías de la localidad de Parinacota, de las Lagunas de Cotacotani y al oeste de los bloques toreva. El depósito se conforma de una serie de cerrillos que forman un manto continuo de superficie ondulada, con una tendencia general a disminuir de tamaño con la distancia, aunque también existen cerrillos de pequeño volumen en facies proximales coexistiendo con los de mayor volumen.

Unidad de Flujo Superior (Hpa2A2).

Esta unidad se dispone estratigráficamente sobre los depósitos de la Unidad de Flujo Inferior o directamente sobre depósitos sedimentarios del Pleistoceno Superior–Holoceno. Se divide en dos facies, una formada por un depósito de cerrillos continuos y una formada por cerrillos aislados:

Facies de cerrillos continuos (Hpa2A2(a)). Los depósitos de esta facies corresponden al mayor volumen y extensión areal del depósito de avalancha, especialmente en la parte central. Corresponden a un manto de cerrillos continuos de volúmenes variables, aunque muestran una tendencia general a disminuir de tamaño con la distancia. Estos cerrillos se forman por una brecha constituida por bloques de litologías como andesitas de hornblenda, andesitas de orto y clinopiroxeno y dacitas de piroxeno.

Facies de cerrillos aislados (Hpa2A2(b)). Los depósitos de esta facies se encuentran en las zonas más distales del depósito, tanto en la parte central como austral. Los depósitos se presentan como cerrillos de morfologías cónicas simples y bloques separados de los cerrillos en que se transportaron. La separación de los cerrillos del cuerpo principal del flujo sería la entrada del flujo a un paleolago, cuyo límite oriental se habría encontrado en las cercanías de la localidad de Parinacota.

Unidad Parinacota 3 (Hpa3)

Las lavas y depósitos piroclásticos emitidos durante el Holoceno forman gran parte del cono actual del edificio del volcán Parinacota. Los productos de esta unidad pueden dividirse en aquellos que han sido emitidos a través del Edificio Principal y aquellos emitidos a través de una serie de centros eruptivos menores adventicios, denominados Volcanes de Ajata.

Edificio Principal (Hpa3(a), Hpa3(b), Hpa3(c), Hpa3(d)).

El Edificio Principal es un estratovolcán de 1.800 m de altura sobre su base, la que corresponde a los remanentes del edificio ancestral parcialmente colapsado. Tiene un volumen de unos 18 km³ y una base subcircular de unos 7 a 8 km de diámetro, con una forma cónica casi perfecta. Está constituido por una alternancia de lavas andesíticas (Hpa3(a)), lahares (Hpa3(b)) y depósitos piroclásticos, tanto de caída (Hpa3(d)) como de flujo (Hpa3(c)) del Holoceno.

Volcanes de Ajata (Hpa3(e)).

Corresponden a una serie de conos de piroclastos adventicios y lavas andesítico-basálticas, ubicados en el flanco suroeste del edificio (Entenmann, 1994; Wörner et al., 1988), emitidos a través de fisuras. Se disponen espacialmente en dos grupos según su ubicación geográfica (Clavero et al., 2004): un grupo asociado a una fisura orientada en dirección NNE y otro asociado a una fisura de dirección NS.

Evolución geológica del volcán Parinacota

Clavero et al. (2004) proponen tres etapas de evolución para el volcán Parinacota (Figura 15), iniciando su formación hace unos 300.000 años en dos etapas eruptivas con una serie de lavas andesíticas y un complejo de domos riodacíticos (Unidad Parinacota 1). Entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno se formó un estratovolcán sobre el complejo anterior, constituido por lavas andesíticas y caracterizado por altas pendientes (Unidad Parinacota 2).

Este edificio compuesto colapsó parcialmente hacia el oeste hace unos ~8.800 años, generando la AEV (Clavero et al., 2004) favorecida por la deformación de los sedimentos sobre los que se emplaza debido a una sobrecarga, lo cual habría generado a su vez una deformación del edificio volcánico.

Posterior al colapso se inicia la edificación de un nuevo estratovolcán (Unidad Parinacota 3), 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. Junto a este nuevo volcán se formaron también una serie de conos de piroclastos adventicios constituidos por lavas andesíticas, denominados Volcanes de Ajata.

La actividad eruptiva durante el Holoceno se caracteriza por la generación de numerosas erupciones efusivas, con generación de lavas y flujos piroclásticos dirigidos hacia todos los flancos del volcán, teniendo su erupción más reciente hace unos 200 años con la generación de un flujo piroclástico en el flanco sur (Clavero et al., 2004). Los Reportes Especiales de Actividad Volcánica (REAVs) del SERNAGEOMIN han registrado sismos de origen volcano-tectónico en los años 2014, 2018 y 2020 (SERNAGEOMIN, 2014; 2018; 2020), además de algunas leyendas indígenas que indican que el volcán habría estado activo en el pasado cercano (Clavero et al., 2004). Dado su historial eruptivo, el volcán Parinacota es uno de los volcanes más activos de los Andes Centrales de Chile con más de 18 km³ de material (Clavero et al., 2004) y toma el puesto n°22 en el ranking de riesgo específico del SERNAGEOMIN (SERNAGEOMIN, 2020a).

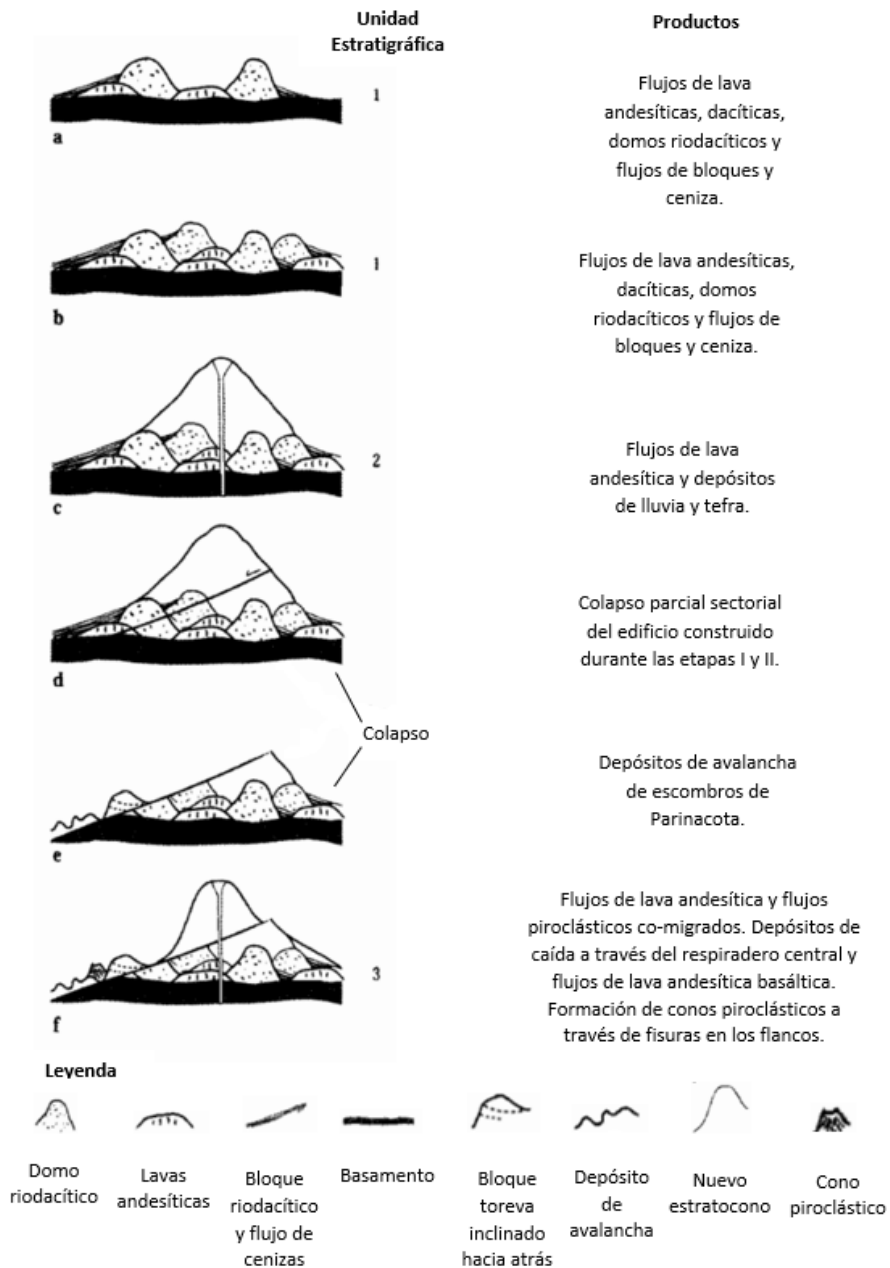


Figura 15. Diagrama esquemático (no a escala) que muestra la evolución de las etapas del Volcán Parinacota: a y b, formación de un complejo de domo con depósitos piroclásticos asociados; c, formación de un estratocono de lados empinados en la parte superior del complejo de cúpula; d y e, derrumbe parcial del edificio construido durante las Unidades 1 y 2 del Parinacota poniendo fin a la Unidad 2; f, construcción de un nuevo estratocono de lados empinados (Unidad 3). Simultáneamente, formación de series de conos de flancos (Volcanes de Ajata). Modificado de Clavero et al. (2004).

Procesos eruptivos, peligro y riesgo volcánico asociado al Parinacota

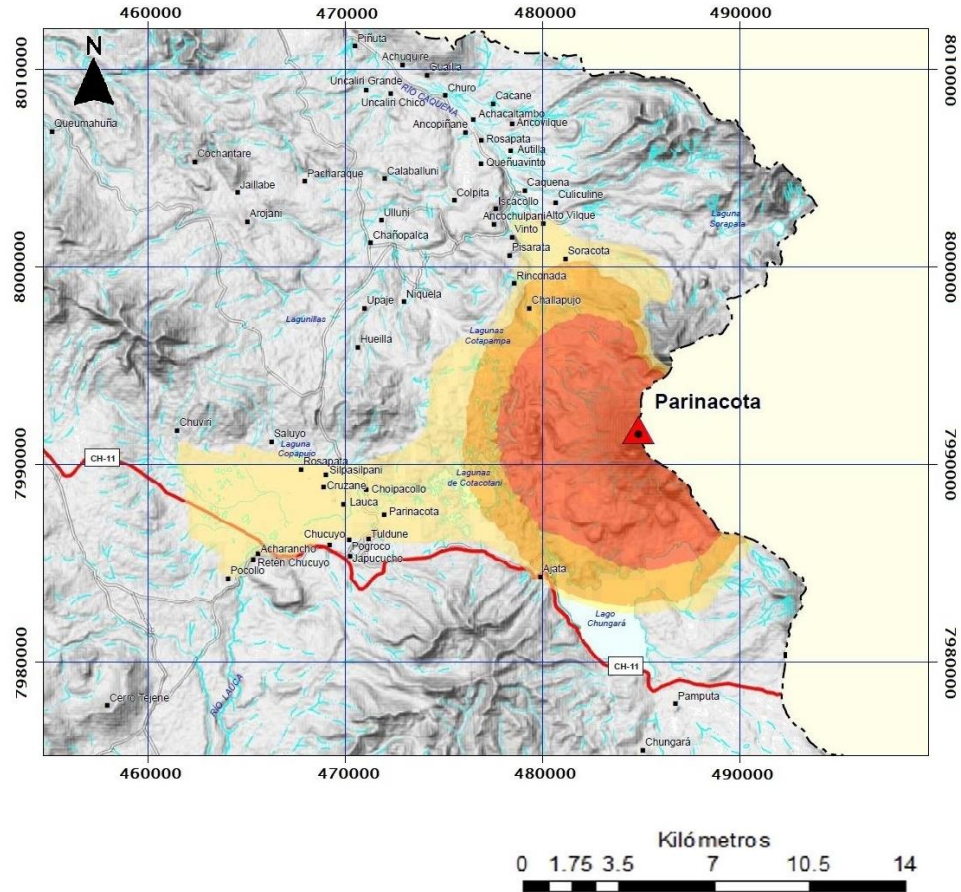
Según Clavero et al. (2012), se ha estimado una tasa eruptiva mínima de $2,25 \text{ km}^3/\text{ka}$ en el volcán Parinacota durante el Holoceno, indicando una alta recurrencia eruptiva y por ende, un alto peligro. La actividad eruptiva se divide en dos tipos, correspondientes a erupciones generadas en el cono principal y erupciones desde los centros adventicios:

Las erupciones en el cono principal han emitido lavas, flujos piroclásticos, depósitos de caída y lahares que se han distribuido en todas direcciones en torno al edificio volcánico. Entre ellos, la generación de flujos piroclásticos representaría el mayor riesgo a la población y economía local (Clavero et al., 2012). Dependiendo de la magnitud y dirección, estos productos afectarían directa o indirectamente a las zonas aledañas a la ruta internacional CH-11 y a los lagos Chungará y Cotacotani, siendo los poblados de Caquena, Parinacota y Chucuyo (Figura 16) los más vulnerables. La emisión de lavas no afectaría el área de manera importante, pero sí podría generar lahares debido a la cubierta casi permanente de hielo sobre los 5.500 m.s.n.m., aunque en el Holoceno los lahares no han llegado a zonas pobladas. Por último, la emisión piroclástica en la atmósfera podría dispersarse hacia el oeste o el este, dependiendo de los vientos dominantes según la época del año (Amigo et al., 2012; Clavero et al., 2012).

La actividad eruptiva de los centros adventicios se caracteriza por una menor magnitud y extensión, donde el flujo de lava más reciente se habría formado hace unos 1.600 años (Wörner et al., 2000). La totalidad de estas erupciones han ocurrido a través de fisuras de orientación NS y NNE, ubicadas en la parte baja del flanco suroeste del volcán, y han formado flujos de lava de poca extensión y pequeños conos de piroclastos. Los centros adventicios representarían un gran riesgo para la zona en el caso que se produzca una erupción de larga duración, durante la cual la caída de piroclastos hacia el este podría afectar al bofedal de Sajama (Figura 2).

El peligro volcánico que representa un mayor impacto para la zona es el colapso del volcán, debido a las dimensiones de los depósitos asociados a este tipo de eventos, como se observa en el depósito de AEV acontecida en el Parinacota hace ~8.800 años. van Wyk de Vries & Davies (2015) enumeran los peligros asociados a un colapso, entre los cuales se encuentran el impacto de la masa de roca, la cual es capaz de cubrir áreas de cientos de kilómetros cuadrados en solo minutos, el desencadenamiento de erupciones y la generación de flujos de detritos que pueden tener alcances mayores a 100 km.

Amigo et al. (2012) elaboraron un mapa de peligros volcánicos del norte de Chile a escala 1:250.000, que incluye al volcán Parinacota (Figura 16), donde se ilustran los principales peligros vinculados directamente a erupciones volcánicas de diferentes magnitudes. El mapa considera las lavas emitidas en las diferentes etapas del volcán, depósitos de corrientes piroclásticas y depósitos laháricos de variada extensión, además de procesos secundarios como avalanchas volcánicas. Este mapa de peligros volcánicos es parte de un proyecto que involucra a los volcanes activos del norte de Chile, varios de los cuales se han visto afectados por colapsos y AEV, por lo que el peligro de avalanchas también se representa en la figura. Sin embargo, se define vagamente con el método de conos o líneas de energía usando superficies parabólicas basados en el concepto de Sheridan & Malin (1983), motivo por el cual se habla de “posibles depósitos de avalanchas”.



LEYENDA

PROCESOS ERUPTIVOS EN ZONAS PROXIMALES

- Alto Peligro.** Representa el sector más susceptible de ser afectado por procesos eruptivos en el entorno inmediato del edificio volcánico, como flujos de lavas, proyecciones balísticas y corrientes piroclásticas, de forma independiente de la magnitud eruptiva.
Respecto al registro geológico, incorpora la totalidad de las emisiones de lava posglaciales, proyecciones balísticas y depósitos de flujo piroclástico asociados a colapsos de columnas eruptivas (flujos de escorias o de pómez) y a colapso de domos (flujos de bloques y ceniza), además de zonas proximales de flujos de detritos (lahares).
- Moderado Peligro.** Representa el sector más susceptible de ser afectado por procesos eruptivos derivados de erupciones de mediana a alta magnitud en el edificio principal, como corrientes piroclásticas, avalanchas de detritos volcánicos y flujos de detritos. En general, comprende zonas ubicadas en un radio menor a 5 km en torno a la base de los edificios volcánicos.
Respecto al registro geológico, incorpora la totalidad de emisiones de lavas preglaciales, los segmentos distales de los depósitos de flujo piroclástico por colapso de domos (flujo de bloques y ceniza), la mayoría de los depósitos de avalanchas volcánicas y las zonas de inundación por flujos de detritos.
- Bajo Peligro.** Representa el sector más susceptible de ser afectado por procesos eruptivos derivados casi exclusivamente de erupciones de magnitud alta en el edificio principal, tales como avalanchas de detritos volcánicos, corrientes piroclásticas mayores y facies distales de flujos de detritos. Incorpora regiones distantes hasta decenas de kilómetros de los centros eruptivos.
Respecto al registro geológico, incorpora los segmentos distales de la mayoría de los depósitos de avalanchas y de flujos de detritos.

Figura 16. Peligros volcánicos del volcán Parínacota, extraído del mapa de Peligros Volcánicos de la Zona Norte de Chile, escala 1:250.000. Modificado de Amigo et al. (2012).

Metodología

La metodología general a seguir para la realización de este estudio contempla tres etapas de trabajo:

- Recopilación y revisión de antecedentes con relación a metodologías aplicadas en volcanes afectados por avalanchas de escombros, factores de inestabilidad para la generación de colapsos, antecedentes de la zona de estudio y simulaciones con diversos softwares usados para lograr los objetivos planteados en esta memoria.
- Análisis morfométrico para determinar los parámetros de la morfología del cono actual e identificar el plano de deslizamiento asociado al colapso antiguo mediante la reconstrucción del cono ancestral del volcán en los casos previo e inmediatamente posterior al evento, teniendo en consideración ejemplos internacionales y nacionales de colapsos de edificios volcánicos y las geomorfologías asociadas.
- Análisis de estabilidad con el método de equilibrio límite y factor de seguridad para determinar parámetros geotécnicos que provoquen inestabilidad en el volcán, asociados al colapso del edificio volcánico para los conos ancestral y actual, a través del modelamiento del colapso con el software Slide2 de Rocscience Inc.

Análisis morfométrico

A lo largo de su evolución el volcán Parinacota ha tenido procesos de crecimiento y colapso de su edificio volcánico, por lo que la cicatriz de colapso ha sido cubierta con productos holocenos y aún se desconoce la morfología original de esta. Es debido a esta razón y la hipótesis de que las características morfológicas del cono antiguo, tales como altura, volumen y posición del centro de emisión, son bastante similares a las del actual edificio volcánico, lo que motiva a realizar la reconstrucción del volcán mediante el uso del programa ArcGIS de ESRI para trazar el escarpe que representa de mejor manera el colapso, estimar el volumen de material removido con mayor precisión, identificar las características de la superficie de deslizamiento de la avalancha y caracterizar el relieve previo y posterior a la ocurrencia del colapso.

La cicatriz de colapso y del plano de deslizamiento se obtuvieron editando las curvas de nivel de la zona de estudio, imitando la forma de anfiteatro que se observa, por ejemplo, en los volcanes Mt. St. Helens, Socompa y Taapaca (Voight et al., 1983; Kelfoun & Druitt, 2005; Polanco et al., 2020) y las cicatrices propuestas por Clavero et al. (2012) (Figura 14) y Hora et al. (2007) (Figura 17). Se considera una morfología profunda y cóncava del plano de deslizamiento, lo cual es compatible con las características y materiales del depósito de avalancha observado al oeste del volcán Parinacota. El relieve previo al colapso también se obtiene editando las curvas de nivel de la zona, bajo el supuesto de que, dada la alta deformación de los sedimentos del basamento, la parte alta de la cuenca del Lauca (al oeste del volcán) debía estar ocupada por un lago somero (Clavero et al., 2002).

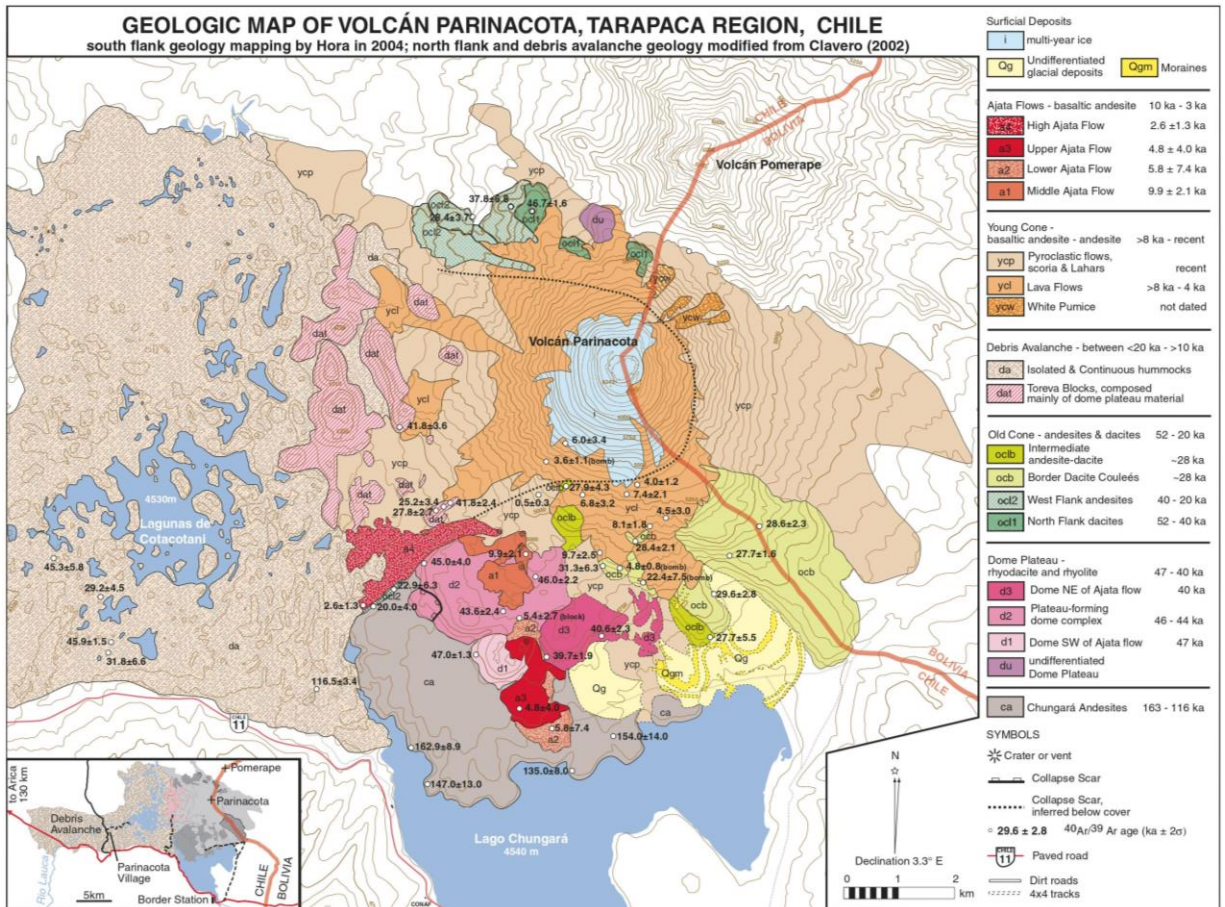


Figura 17. Mapa Geológico del volcán Parinacota, escala 1:50.000, donde se observa la morfología de la posible cicatriz de deslizamiento. Tomado de Hora et al. (2007).

Paleoreconstrucción

Los pasos enumerados a continuación describen las herramientas de ArcGIS utilizadas para realizar los modelos de elevación digital (MDE) de las paleoreconstrucciones, sobre la base de un MDE ALOS PALSAR con una resolución de 12,5 m de la región de Arica y Parinacota, recortado para abarcar la zona de estudio, y el mapa geológico del volcán Parinacota (Clavero et al., 2012).

Paleoreconstrucción 1: Cono truncado post-colapso.

1. Se construyeron curvas de nivel cada 100 m a partir del MDE original (12,5 m), con la herramienta *Contour*.
2. Se dibujó la cicatriz de colapso creando un polígono en base a las cicatrices propuestas por Clavero et al. (2012) y Hora et al. (2007), pero más abierta hacia los límites norte y sur para lograr una mejor concordancia con los depósitos de avalancha.
3. Se modificaron las curvas del paso 1 dentro de la cicatriz creada en el paso 2, para generar la morfología cóncava del escarpe manteniendo los depósitos de la avalancha.
4. Se crearon curvas de nivel cada 12,5 m, con la herramienta *Contour*, y eliminaron aquellas que se ubicaban dentro de la cicatriz, con la herramienta *Erase*.
5. Se extrajeron las curvas de nivel del paso 3 que se ubicaban dentro del escarpe, con la herramienta *Clip*.
6. Se creó un nuevo MDE tomando como input las curvas de los pasos 4 y 5, para obtener la cicatriz de colapso manteniendo el nivel de detalle original del relieve, con la herramienta *Topo to Raster*.
7. Se utilizó la herramienta *Merge* en los polígonos correspondientes a productos recientes (HPa3) y creó un campo de espesor de 40 m, para luego crear un ráster cuyos píxeles tienen un espesor de 40 m y tamaño de 12,5 m, con la herramienta *Feature to Raster*.

8. Se eliminó la geología reciente, restando el ráster del paso 7 al ráster del paso 6 con la fórmula *Con(IsNull("Raster_40"),0,"Raster_40")*.
9. Finalmente, se generaron recortes de los rásters de los pasos 6 y 7 con el polígono del paso 2 (herramienta *Extract by Mask*) para aplicar la herramienta *CutFill*, donde la suma de los valores positivos del campo VOLUME corresponde al volumen removido del volcán.

Paleoreconstrucción 2: Cono ancestral (pre–colapso).

1. Se crearon curvas de nivel cada 12,5 m a partir del MDE original (12,5 m), con la herramienta *Contour*.
2. Se aplicó un *Merge* de los polígonos correspondientes al depósito de avalancha (HPa2A) y eliminaron las curvas del paso 1 que se encontraban dentro de este polígono, con la herramienta *Erase*.
3. Se creó un polígono para el Lago Chungará y eliminaron las curvas que se encontraban dentro del polígono, con la herramienta *Erase*.
4. Se construyeron curvas de nivel (Polilíneas) cada 15 m en el Lago Chungará y cada 5 m en la zona del depósito de avalancha, donde se habría ubicado un lago somero antes del colapso del volcán. Este último fue realizado en base a la batimetría del Lago Chungará presentada en el trabajo de Sáez et al. (2007).
5. Se crearon puntos de elevación para suavizar la transición del paleolago desde una zona más somera a una más profunda, ya que el relieve original (MDE 12,5 m) considera un desnivel de 150–200 m en la zona.
6. Se creó un nuevo MDE tomando como input las curvas y puntos de los pasos 2, 4 y 5, para obtener el relieve previo a la ocurrencia del colapso, con la herramienta *Topo to Raster*.
7. Se generaron recortes de los rásters del paso 6 y MDE original (12,5 m) con el polígono del paso 2 (herramienta *Extract by Mask*) para aplicar la herramienta *CutFill*. La suma de los valores positivos del campo VOLUME corresponde al volumen del depósito de avalancha.

8. Se generaron curvas de nivel cada 12,5 m a partir del MDE obtenido en el paso 6 y se creó otro MDE con estas nuevas curvas para suavizar la base del paleolago. El volumen del depósito se calcula de la misma manera que en el paso 6.

Finalmente se generó un modelo de sombras (*hillshade*) para cada MDE paleoreconstruido, a modo de visualizar en tres dimensiones los resultados obtenidos a través de la aplicación ArcScene de ArcGIS. Las nuevas estimaciones de volumen se realizaron con la herramienta *CutFill* en cada reconstrucción, comparando los volúmenes de ambos escenarios con los datos propuestos en la bibliografía.

Análisis de estabilidad

Los análisis de estabilidad de laderas se basan en que el comportamiento y estabilidad de un talud dependen de las fuerzas estabilizadoras y desestabilizadoras que actúan sobre él, siendo posible realizar análisis determinísticos o probabilísticos.

Una vez producida la rotura del talud se pueden realizar análisis a posteriori (*back-analysis*), lo cual permite conocer el mecanismo, modelo y geometría de la inestabilidad. Este análisis es muy útil para caracterizar los materiales involucrados, estudiar los factores que influyen en la rotura y conocer el comportamiento mecánico de los materiales del talud (González de Vallejo et al., 2002). Este análisis ha sido aplicado en el cono antiguo reconstruido del volcán Parinacota para estudiar el colapso ocurrido hace ~8.800 años, obteniendo los parámetros físicos y el factor de seguridad asociados a este para ser utilizados como base para determinar la estabilidad y probabilidad de colapso del cono actual.

Para realizar el análisis de estabilidad se ha usado el software Slide2 de Rocscience Inc., el cual es ampliamente utilizado para análisis de estabilidad en dos dimensiones y se puede aplicar a diferentes superficies de falla en taludes de suelo o roca. Slide2 utiliza el método de equilibrio límite para analizar las diferentes superficies de rotura y sus correspondientes factores de seguridad (método determinístico) y también calcula la probabilidad de falla en base a variables aleatorias (método probabilístico).

La base para los modelos realizados son perfiles topográficos trazados sobre los MDE obtenidos de la reconstrucción del cono ancestral, a modo de representar de manera más apropiada la morfología del cono que colapsó, y del perfil correspondiente al cono actual obtenido a partir del MDE ALOS PALSAR. Los parámetros de ingreso consideran las características de las rocas descritas en el mapa geológico del volcán Parinacota (Clavero et al., 2012), los resultados de ensayos de carga puntual en muestras de rocas y la estimación de parámetros en base a fotografías del volcán y referencias bibliográficas.

Método determinístico

Los métodos determinísticos indican la estabilidad del talud según las condiciones en las que se encuentra. Para ello se ingresan los valores correspondientes a parámetros físicos y de resistencia que controlan el comportamiento del material con lo que es posible calcular el factor de seguridad del talud (González de Vallejo et al., 2002).

Los métodos de equilibrio límite son los más utilizados en análisis de estabilidad y consisten en analizar el equilibrio de una masa potencialmente inestable comparando las fuerzas desestabilizadoras con las fuerzas resistentes que se oponen a lo largo de una superficie de rotura (González de Vallejo et al., 2002). Se basan en la selección de una superficie de rotura teórica en el talud, el criterio de falla de Mohr-Coulomb y la definición del factor de seguridad (FS). El FS corresponde al coeficiente por el que deben dividirse las fuerzas tangenciales resistentes o multiplicarse las fuerzas de corte desestabilizadoras para alcanzar el equilibrio estricto (González de Vallejo et al., 2002). El factor se obtiene según la Ecuación (1), donde un valor $FS > 1$ corresponde a un talud estable, $FS = 1$ corresponde a un talud en equilibrio límite y $FS < 1$ corresponde a un talud inestable.

$$FS = \frac{\sum \text{Fuerzas estabilizadoras}}{\sum \text{Fuerzas desestabilizadoras}} \quad (1)$$

Bajo las consideraciones anteriores, el análisis determinístico con Slide2 arroja como resultado la representación gráfica de la cantidad de superficies modeladas con sus correspondientes factores de seguridad, resaltando el valor más bajo obtenido (mínimo global).

Método probabilístico

Los métodos probabilísticos indican la probabilidad de falla de un talud bajo ciertas condiciones. Para ello es necesario establecer variables aleatorias y conocer sus funciones de distribución, realizando cálculos del FS mediante procesos iterativos utilizando dichas variables. De esta manera se obtienen las funciones de densidad de probabilidad y distribución de probabilidad del FS, además de curvas de estabilidad del talud con el FS asociado a una determinada probabilidad de ocurrencia (González de Vallejo et al., 2002).

Bajo las consideraciones anteriores, el análisis probabilístico con Slide2 arroja como resultado los siguientes valores (Rocscience, 2021):

- FS promedio: Valor correspondiente al promedio de los factores de seguridad calculados para la cantidad de iteraciones seleccionada.
- Probabilidad de falla: Valor correspondiente a la cantidad de análisis con factores de seguridad menores a 1 divididos por el total de iteraciones realizadas.
- Índice de confiabilidad: Valor que indica el número de desviaciones estándar que separan al FS promedio del FS crítico ($FS=1$). Puede calcularse asumiendo distribuciones normales o log-normales de los resultados de FS. Se recomienda un índice de confiabilidad de al menos 3 como garantía de un diseño de talud seguro.

Criterios de rotura

La resistencia de la roca se puede determinar con los criterios de rotura de Mohr–Coulomb y Hoek–Brown, ambos incluidos en los análisis de Slide2.

El criterio de Mohr–Coulomb expresa la resistencia al corte a lo largo de un plano en un estado triaxial de tensiones, obteniéndose la relación entre los esfuerzos normal y tangencial actuantes en el momento de la rotura mediante la ecuación 2.

$$\tau = c + \sigma_n \tan \varphi \quad (2)$$

Donde c es la cohesión, σ_n es la tensión normal sobre el plano de rotura y φ es el ángulo de fricción interna de la matriz rocosa.

El criterio generalizado de Hoek–Brown evalúa las propiedades de la roca intacta e introduce factores para reducir sus propiedades en base a las discontinuidades presentes en el macizo rocoso mediante la ecuación 3.

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (3)$$

Donde σ'_1 y σ'_3 son las tensiones principales mayor y menor, respectivamente, en el momento de rotura, σ_{ci} es la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta, m_b es un valor reducido de la constante del material m_i , y s y a son constantes del macizo rocoso (Hoek et al., 2002).

Geological Strength Index (GSI)

Hoek et al. (1992), Hoek (1994) y Hoek et al. (1995) desarrollaron el GSI para resolver algunas limitaciones del uso de la clasificación RMR de Bieniawski. La resistencia de un macizo rocoso depende de las propiedades de la roca intacta y del grado de fracturamiento en ella, el cual es controlado por la geometría de la roca intacta y las condiciones de las superficies que las separan. Algunos factores que controlan la resistencia del macizo rocoso son la alteración, rugosidad y ondulación de la superficie. La Figura 18 presenta el sistema de puntuación GSI para un macizo rocoso fracturado.







ÍNDICE DE RESISTENCIA GEOLÓGICA (GSI) PARA ROCAS FRACTURADAS (Hoek y Marinos, 2000) Estimar el valor promedio del GSI para la litología, estructura y condiciones superficiales de las discontinuidades. No intentar ser muy preciso. Citar un rango de 33 a 37 es más realístico que un GSI de 35. Note que las tablas no se aplican a fracturas estructuralmente controladas. Cuando los planos estructurales débiles están en una orientación desfavorable con respecto de la cara excavada, estas dominarán el comportamiento de todo el macizo rocoso. La resistencia de cizalla de las superficies de la roca son propensas a deteriorarse como el resultado de cambios en el contenido de humedad, se reducirá si hay presencia de agua. Cuando se trabaja con rocas en las categorías de débil a muy débil, se debería hacer un desplazamiento hacia la derecha. La presión del agua es tratada con análisis de esfuerzos efectivos.		CONDICIÓN DE LAS DISCONTINUIDADES				
ESTRUCTURA		MUY BUENA Superficies muy rugosas, inalteradas y frescas	BUENA Superficies rugosas, ligeramente intemperizadas, con patinas de óxidos de hierro	REGULAR Superficies lisas, moderadamente intemperizadas y/o alteradas	MALA Superficies lisas y cizalladas, muy intemperizadas con revestimientos o rellenos compactos o fragmentos angulares	MUY MALA Superficies lisas y cizalladas, muy intemperizadas con revestimientos o rellenos arcillosos blandos
		DECRESE LAS CONDICIONES SUPERFICIALES →				
 INTACTA O MASIVA. Espécimen de roca intacta o roca in-situ masiva con pocas discontinuidades ampliamente espaciadas. Esp. 100cm	150	90	80	70	N/A	N/A
 BLOCOSA. Macizo rocoso inalterado bien trabado, definido por bloques cúbicos formados por 3 familias de discontinuidades. Esp. 30cm	80	80	70	60	50	40
 MUY BLOCOSA. Macizo rocoso trabado parcialmente perturbado, definido por bloques angulares de varias caras formado por 4 o más familias de discontinuidades. Esp. 10cm	40	80	70	60	50	40
 BLOCOSA/PERTURBADA/DEFORMADA. Plegada, bloques angulares de muchas familias de discontinuidades. Persistencia de los planos de estratificación o esquistocidad. Esp. 3cm	20	80	70	60	50	40
 DESINTEGRADA. Pobrementemente trabada, macizo rocoso muy fracturado con mezcla de fragmentos de roca angulares y redondeados. Esp. 1cm	5	80	70	60	50	40
 LAMINADA/ CIZALLADA. Ausencia de blocosidad debido a espaciados cercanos de débil esquistocidad o planos de cizalla	2	N/A	N/A	30	20	10
		DISMINUYE LA TRABAJON DE LAS PIEZAS DE ROCA ↓				

Figura 18. Estimación del GSI, basado en observaciones geológicas. Tomado de Marinos & Hoek (2000).

Ensayo de Carga Puntual

El ensayo de carga puntual se utiliza para determinar la resistencia a la compresión simple (UCS) de fragmentos irregulares de roca, testigos cilíndricos de sondajes o bloques, a partir del índice de resistencia a la carga puntual (I_s), de forma que el esfuerzo aplicado se convierte a valores aproximados de UCS en MPa, según el diámetro de la muestra.

El procedimiento consiste en medir las dimensiones de la muestra, situarla entre las puntas cónicas según el tipo de muestra (Figura 19), resguardando que se cumplan las configuraciones de carga y requerimientos de forma del testigo. La presión a la cual está siendo sometida la muestra se mide mediante un manómetro conectado directamente a la prensa hidráulica, cuya presión aumenta paulatinamente. Una vez falle el testigo se retira y se analizan las condiciones y modo de ruptura (Figura 20) (ASTM, 1995).

El equipo de carga puntual consiste en un sistema de carga compuesto por un marco de carga, platos, un sistema de medición para indicar la carga con la que se rompe la muestra y un medio para medir la distancia entre los puntos de contacto entre ambos platos (Figura 21) (ASTM, 1995).

El procedimiento para obtener el valor equivalente a la resistencia a la compresión uniaxial parte con el cálculo del índice de carga puntual sin corrección (I_s), según la ecuación 4.

$$I_s = \frac{P}{D_e^2} [MPa] \quad (4)$$

Donde P es la carga de falla y D_e es el diámetro del núcleo equivalente, teniendo que:

- $D_e^2 = D^2$ para muestras diametrales.
- $D_e^2 = \frac{4A}{\pi}$ para muestras irregulares, axiales o bloques.
- $A = WD$ área de la sección transversal mínima.

El índice I_s varía en función de D en muestras diametrales y en función de D_e en muestras axiales, irregulares y bloques. El índice de resistencia a la carga puntual corregido $I_{s(50)}$ es definido como el valor de I_s medido en muestras diametrales con $D=50$ mm. Cuando se tienen muestras de variados diámetros distintos a 50 mm se debe aplicar una corrección del valor D mediante el factor de corrección F, que se obtiene con la ecuación 5.

$$F = \left(\frac{D}{50}\right)^{0.45} \quad (5)$$

De esta manera, el índice de carga puntual corregido se obtiene con la ecuación 6.

$$I_{s(50)} = FI_s \quad (6)$$

El valor promedio de $I_{s(50)}$ se calcula eliminando los dos valores más altos y los dos valores más bajos de diez o más ensayos válidos. Si pocos especímenes son testeados, solamente los valores más alto y bajo se descartan y se promedia el resto. Finalmente el valor de la resistencia a la compresión uniaxial en MPa a partir de $I_{s(50)}$ se obtiene con la ecuación 7.

$$UCS = 23I_{s(50)} \quad (7)$$

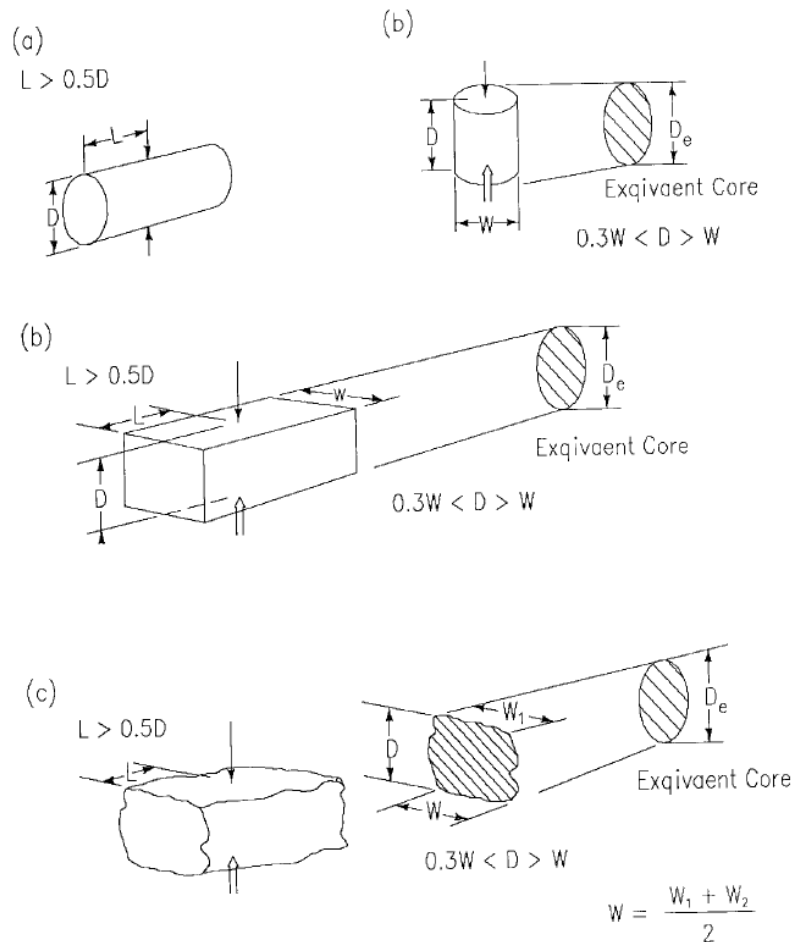


Figura 19. Configuración de carga y requerimientos en la forma de los testigos (a) muestra diametral, (b) muestra axial, (c) bloque y (d) muestra irregular. L = largo, W = ancho, D = diámetro, y D_e = diámetro del núcleo equivalente.

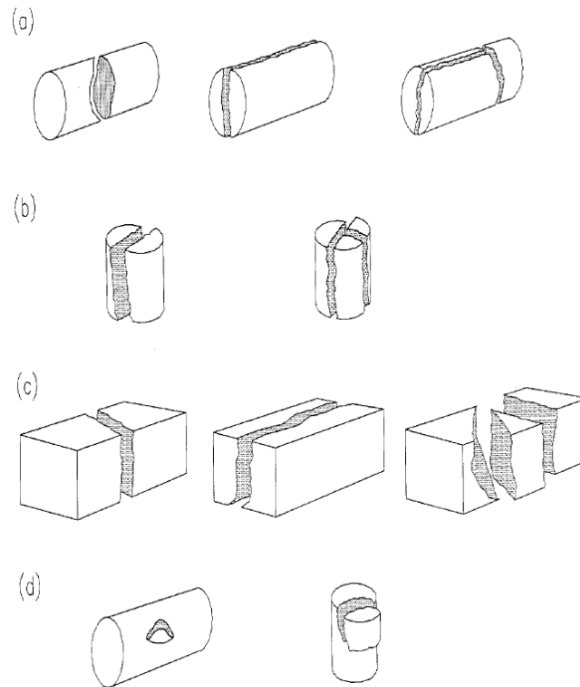


Figura 20. Modos típicos de falla para muestras válidas e inválidas (a) muestras diametrales válidas; (b) muestras axiales válidas; (c) bloques válidos; (d) muestras inválidas.



Figura 21. Equipo para ensayos de carga puntual. Fotografía tomada por Alejandra Serey.

Modelos

Las laderas modeladas en Slide2 fueron obtenidas trazando perfiles topográficos en los MDE generados en las paleoreconstrucciones para representar la ladera del cono ancestral y la cicatriz de colapso y del MDE ALOS PALSAR para representar la ladera del cono actual. Tanto en el cono actual como en el ancestral se traza parte del perfil indicado en el mapa geológico del volcán Parinacota (Figuras 22 y 25), utilizando la interpretación del perfil geológico de Clavero et al. (2012) como guía para representar los diferentes materiales que componen al macizo. Clavero et al. (2012) mencionan que el cono ancestral del Parinacota habría tenido pendientes fuertes, por lo que se representa con una inclinación de 38° en la zona superior y 32° en la zona inferior del volcán, según lo que se puede interpretar del perfil geológico de la Figura 22.

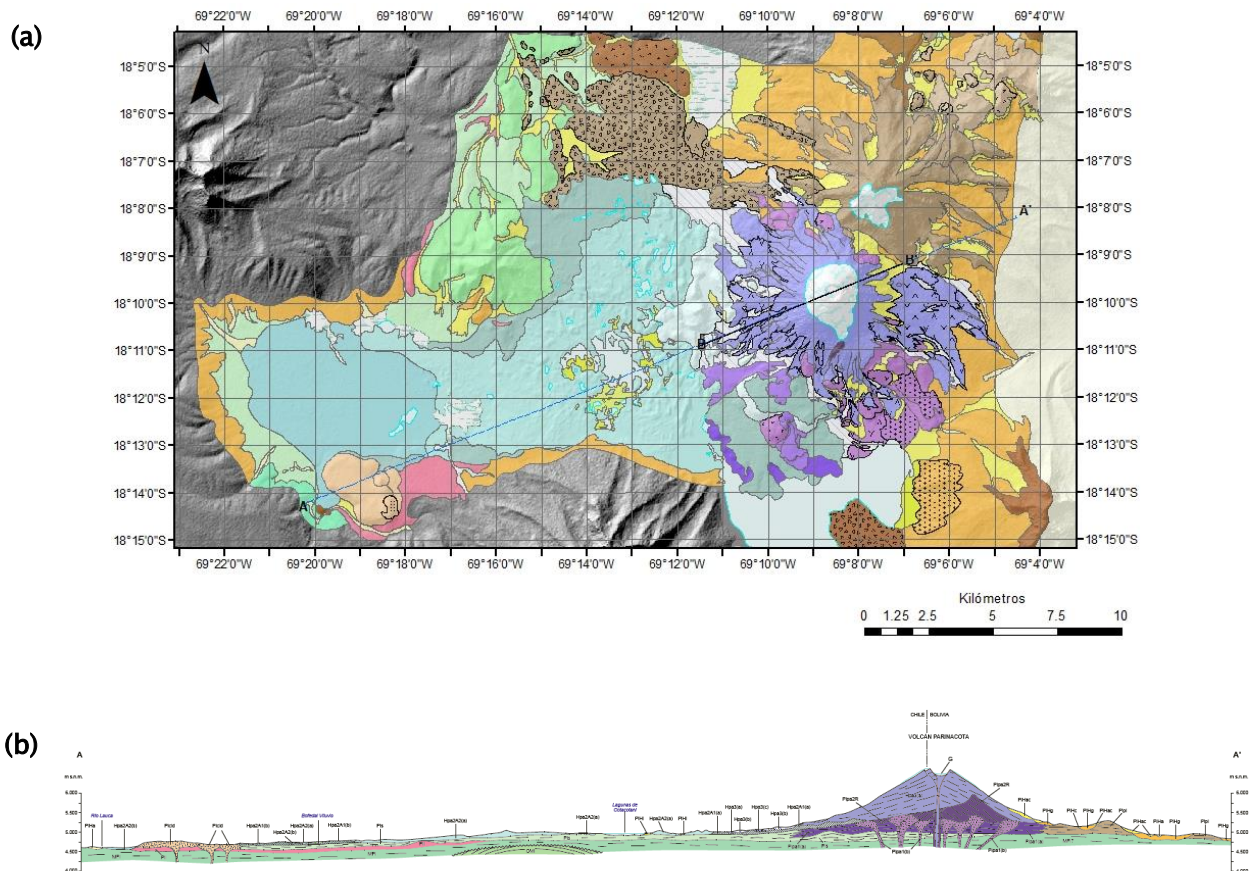


Figura 22. (a) Perfil A–A' trazado sobre el mapa geológico, correspondiente al (b) perfil geológico de Clavero et al. (2012), escala 1:50.000. El perfil B–B' corresponde al perfil trazado como un extracto del anterior para obtener las laderas en base a las paleoreconstrucciones.

El análisis probabilístico se lleva a cabo sobre la superficie correspondiente al FS mínimo global calculado con el método determinístico, calculando el FS un total de 1.000 veces sobre esta superficie utilizando diferentes combinaciones de variables aleatorias en cada análisis (Rocscience, 2021), usando en este caso el método de Monte-Carlo para los cálculos. Para definir la distribución estadística de cada variable aleatoria se ingresan valores de desviación estándar y mínimo y máximo relativo, considerando como promedio el valor ingresado en los parámetros del material para un análisis determinístico, desviación estándar como el 30% del promedio y mínimo y máximo relativo como tres veces el valor de la desviación estándar para asegurar una buena definición de la distribución normal.

Los parámetros de ingreso en Slide2 son los correspondientes a los criterios de rotura de Hoek-Brown y Mohr-Coulomb. Considerando que no se hizo una toma de datos en terreno, los parámetros requeridos se obtuvieron de la siguiente forma:

- UCS: En el caso de la andesita corresponde a los resultados del ensayo de carga puntual (Tabla 6), en el resto de los materiales se usaron valores referenciales según González de Vallejo et al. (2002) y Brown (1981).
- GSI: Valor obtenido en base a fotointerpretación de imágenes de campañas de terreno de SERNAGEOMIN, como la Figura 11.
- m_i : Valor asignado según litología en la base de datos de Slide2.
- D: Valor asignado como cero debido a ausencia de tronaduras en el volcán.
- c: Valores referenciales según González de Vallejo et al. (2002) y equivalentes al criterio Hoek-Brown calculados con el software RocData de Rocscience Inc.
- Φ : Valores referenciales según González de Vallejo et al. (2002) y equivalentes al criterio Hoek-Brown calculados con el software RocData de Rocscience Inc.

Para el ensayo de carga puntual se utilizaron 14 muestras de roca correspondientes al edificio principal del Parinacota y a los volcanes de Ajata proporcionadas por SERNAGEOMIN (Anexo B: Muestras de roca del volcán Parinacota facilitadas por SERNAGEOMIN), de las cuales 8 cumplen los requisitos de dimensiones válidas para una muestra irregular óptimas para el ensayo (Figura 19). Se realizaron 15 ensayos válidos, reutilizando las rocas que aún cumplían los requisitos después de ser ensayadas. Los datos obtenidos de cada ensayo, carga P y diámetro D_e , fueron utilizados para el cálculo del índice de carga puntual y el valor UCS con las ecuaciones 4 a 7 planteadas anteriormente.

Tanto el cono ancestral como el actual fueron modelados considerando el peor caso posible: primero con el volcán completamente saturado en agua y luego saturado y aplicando un coeficiente sísmico. Tras realizar el análisis probabilístico estático, se efectuó un análisis sísmico donde se buscó el coeficiente sísmico crítico con el cual se obtiene $FS=1$. Con este valor se volvió a realizar el análisis probabilístico, pero ahora considerando la carga sísmica, a modo de determinar la probabilidad de falla en el caso pseudoestático.

En ambos casos se agregó una capa de 20 m de espesor bajo la base del volcán para representar los sedimentos lacustres y fluvioglaciales del basamento, además de retratar a grandes rasgos el perfil geológico de Clavero et al. (2012), considerando la totalidad del edificio volcánico con una composición andesítica. Los valores ingresados para realizar los análisis se resumen en las Tablas 1 y 2.

Tabla 1. *Parámetros de los materiales que componen al volcán Parinacota.*

Material	Peso Unitario [kN/m ³]	Criterio Generalizado Hoek–Brown				Criterio Mohr–Coulomb	
		UCS [kPa]	GSI	m_i	D	Cohesión [kPa]	Φ [°]
Andesita	26,5	164.350	65	25	0	13	43
Sedimentos	25	–	–	–	–	10	30

Tabla 2. Variables aleatorias para la definición de la distribución estadística.

Material	Propiedad	Distribución	Promedio	Desviación estándar	Mínimo relativo	Máximo relativo
Andesita	UCS	Normal	164.350	50.000	150.000	150.000
	Peso Unitario	Normal	26,5	5	15	15
	GSI	Normal	65	11	33	33
Sedimentos	Cohesión	Normal	10	3	9	9
	Ángulo de fricción interna	Normal	30	7,5	22,5	22,5
	Peso unitario	Normal	25	5	15	15

Otros cálculos.

Volumen de las superficies obtenidas. Se calcula el volumen de las superficies modeladas en Slide2 con el objetivo de comparar los resultados obtenidos con el volumen del depósito de avalancha. El software permite visualizar los datos asociados a la superficie correspondiente al mínimo global, los cuales se utilizan para calcular el volumen de material removido con la fórmula de volumen de un casquete esférico (Figura 23) como muestra la ecuación 8, con $r = \frac{\text{surface horizontal width}}{2}$ y $h = \text{surface average height}$.

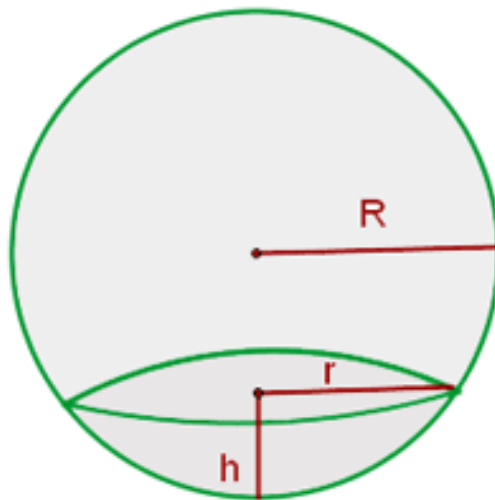


Figura 23. Esquema de un casquete esférico.

$$V = \frac{\pi h(3r^2 + h^2)}{6} \quad (8)$$

Análisis con búsqueda de bloques. Con Slide2 se pueden realizar análisis en superficies circulares y no circulares. Una manera de representar superficies no circulares es con la opción búsqueda de bloques (*block search*). Esta selección de búsqueda de planos de deslizamiento permite agregar superficies a la ladera y trazar o modelar nuevas superficies sobre ella. De esta manera, se ingresa como una nueva superficie el perfil trazado sobre la reconstrucción del volcán post-colapso para modelar nuevos planos que crucen lo que sería la cicatriz de colapso del cono ancestral.

Dimensiones críticas del volcán. Sigurdsson et al. (2015) mencionan dimensiones críticas en volcanes andesíticos compuestos, destacando que no sobrepasan los 3.000 m de altura ni los 100–200 km³ de volumen debido a que genera inestabilidad, pudiendo así desencadenar un colapso y AEV. Es por esto que se ha calculado también el periodo de tiempo en que el Parinacota alcanzaría estas dimensiones.

Resultados y discusiones

Paleoreconstrucciones

Cono truncado post-colapso y su cicatriz de colapso

Dadas las características del depósito de avalancha y los factores de inestabilidad que habrían actuado, se infiere que la cicatriz de colapso en el volcán Parinacota es profundamente asentada, con una superficie de deslizamiento relativamente plana y paredes empinadas, características que se replicaron en la paleoreconstrucción. Se obtiene como resultado una cicatriz (Figura 24) con un área de 13 km², un perímetro de 16 km y una altitud que varía entre los 4.800 y los 5.990 m.s.n.m. Para completar la caracterización morfológica del escarpe se realizaron mapas de pendiente y elevación (Figuras 25 y 26), donde es evidente la variación de la pendiente en el plano de deslizamiento. La inclinación del plano ha sido clasificada en tres zonas definidas por los cambios más evidentes de pendiente, según se describe en el marco teórico, con valores medios de 50° en la pared, 20° en el piso y 2° en la apertura (Figura 27). El volumen de material removido del volcán corresponde a 6,02 km³. Los parámetros anteriores se resumen en la Tabla 3.

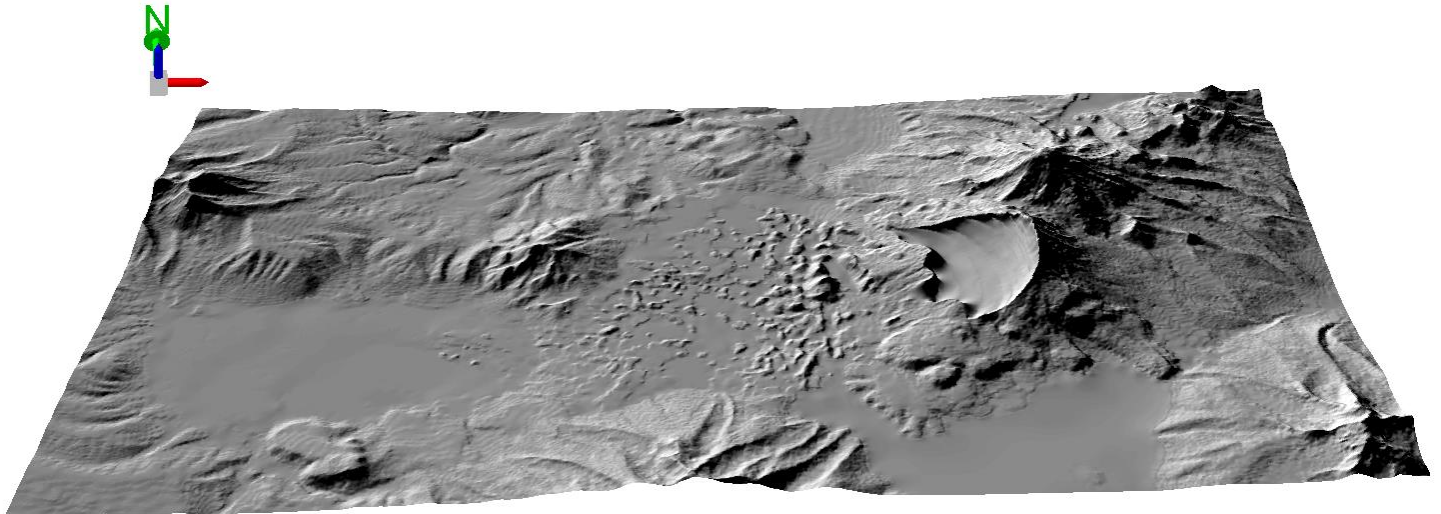


Figura 24. Reconstrucción de la cicatriz de colapso del volcán Parinacota, obtenida de un modelo de sombras 3D.

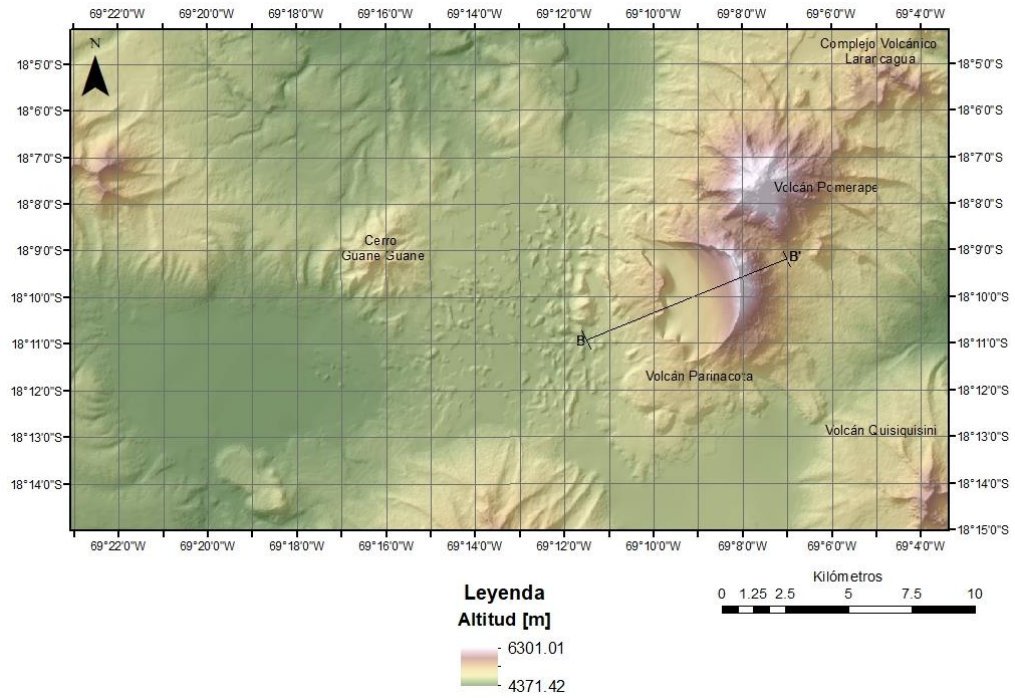


Figura 25. Mapa de elevaciones asociado a la reconstrucción post-colapso, indicando las cumbres principales de la zona de estudio. Se indica el perfil B-B' utilizado en los análisis de estabilidad.

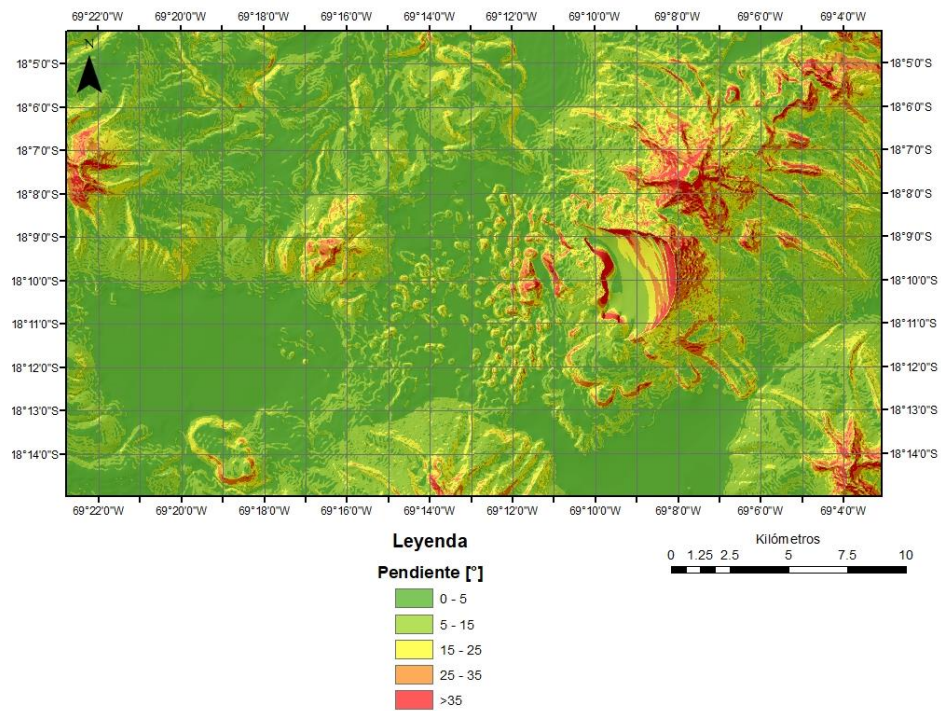


Figura 26. Mapa de pendientes asociado a la reconstrucción post-colapso.

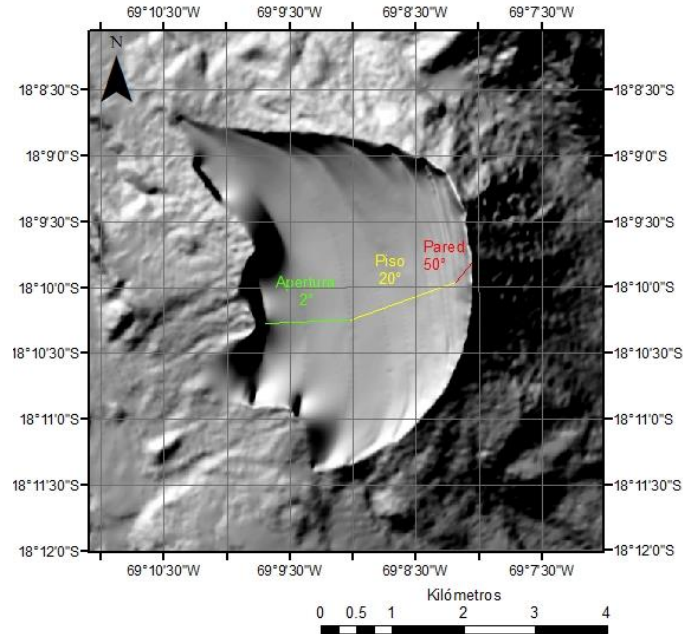


Figura 27. Inclinación de los diferentes tramos del plano de deslizamiento.

Tabla 3. Parámetros morfométricos de la cicatriz de colapso.

Volumen removido	Área	Perímetro	Altitud	Inclinación del plano de deslizamiento	
6,02 km ³	13 km ²	16 km	4.800– 5.990 m	Pared	50°
				Piso	20°
				Apertura	2°

Si bien se desconocen las características de la cicatriz de colapso debido a que ha sido completamente rellena y cubierta por los nuevos materiales del volcán (Unidad Parinacota 3), además de la falta de estudios geofísicos en la zona que podrían ayudar a estimar correctamente la forma de este escarpe, se infirieron las características de la cicatriz reconstruida (Figura 24) en base a las cicatrices propuestas por Clavero et al. (2012) y Hora et al. (2007). Los primeros autores proponen un escarpe semicircular en la parte oriental del volcán (Figura 14), que sería la prolongación del afloramiento observado en los remanentes de lava del flanco sur (Figura 11), mientras que Hora et al. proponen un escarpe cuya extensión alcanza los pies del volcán (Figura 17), con forma de anfiteatro y ubicado a una altura menor en comparación a la propuesta por Clavero et al.

La cicatriz reconstruida en este trabajo difiere de las propuestas por los autores mencionados en cuanto a su forma y extensión, ya que fue modificada para que esta fuese acorde con los límites norte, oeste y sur de los depósitos de avalancha.

El volumen de material removido se obtuvo restando el MDE de la paleoreconstrucción post-colapso del MDE del cono actual, obteniendo un volumen de 6,02 km³ (Tabla 3) que coincide con la estimación de 6 km³ de Clavero et al. (2012). Kelfoun & Druitt (2005) proponen que la forma del depósito de avalancha no es dependiente de la geometría del plano de deslizamiento, por lo que sería necesario llevar a cabo simulaciones de la AEV para ver su distribución areal y así comprobar que el escarpe reconstruido resulta en una correcta aproximación del depósito observado al oeste del volcán, considerando que el volumen de material estimado ya se alcanza con esta geometría.

Cabe mencionar que tras el colapso y AEV las nuevas erupciones estaban asociadas a magmas menos evolucionados, por lo que se registra una variación en la composición de sus productos a una más básica, pasando de composiciones andesítica-dacítica a andesítica-basáltica (Clavero et al., 2012). Esta variación es común y se ha observado también en las Islas Canarias (Longpré et al., 2009). El motivo de esto se vincula a una relación entre el crecimiento del edificio volcánico y la cámara magmática (Delcam et al., 2018): tras el colapso se remueve una carga del volcán que resulta en la descompresión de la cámara magmática, lo cual lleva a procesos que favorecen la erupción de un magma más básico. Este proceso también se relaciona a inestabilidad por propagación del edificio volcánico (Figura 9), lo cual ocurrió en el volcán Parinacota, mientras que el hundimiento favorece la erupción de magmas de menor densidad (Pinel & Jaupart, 2005). De esta manera, es esperable que ante un futuro colapso en el volcán Parinacota el magma vuelva a cambiar, pero su nueva composición dependerá de los factores de inestabilidad que actúen en el proceso.

Cono ancestral pre-colapso y paleolago

La topografía de la zona de estudio previa a la ocurrencia del colapso y AEV no se conoce con totalidad. Sin embargo, a partir de las características de los depósitos de la avalancha se infiere que la presencia de agua habría facilitado el transporte del material que alcanzó 22 km. La deformación observada en los sedimentos transportados se debería en gran parte a la presencia de un lago somero hacia el oeste del volcán, en la zona alta de la cuenca Lauca (Clavero et al., 2002), donde se encuentra actualmente el depósito de avalancha. De esta manera, se reconstruyó el relieve pre-colapso considerando la presencia de un lago de 20 m de profundidad (Figura 28) cuya extensión es similar a la cubierta por los depósitos de avalancha. El paleolago obtenido tiene un área de 113 km², un perímetro de 53 km y una profundidad de 20 m, con un volumen de material depositado de 6,07 km³. Se realizaron mapas de pendiente y elevación (Figuras 29 y 30) para completar la caracterización morfológica, observándose una profundidad mayor en el sector occidental del paleolago debido a un desnivel de 150–200 m en ese sector de la cuenca del Lauca. Los parámetros asociados se resumen en la Tabla 4.

La reconstrucción pre-colapso (Figura 28) muestra pequeñas elevaciones en el centro del lago debido a la metodología de puntos de elevación utilizada, por lo que se muestra el relieve suavizado en un nuevo mapa de sombras (Figura 31). Si bien este mapa representa de mejor manera el relieve, su volumen es mayor al calculado originalmente, obteniendo un volumen removido de 6,3 km³ para el paleolago suavizado.

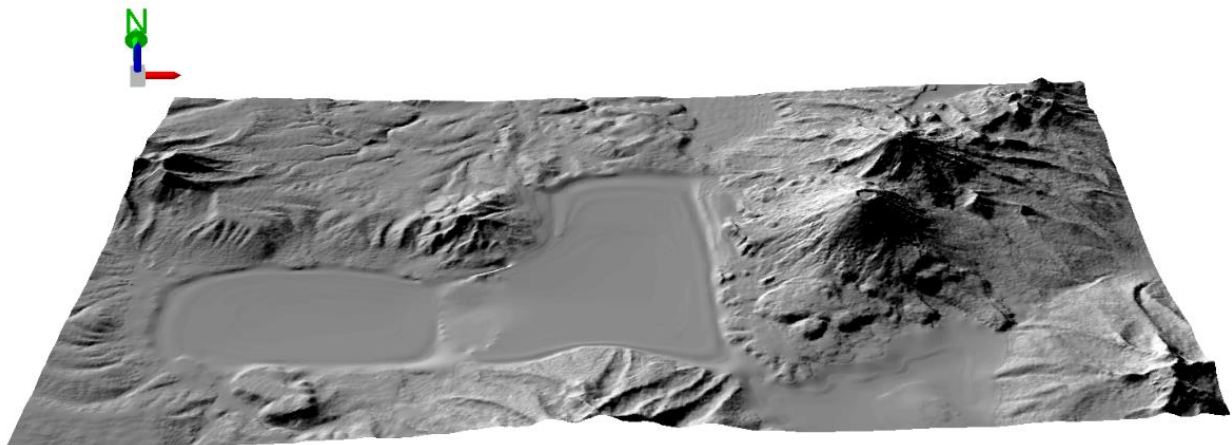


Figura 28. Reconstrucción del paleolago de la zona alta de la cuenca Lauca, obtenida de un modelo de sombras 3D.

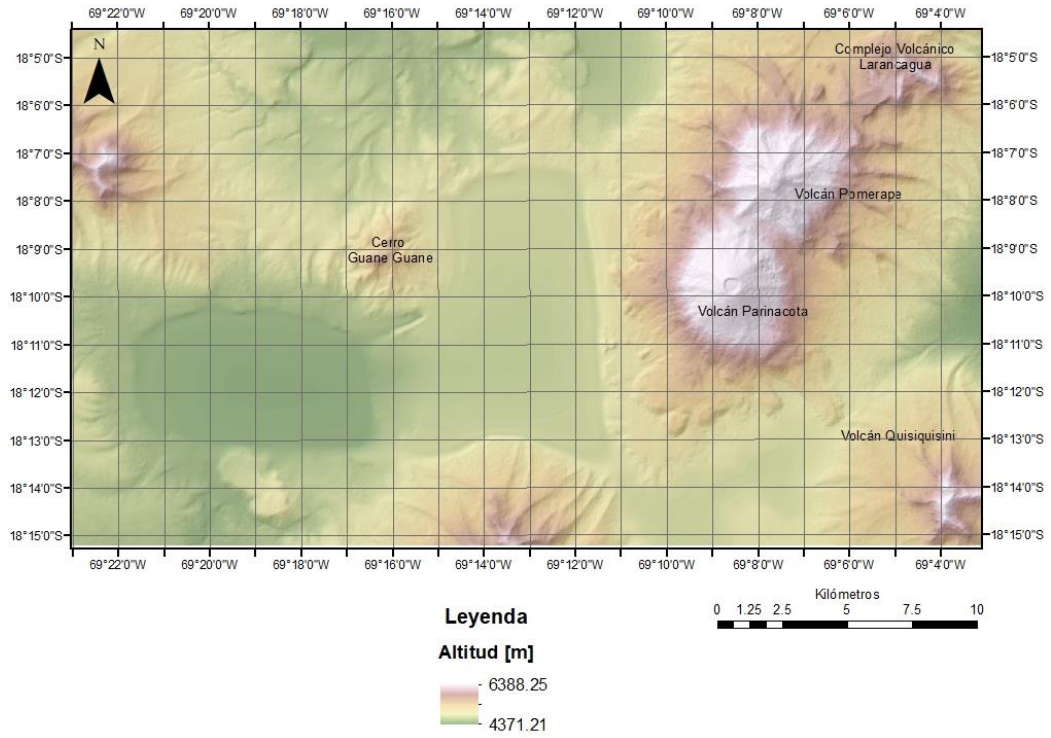


Figura 29. Mapa de elevaciones asociado a la reconstrucción pre-colapso, indicando las cumbres principales de la zona de estudio.

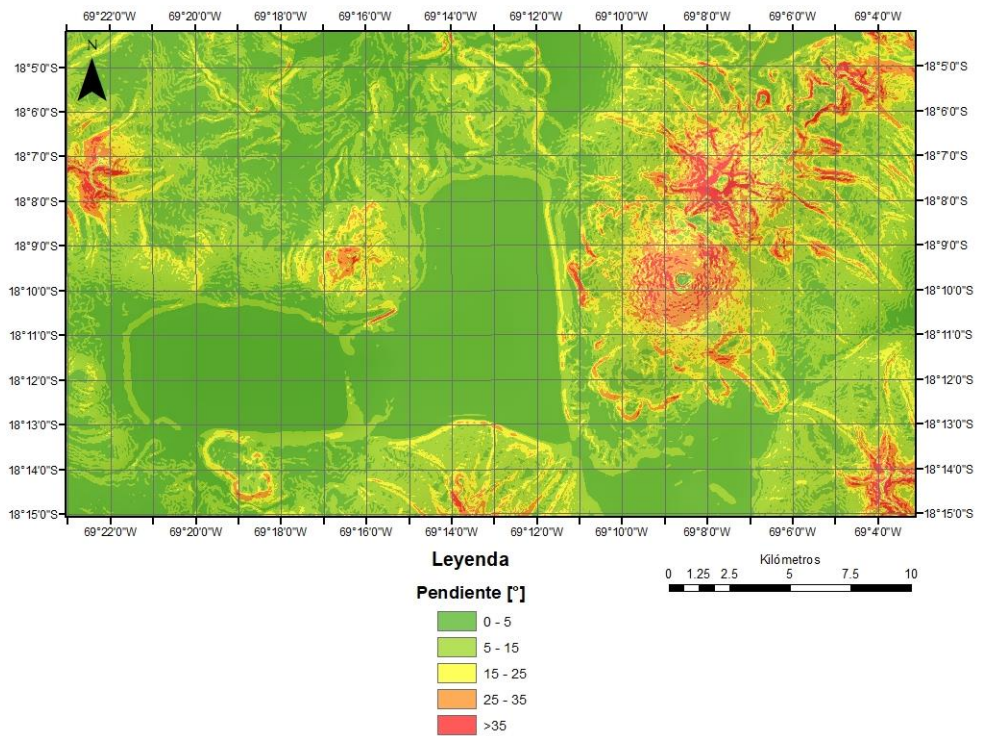


Figura 30. Mapa de pendientes asociado a la reconstrucción pre-colapso.

Tabla 4. Parámetros morfométricos del paleolago.

Volumen del depósito	Área	Perímetro	Profundidad
6,07 km ³	113 km ²	53 km	20 m

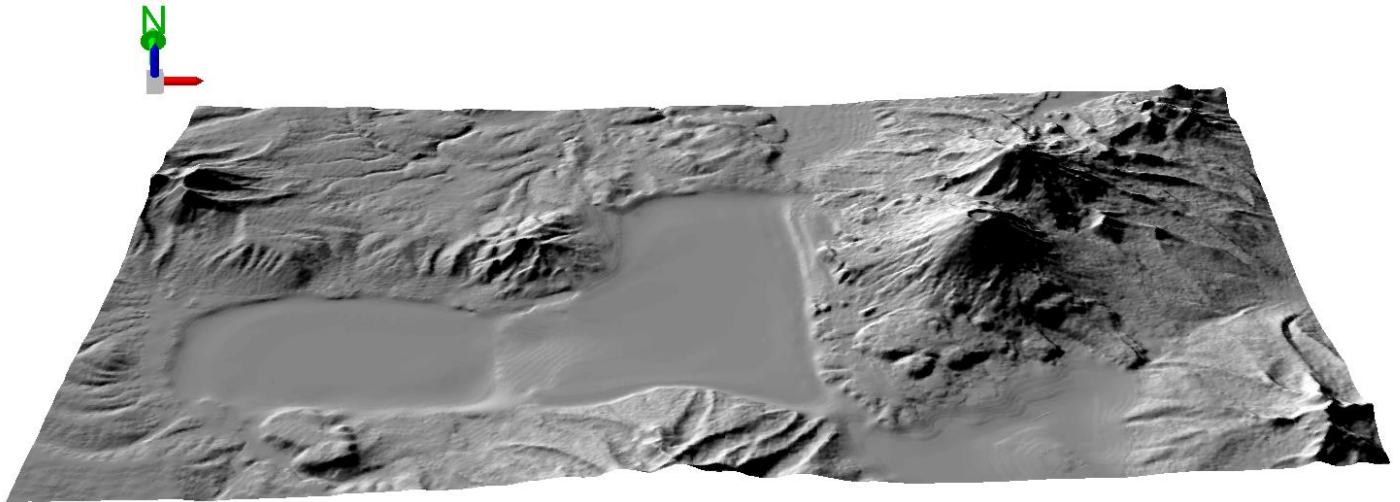


Figura 31. Relieve suavizado del paleolago, obtenido de un modelo de sombras 3D.

La parte alta de la cuenca Lauca era un ambiente lacustre y fluvial previo a la ocurrencia del colapso, posiblemente represada por depósitos glaciales. Considerando este contenido de agua, se tienen también capas de hielo, glaciares y nieve presentes en la cima del volcán y los valles de la zona, los cuales se habrían incorporado en la avalancha, favoreciendo así un carácter fluido. Según plantean Clavero et al. (2002), la incorporación de agua en la base del depósito habría reducido la resistencia friccional requerida para que el material fluya, favoreciendo así su transporte y justificando su alcance de 22 km.

Considerando que entre los lagos ubicados actualmente en el altiplano el Lago Chungará es el más profundo con 40 m, con una profundidad máxima de 20 m tras la AEV (Sáez et al., 2007), se reconstruyó el paleolago con una profundidad somera de 20 m (Figura 28). La presencia de este paleolago y el ambiente glacial de entonces permitieron la saturación de los sedimentos fluvio-glaciales del basamento, los cuales actuaron como un factor de inestabilidad en el edificio volcánico. En conjunto, estos factores serían la razón de la existencia de múltiples cuerpos de agua de variados tamaños que se encuentran dentro y en los límites del depósito de AEV (Figura 32).



Figura 32. Imagen satelital del volcán Parinacota extraída de Google Earth 2021. Se indican los principales cuerpos de agua que se encuentran dentro y alrededor del depósito de avalancha.

La presencia de estructuras *kettle hole*, definidas como depresiones formadas en el terreno cuando el hielo que lo cubría se funde, son indicadores de alta presencia de hielo y nieve incorporados en la avalancha, factor que también justifica la forma en cuña de los márgenes distales del depósito de avalancha (Clavero et al., 2002). Estos *kettle holes* se conocen actualmente como Lagunas de Cotacotani (Figura 32). Contrario al caso mencionado, el Lago Chungará se habría formado debido a que los depósitos de la avalancha represaron el río Lauca y aislaron la subcuenca Chungará hacia el sur, la cual se cerró topográficamente sin desagües en superficie (Sáez et al., 2007).

La reconstrucción del paleolago considera también una pequeña reconstrucción de la ladera oriental del cerro Guane Guane sobre la cual remontó el depósito de avalancha, de manera que al remover el depósito de la topografía se observaba un hueco en el cerro. Las curvas de nivel fueron modificadas para lograr la representación correcta de la ladera en el paleorelieve.

El volumen de material removido, en este caso correspondiente al depósito de avalancha sobre el paleolago, se calcula de la misma manera que en la reconstrucción anterior, obteniendo un volumen de 6,07 km³ (Tabla 6) que coincide tanto con la estimación de 6 km³ de Clavero et al. (2012) como con el volumen de 6,02 km³ de material removido del volcán calculado en la reconstrucción post-colapso. Cabe destacar que el volumen fue calculado para diferentes profundidades del paleolago, siendo la profundidad de 20 m la que mejor se ajusta al volumen propuesto en la bibliografía.

Es importante mencionar que, si bien las reconstrucciones fueron realizadas editando curvas de nivel obtenidas de un MDE de buena resolución, sigue habiendo pérdida de detalle en la información manejada, dado que cada píxel del MDE representa 12,5 x 12,5 m de la topografía de la zona. Además, las paleoreconstrucciones fueron realizadas combinando este MDE con curvas de nivel de diferentes intervalos, por lo que el nivel de detalle disminuye a medida que aumenta el intervalo entre las curvas de nivel. Junto a lo anterior, el relieve de la zona previo a la ocurrencia del colapso y AEV sigue siendo tema de discusión por las condiciones ambientales de entonces, por lo que hay cierta incertidumbre en los volúmenes calculados debido tanto a la geomorfología previa al evento, como a la resolución del MDE utilizado y la topografía que fue obtenida editando manualmente las curvas de nivel. Adicionalmente, considerando los resultados complementarios que se muestran en la Figura 31 y el volumen calculado del paleolago suavizado, se puede considerar un rango de error de $\pm 0,3$ km³ en los volúmenes obtenidos para ambas paleoreconstrucciones.

Cono actual:

A modo de comparación, se presenta el relieve actual del volcán Parinacota obtenido del MDE ALOS PALSAR (12,5 m) (Figura 33). La resolución del MDE permite la clara identificación de los depósitos de avalancha al oeste del volcán: los bloques de mayor tamaño a los pies del volcán corresponden a bloques toreva (Facies de bloques toreva) y los de menor tamaño y más distales corresponden a *hummocks* (Facies de cerrillos). Se observa que los depósitos suben por la ladera oriental del cerro Guane Guane unos 200 m de altura y que se ven confinados por los límites de la depresión de la parte alta de la cuenca Lauca (Clavero et al., 2002). El edificio volcánico actual es joven y se caracteriza por su simetría y forma cónica casi perfecta, su baja denudación (Karátson et al., 2012) y tener pendientes más suaves que el cono colapsado (Clavero et al., 2012). En cuanto a sus parámetros, tiene un volumen de 18 km³, un área de 180 km², un diámetro basal de 8 km y una altura de 1.800 m sobre el altiplano (~4.000 m) (Tabla 5).

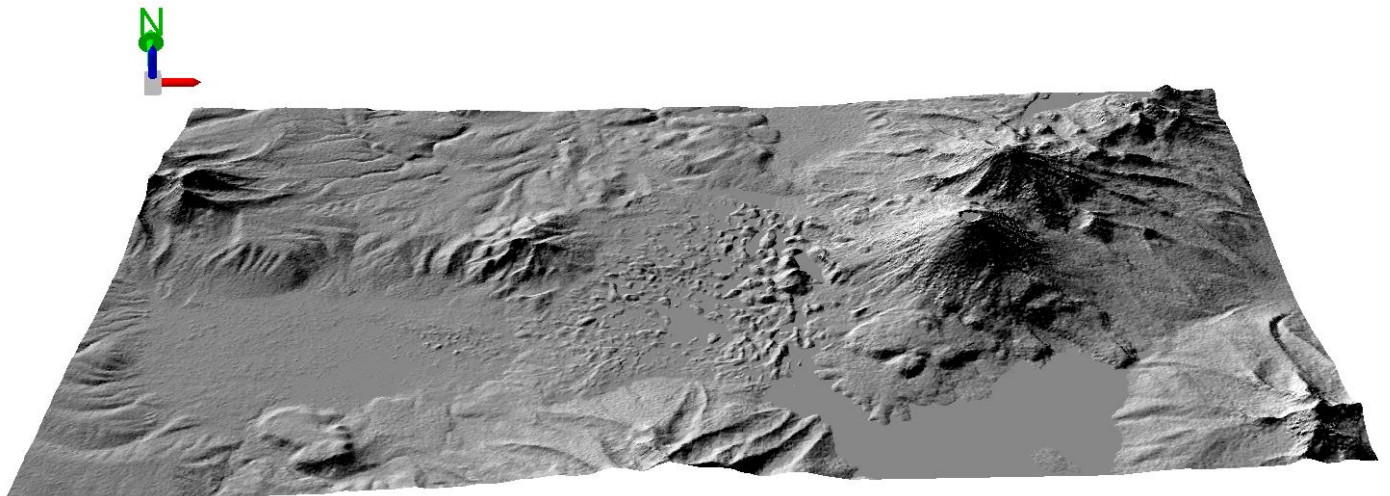


Figura 33. Relieve del cono actual del volcán Parinacota, obtenido de un modelo de sombras 3D.

Tabla 5. Parámetros morfométricos del cono actual del volcán Parinacota.

Elevación cima	Elevación de la base	Altura	Área	Volumen	Diámetro base	Diámetro cráter	Profundidad cráter
6.350 m.s.n.m	4.560 m.s.n.m	1.800 m	180 km ²	18 km ³	8 km	500 m	100 m

Estabilidad

Obtención UCS

Dado que no se han realizado estudios de este estilo en el volcán Parinacota, no se han encontrado valores asociados a parámetros resistentes de la roca, clasificación de macizo rocoso ni caracterización de las discontinuidades presentes en el edificio. Además existe escasa información de este tipo en volcanes de composición similar al Parinacota, motivo por el que se han utilizado valores referenciales tomados de González de Vallejo et al. (2002) y de la base de datos de Slide2, correspondiente al trabajo de múltiples autores del área de ingeniería en roca.

Si bien el volcán se compone de litologías dacítica, riodacítica y andesítica, la falta de información sobre lavas de otra composición y la similitud entre la andesita y otras rocas ígneas presentes en el volcán han llevado a la decisión de usar el valor UCS calculado con el ensayo de carga puntual como un valor promedio del edificio volcánico en su totalidad.

De esta manera, tras prescindir de los dos valores más altos y más bajos del cálculo (Tabla 6) se obtiene un valor $I_s(50)$ promedio de 7,15 y un valor UCS de 164,35 MPa (Tabla 1). Según lo planteado por González de Vallejo et al. (2002), el valor UCS en rocas andesíticas varía en un rango de 100 a 500 MPa, por lo que el valor de 164,35 MPa obtenido en este trabajo se encuentra dentro del rango establecido, correspondiendo así a una roca resistente (Brown, 1981).

Tabla 6. Cálculo del índice de carga puntual y del factor de corrección. Las celdas sombreadas en naranja indican los dos valores más altos y más bajos descartados para la obtención de $I_s(50)$ y UCS.

P [kN]	P [N]	D _e [mm]	D _e ² [mm ²]	I _s [Mpa]	F	I _s [50]
13	13.000	27	729	17,83	0,76	13,51
11	11.000	29	841	13,08	0,78	10,24
4	4.000	29	841	4,76	0,78	3,72
4	4.000	32	1.024	3,91	0,82	3,20
8	8.000	31	961	8,32	0,81	6,71
6	6.000	26	676	8,88	0,75	6,61
14	14.000	33	1.089	12,86	0,83	10,66
3	3.000	30	900	3,33	0,79	2,65
4	4.000	35	1.225	3,27	0,85	2,78
4	4.000	30	900	4,44	0,79	3,53
13	13.000	30	900	14,44	0,79	11,48
14	14.000	36	1.296	10,80	0,86	9,32
13	13.000	30	900	14,44	0,79	11,48
15	15.000	52	2.704	5,55	1,02	5,65
6	6.000	24	576	10,42	0,72	7,49

Modelaciones

Los análisis de estabilidad se llevaron a cabo utilizando los valores de las tablas 1 y 2. Los resultados de los casos estáticos en ambos conos (Figuras 34 y 35) indican que aun considerando la saturación completa del volcán este se encuentra estable sin perturbaciones internas ni externas, alcanzando $FS > 2,2$ (Tabla 7). Esto sugiere que las condiciones del basamento no serían suficientes para generar una inestabilidad del edificio volcánico por sí solas, por lo que la inestabilidad que generó el colapso debió ser una combinación entre el nivel de fracturamiento del volcán (control estructural) y un factor externo o interno, como sismos o intrusiones magmáticas.

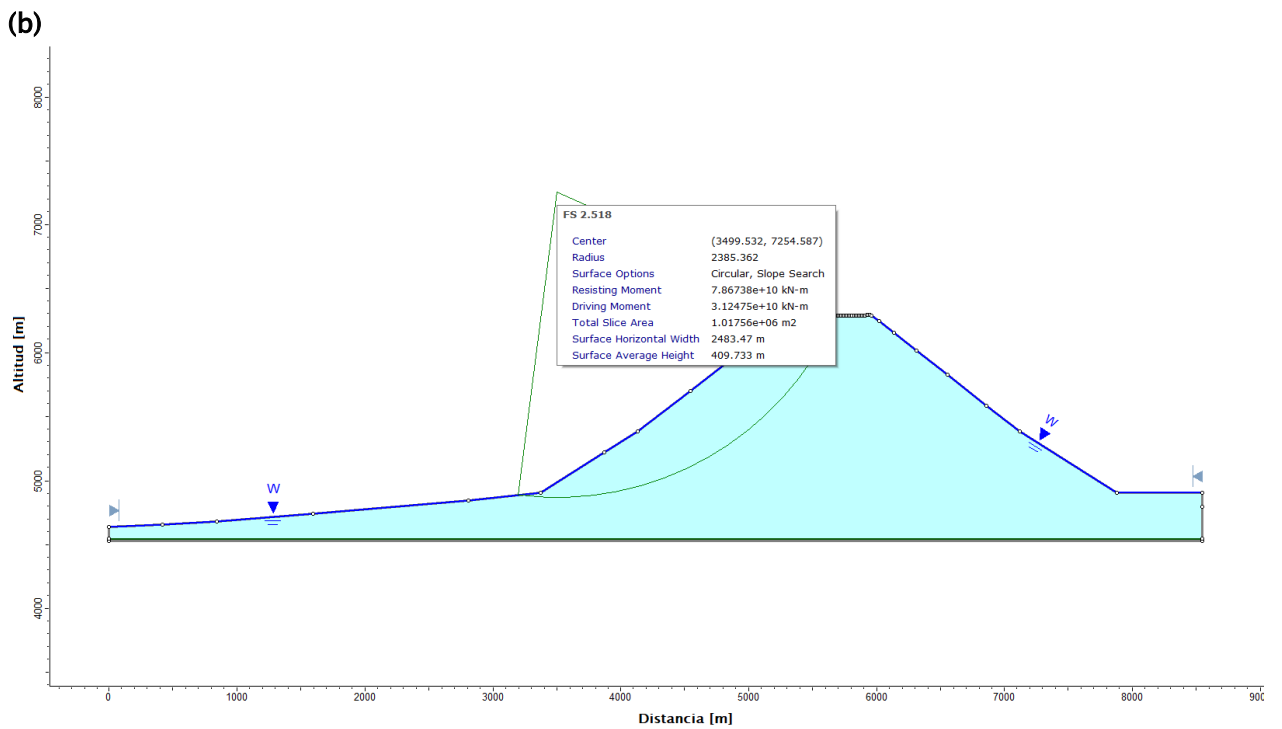
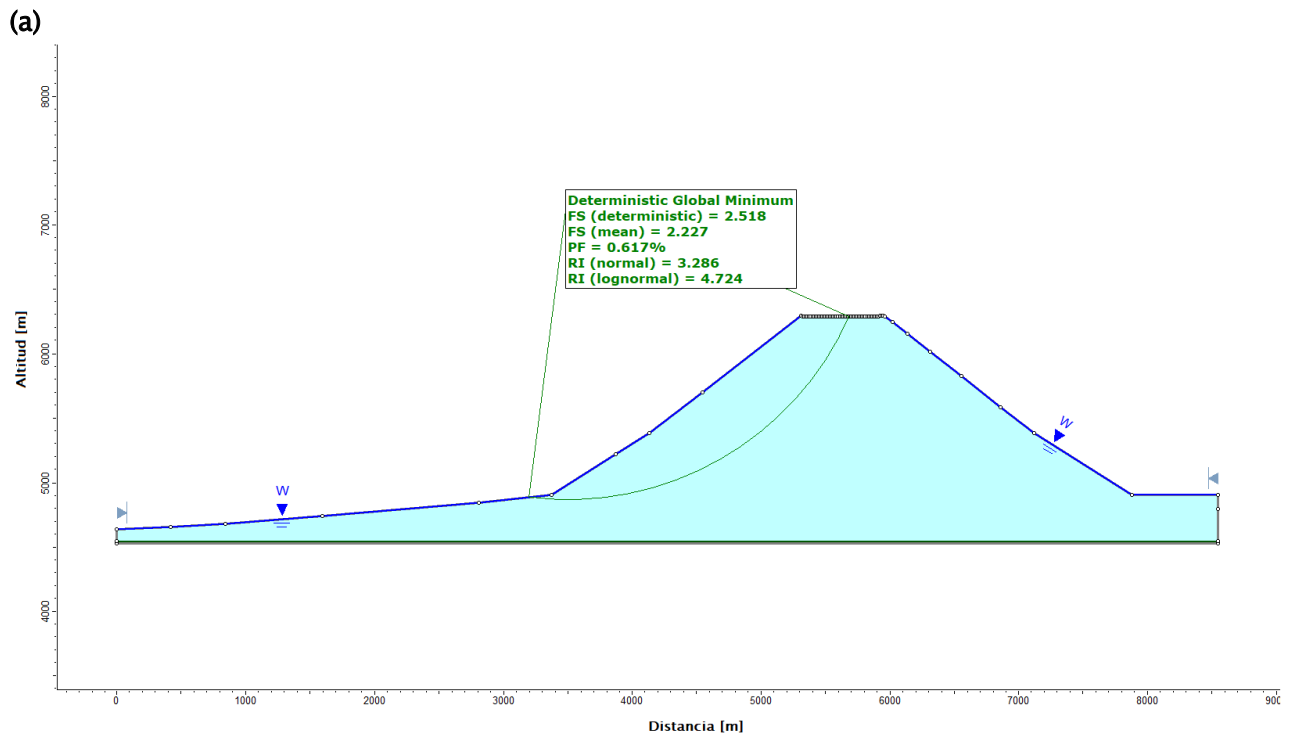


Figura 34. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono ancestral y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).

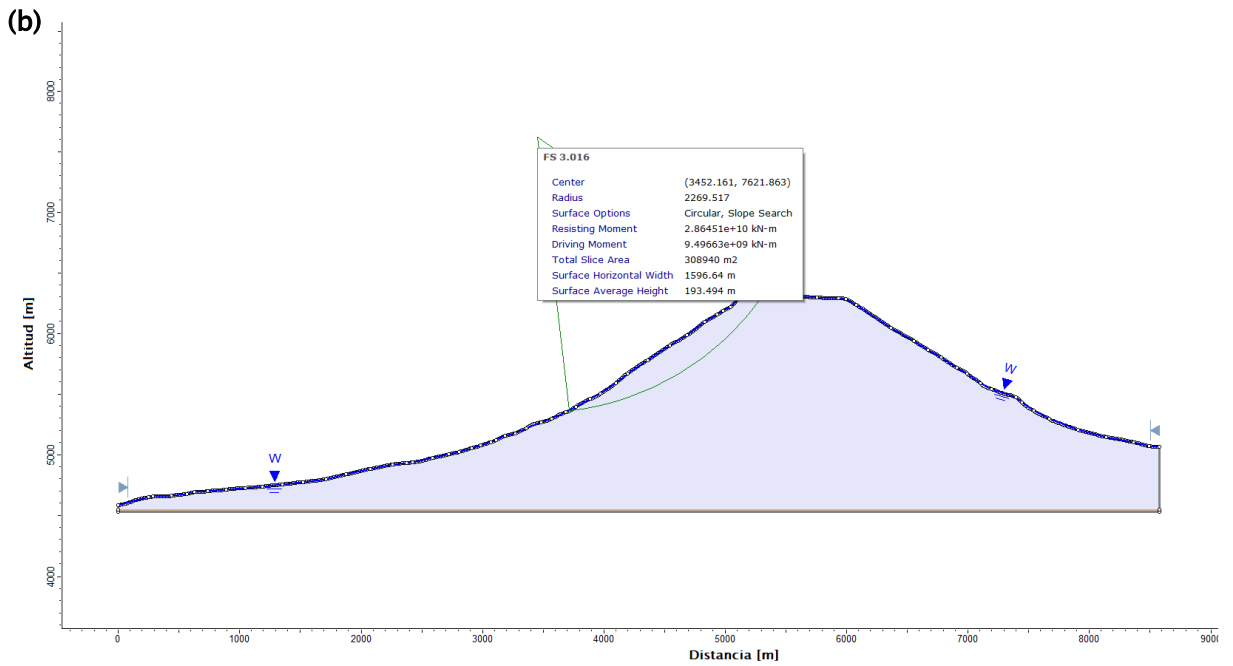
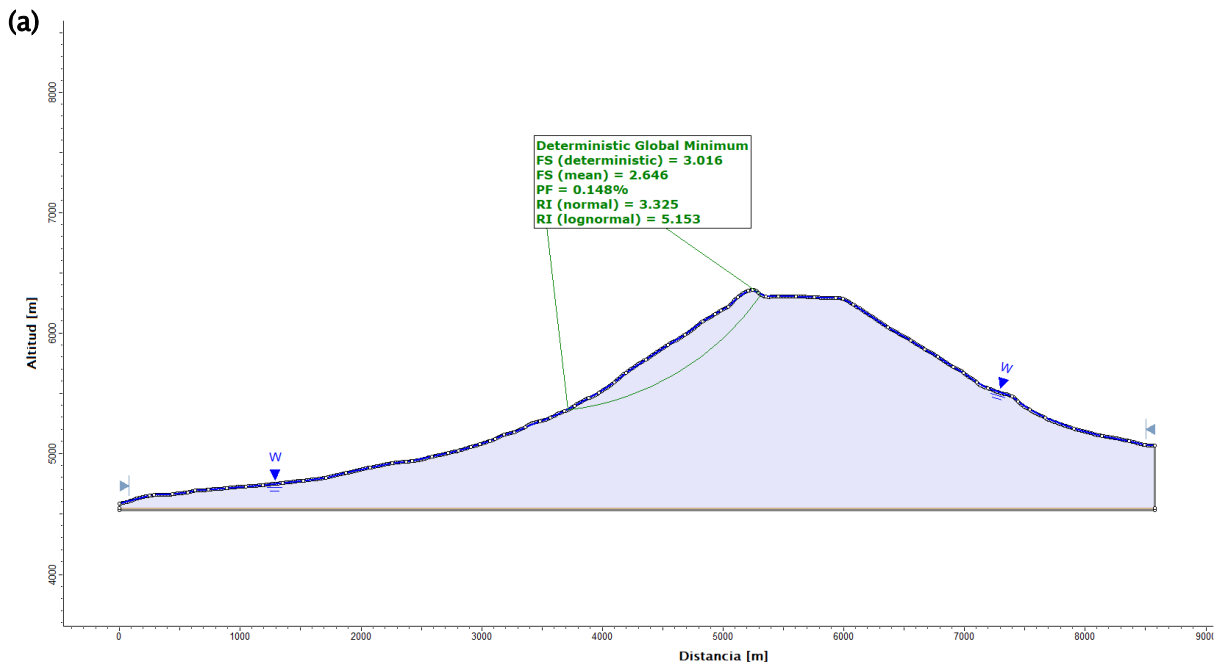


Figura 35. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono actual y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).

Slide2 permite determinar el coeficiente sísmico que genera una condición de equilibrio límite en el volcán y estudiar su estabilidad con este valor, a través del análisis de coeficiente sísmico crítico. Los resultados de este análisis indican que coeficientes sísmicos horizontales de 0,594 y 0,452 entregan un $FS=1$ (Tabla 7). Estos valores no son recurrentes, ya que corresponden a aceleraciones sísmicas de aproximadamente 1 g asociadas a sismos de intensidad IX-X en la escala de Mercalli (Wald et al., 1999), los cuales tienen una probabilidad de ocurrencia muy baja. Sin embargo, no imposibles. Un ejemplo de lo anterior se observó en el terremoto de Las Melosas ocurrido en la Región Metropolitana en 1958, para el cual se han estimado aceleraciones máximas horizontales de hasta 1,06 g en base a los daños provocados por el sismo (Casas, 2006).

Si bien este caso sísmico es poco probable, la zona de estudio no está libre de verse afectada por sismos de menor magnitud asociados a diferentes fuentes sísmicas. El volcán Parinacota se encuentra en un lineamiento volcánico de orientación NNE con los volcanes Pomerape y Complejo Volcánico Condoriri y se ve afectado por dos fallas de extensión considerable, además de fallas de menor extensión en el sector de los volcanes Ajata (Figura 14). Junto a esto se debe considerar también la sismicidad de subducción, capaz de generar grandes terremotos como el ocurrido el año 2014 en Pisagua con una magnitud de 8,2 M_w . Este sismo generó aceleraciones máximas horizontales de 0,13 g y verticales de 0,09 g en Arica con una intensidad de VI (Farías, 2017).

De esta manera, se realizaron nuevamente los análisis probabilísticos pero esta vez considerando una carga sísmica correspondiente al coeficiente sísmico crítico obtenido anteriormente. Los resultados (Figuras 36 y 37) indican que el volcán se encuentra inestable con un valor promedio de $FS \approx 0,8$ y con una probabilidad de falla mayor al 73%, reafirmando el planteamiento de que se requiere la acción de más de un factor de inestabilidad para que el volcán pueda colapsar.

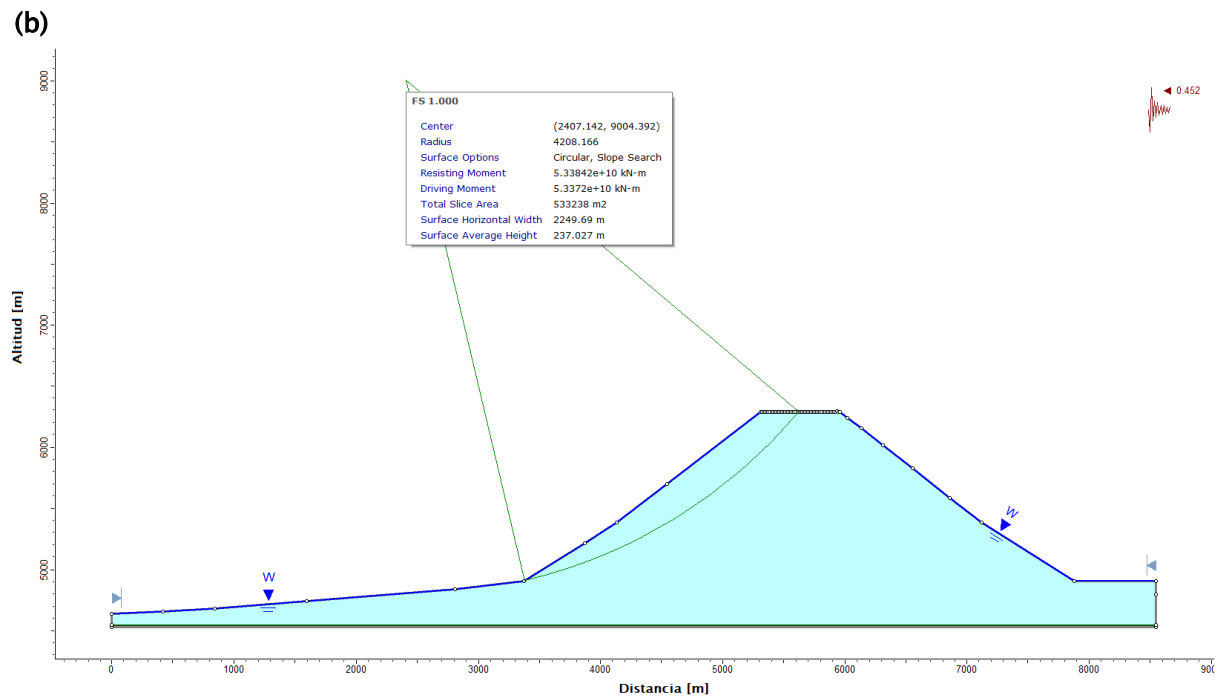
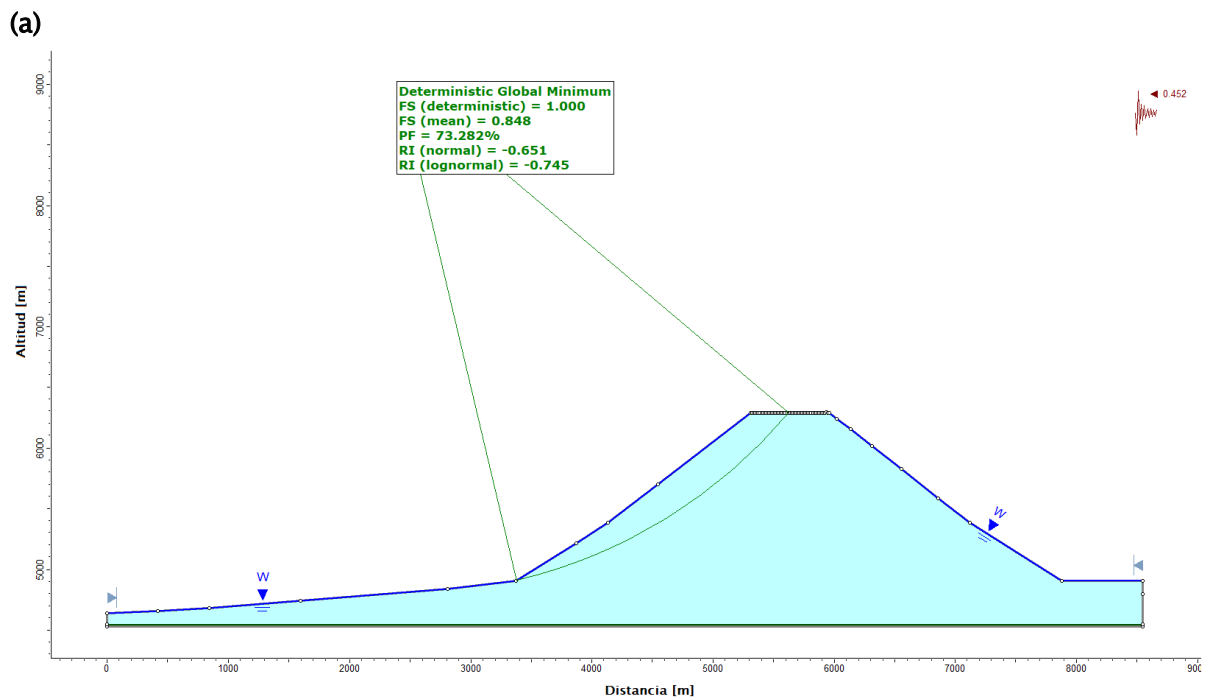


Figura 36. a) Resultado del análisis probabilístico pseudoestático del cono ancestral con $k_h=0,452$ y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).

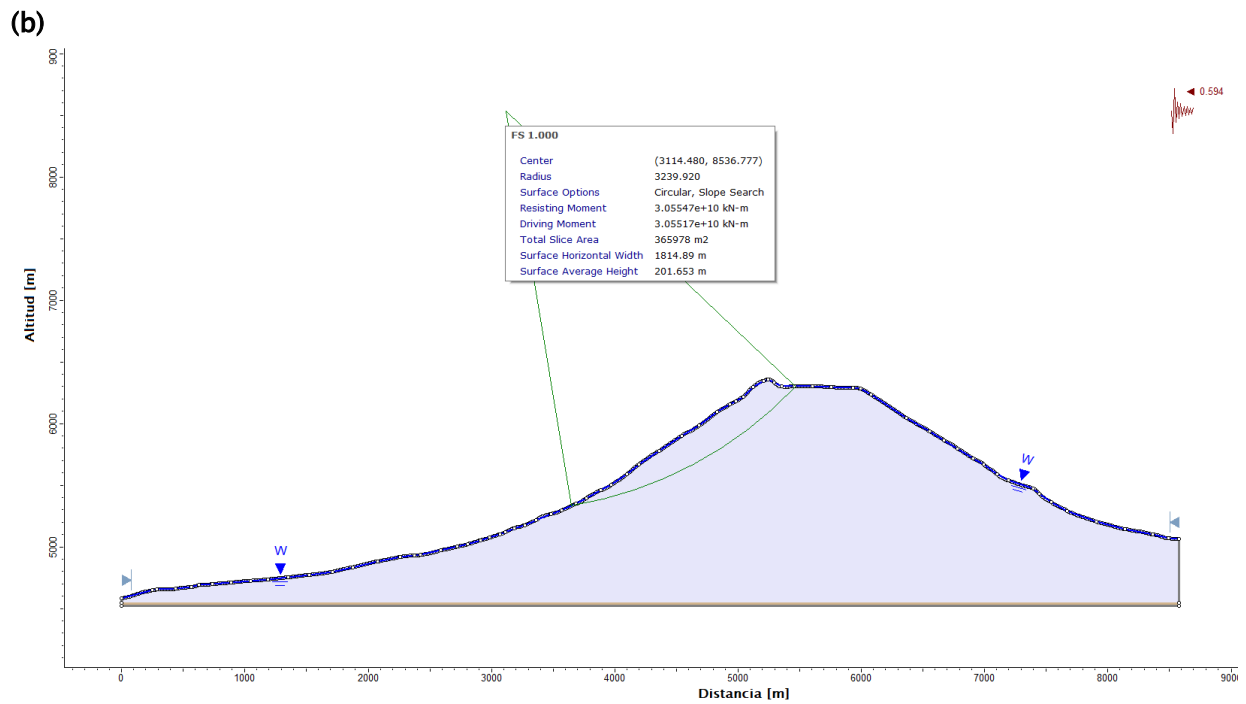
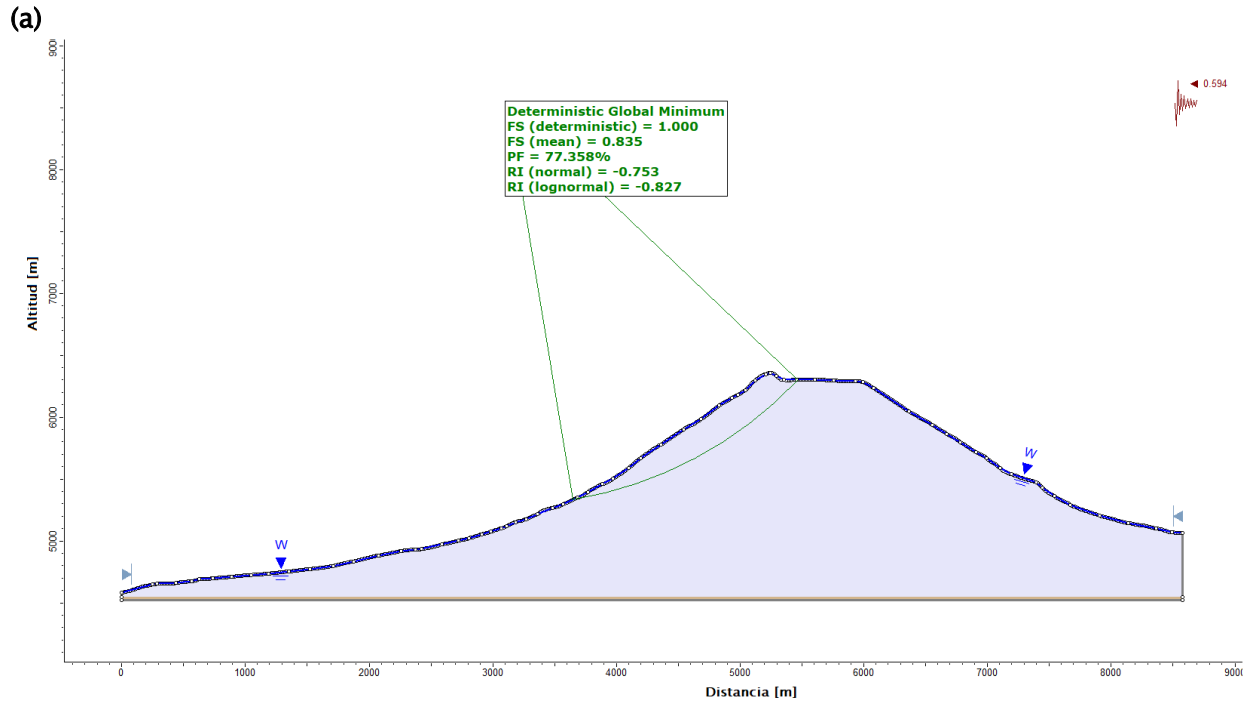


Figura 37. a) Resultado del análisis probabilístico pseudoestático del cono actual con $k_n = 0,594$ y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).

Tabla 7. Resultados obtenidos de los modelos en Slide2 para los conos ancestral y actual. Los factores de seguridad fueron calculados con el método de Bishop Simplificado.

Cono	Resultados	Análisis		
		Probabilístico estático	Coefficiente sísmico crítico k_y	Probabilístico pseudoestático
Ancestral	FS determinístico	2,518	0,452	1
	FS medio	2,227		0,848
	Probabilidad de falla PF	0,617%		73,282%
	Índice de confiabilidad (normal)	3,286		-0,651
	Índice de confiabilidad (lognormal)	4,724		-0,745
	Volumen deslizado	1,03 km ³		0,5 km ³
Actual	FS determinístico	3,016	0,594	1
	FS medio	2,646		0,835
	Probabilidad de falla PF	0,148%		77,358%
	Índice de confiabilidad (normal)	3,325		-0,753
	Índice de confiabilidad (lognormal)	5,153		-0,827
	Volumen deslizado	0,2 km ³		0,3 km ³

Las fuertes pendientes de la zona alta (38°) del volcán ancestral pueden deberse al magma de composición ácida (andesítica–dacítica) de los primeros estadios del Parinacota (Unidades Parinacota 1 y 2) y son un importante factor de inestabilidad en diferentes procesos geológicos, donde generalmente se consideran las pendientes sobre los 35° como valores críticos. Las pendientes altas en la cima del volcán pueden considerarse como el fin de un ciclo volcánico (Figura 37), como ocurre en el Monte Taranaki (Zernack et al., 2009), lo cual tiene sentido considerando la edad del cono actual y su pendiente más suave (33°).

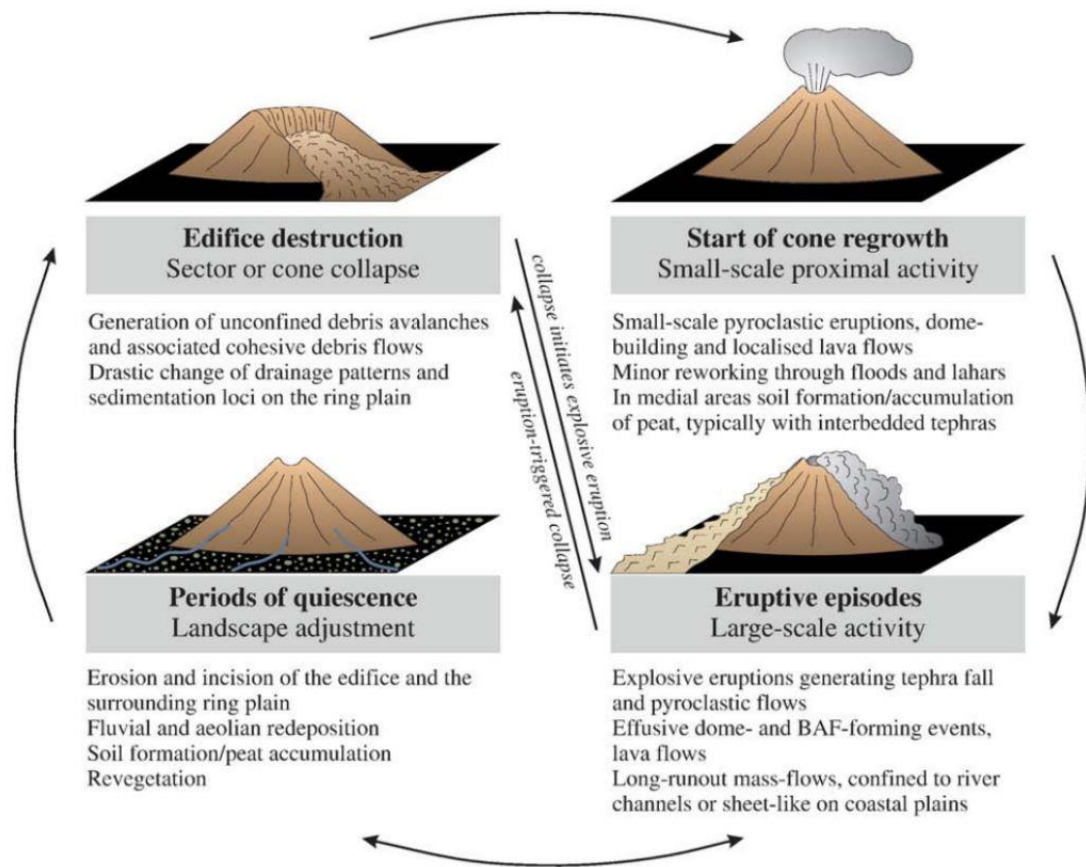


Figura 38. Modelo simplificado del comportamiento cíclico de los estratovolcanes.

Tomado de Zernack et al. (2009).

Respecto a la intrusión magmática como factor de inestabilidad, Clavero et al. (2004) proponen la intrusión de un criptodomo como posible desencadenante del colapso, debido a evidencias encontradas en el depósito de avalancha correspondientes a bloques de disyunciones prismáticas de composición dacítica que serían representativos de un criptodomo. Esta composición también podría darse en las condiciones y composición del cono actual, ya que los cambios composicionales del magma tras el colapso también permiten el almacenamiento en cámaras más superficiales, dando la posibilidad de intrusiones de magma de composición más ácida en comparación a la composición básica del edificio principal. Además, existen 2 depósitos de caída de composición dacítica registrados en testigos del Lago Chungará con edades de 2.600 y 1.200 años aproximadamente (Sáez et al., 2007; Guédron et al., 2019). En cuanto a los modelos, las diferentes cargas que se pueden agregar desde Slide2 no consideran la presión magmática, por lo que se sugiere realizar nuevamente el análisis de estabilidad con softwares que si permitan modelar estas presiones y así estudiar su influencia tanto en el cono ancestral como en el actual.

En los análisis realizados se obtienen superficies cuyos volúmenes varían entre 0,2 y 1,03 km³ (Tabla 7), que, si bien representan los FS mínimos y críticos en el caso pseudoestático, están lejos de representar el volumen de 6 km³ que tuvo la avalancha del Parinacota.

Considerando lo antes mencionado y los resultados obtenidos de los modelos realizados con Slide2, se interpreta que el volcán Parinacota en su estado actual no se encuentra inestable y que los factores desestabilizadores que podrían generar una situación crítica son poco probables a escala temporal humana, por lo que no resulta un riesgo inminente. Sin embargo, este planteamiento no implica que no exista peligro por colapso a escala temporal geológica. El peligro de colapso y AEV sigue presente, principalmente debido a que tanto el Parinacota como los volcanes que lo rodean, Pomerape y Quisiquisini (Figuras 14, 25 y 29; Anexo A: Geología Regional), se han visto afectados por estos fenómenos en el pasado, además de múltiples volcanes de composición similar ubicados en la zona norte y sur de Chile que también han sido estudiados por sus AEV.

Análisis complementario: Cicatriz de colapso reconstruida.

Se realizó un análisis complementario donde se consideró un bloque de material que desliza sobre un plano definido por la cicatriz de colapso reconstruida, obtenido al trazar un perfil topográfico sobre el mapa de elevaciones del cono post-colapso (Figura 24). El plano definido por la cicatriz fue añadido a la ladera como una capa de material débil, tomando como ejemplo los parámetros de los materiales de los sedimentos del basamento (Tablas 1 y 2). Slide2 modela superficies que pasen por este plano, considerando ángulos de proyecciones izquierdo y derecho definidos por defecto como 135° y 45° , respectivamente. Los resultados se muestran en la Figura 39 y resumidos en la Tabla 8.

Este análisis entrega un FS mayor ($FS=2,944$) a los obtenidos con superficies circulares ($FS= 2,646$ y $FS=2,227$), debido principalmente a la geometría considerada como un gran bloque de roca unificado y con bordes rectos que entregan una mayor estabilidad. Sin embargo, el modelo no logra representar la naturaleza de la AEV ocurrida ya que este análisis considera un material cohesionado que se moviliza en bloque, tal como ocurre en deslizamientos planares, en cuña o *toppling*, mientras que la AEV involucra la desintegración del material y un comportamiento de flujo. El hecho de que la búsqueda en bloques considere el deslizamiento de material con un comportamiento similar a deslizamientos de roca también justifica la obtención de volúmenes menores, en este caso de $0,3 \text{ km}^3$ (Tabla 8), a los volúmenes de AEV, además de la incoherencia con la movilización del material de manera fluida.

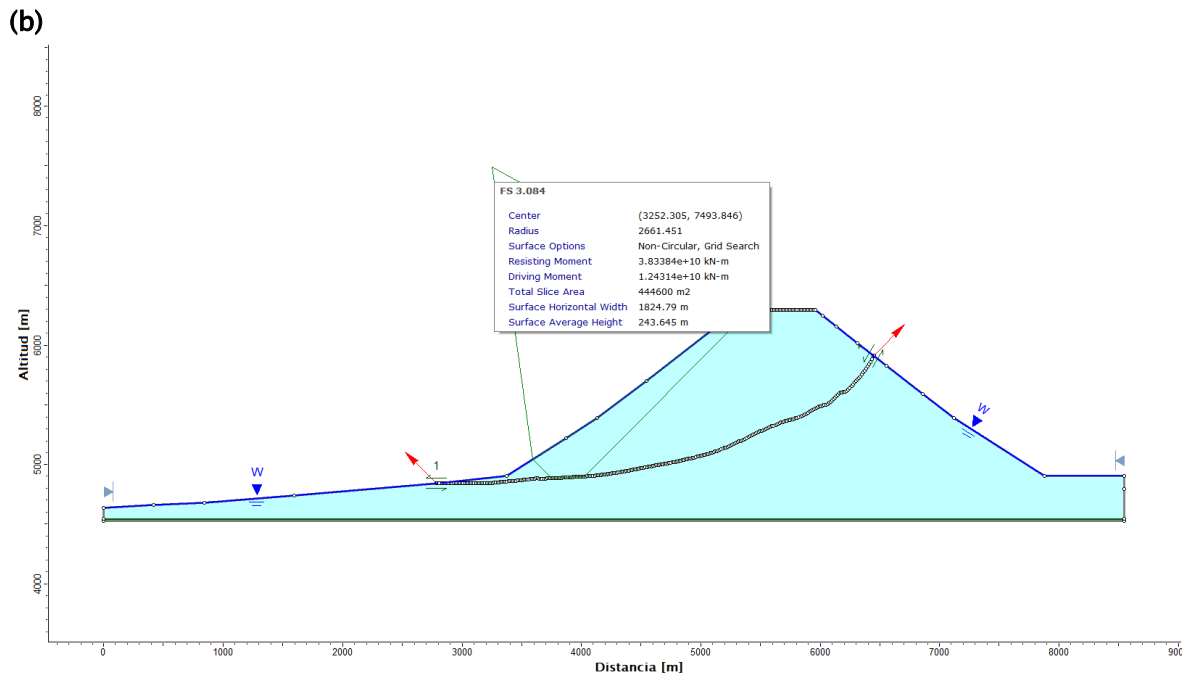
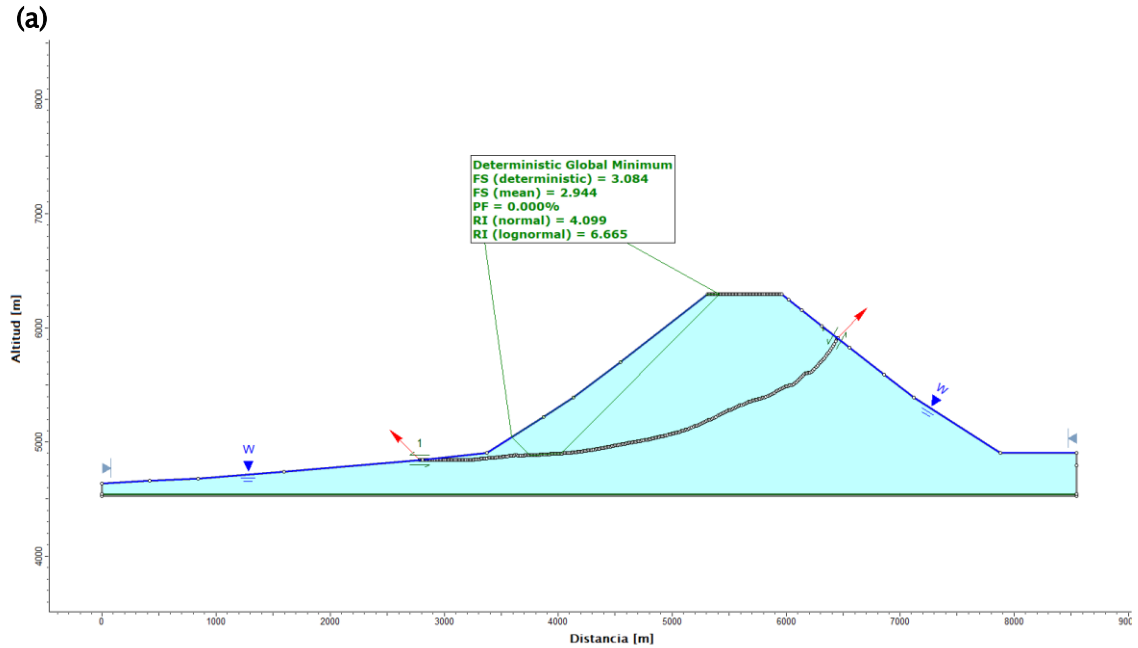


Figura 39. a) Resultado del análisis probabilístico estático del cono ancestral con superficies no circulares y b) dimensiones y parámetros de la superficie del FS mínimo global (superficie en verde).

Tabla 8. Resultados obtenidos de los modelos en Slide2 para el análisis complementario del cono ancestral. Los factores de seguridad fueron calculados con el método de Bishop Simplificado.

FS determinístico	3,084
FS medio	2,944
Probabilidad de falla PF	0%
Índice de confiabilidad (normal)	4,099
Índice de confiabilidad (lognormal)	6,665
Volumen deslizado	0,3 km ³

Inestabilidad: Dimensiones críticas

Zernack et al. (2012) sugieren que la frecuencia y tamaño de un colapso depende de la naturaleza del factor desencadenante y las condiciones del edificio volcánico al momento de su ocurrencia, de manera que una perturbación en un cono estable puede desencadenar pequeños deslizamientos, mientras que una perturbación en un cono inestable o en equilibrio límite son más efectivas. Así, en caso de que coincida un cono volcánico que ya excedió sus dimensiones estables con una perturbación fuerte, se podría generar un colapso a gran escala.

Considerando las tasas eruptivas y un crecimiento tal que supere las tasas de erosión, el edificio volcánico aumenta sus dimensiones acercándose cada vez más al límite estable. Este límite es definido por Sigurdsson et al. (2015) como dimensión crítica, es decir, un volcán se encuentra inestable al alcanzar un determinado volumen y/o altura. En el caso de volcanes de composición andesítica estas dimensiones son de unos 3.000 m de altura y 100–200 km³ de volumen. Actualmente el volcán Parinacota tiene un volumen de 18 km³ y una altura de 1.800 m (Tabla 5), por lo que considerando la tasa eruptiva de 2,25 km³/ka de los últimos ~8.800 años (Clavero et al., 2012), se estima que la altura crítica se alcanzaría aproximadamente en 5.300 años y el volumen crítico en 36.400 años.

Conclusiones

Este trabajo corresponde a la primera evaluación de peligro de colapso y generación de avalancha del volcán Parinacota y de un volcán en Chile, donde se utilizaron múltiples metodologías, aproximaciones y valores referenciales, por lo que sus resultados deben ser considerados como preliminares.

La reconstrucción de la superficie de colapso ocurrida hace ~8.800 años resulta en un relieve cuyo volumen removido coincide con el volumen de 6 km³ propuesto en diferentes trabajos realizados en la zona. El escarpe reconstruido se caracteriza por una forma de anfiteatro profunda que cubre un área de 13 km², cuyo plano de deslizamiento tiene una inclinación que varía entre los 2° en la base y 50° en la zona superior.

Los depósitos lacustres identificados en el depósito de avalancha y el alto alcance del depósito sugieren que la zona afectada tenía gran cantidad de agua al momento de ocurrir el colapso (Clavero et al., 2002), por lo que se reconstruyó un paleolago de 20 m de profundidad al oeste del volcán Parinacota cuyo volumen coincide tanto con el volumen removido en la reconstrucción post-colapso como con el reportado en la bibliografía.

Los resultados de los modelos realizados indican que el volcán actualmente se encuentra estable ($FS > 2,2$) y requiere de cargas internas y/o externas para desestabilizar el edificio que tienen una baja probabilidad de ocurrencia. Pese a ello, el peligro de colapso y AEV sigue presente a escala temporal geológica debido a eventos que se han registrado tanto en el Parinacota como en sus vecinos Pomerape y Quisiquisini en el pasado. Es importante recalcar que estos fenómenos pueden desencadenar procesos secundarios como flujos de detritos e incluso erupciones y tsunamis, por lo que su impacto es de gran magnitud y por ende se recomienda mantener el monitoreo instrumental de la actividad sísmica y especialmente la deformación del volcán, a cargo del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).

Se observa que la inestabilidad del volcán ancestral que colapsó hace ~8.800 años no se debió exclusivamente a la saturación y deformación de los sedimentos del basamento, sino que habría sido una combinación del control estructural del edificio y la saturación de los materiales, intrusión magmática o sismicidad. En cuanto a inestabilidad por las dimensiones propias del cono, se espera que el Parinacota alcance la altura crítica en 5.300 años y el volumen crítico en 36.400 años.

En cuanto a las pendientes del edificio volcánico, se propone que la alta inclinación de la parte superior del cono ancestral se debe a la composición andesítica–dacítica de los productos volcánicos de las Unidades Parinacota 1 y 2, alcanzando valores críticos $>35^\circ$. El cono actual tiene una inclinación máxima de 33° en la zona superior, con pendientes suaves de entre 15 y 25° en las zonas inferiores de las laderas, por lo que aún no se encuentra bajo condiciones de inestabilidad por pendientes. Respecto al ciclo volcánico de los estratovolcanes, la actividad reciente del volcán sugiere que se encuentra en la etapa de tranquilidad o inactividad, pero con un bajo impacto por denudación debido a la juventud del volcán Parinacota y las condiciones climáticas de la zona en que se emplaza.

Recomendaciones o trabajos futuros

- Se recomienda realizar una o varias campañas de terreno de muestreo geotécnico o geomecánico del volcán Parinacota, para obtener datos representativos de los materiales que componen al volcán y con ello actualizar los modelos de estabilidad utilizados en este trabajo con mayor precisión.
- Se recomienda la realización de estudios geofísicos que permitan observar de forma indirecta la cicatriz de colapso que está cubierta por los depósitos holocenos.
- Se recomienda realizar una reconstrucción volcánica con una metodología diferente, como la utilizada en el trabajo de Roverato et al. (2018), que permita comparar sus resultados con los obtenidos en este trabajo.
- Se recomienda simular la avalancha de escombros con softwares como VolcFlow para verificar que los relieves paleoreconstruidos permiten una buena representación de la avalancha ocurrida hace ~8.800 años, además de identificar las zonas afectadas ante un eventual colapso y avalancha de escombros.
- Se recomienda realizar nuevamente el análisis de estabilidad en softwares como FLAC que permitan considerar la presión asociada a intrusiones magmáticas.
- Se recomienda fortalecer la red de monitoreo del volcán Parinacota, específicamente de su deformación, para identificar intrusiones de magma, que según sus características podrían desencadenar un colapso y avalancha de escombros.

Bibliografía

- Aguirre, E. (1990). Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie–Ajoya, Altiplano de Arica, I Región. *Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología.*
- Amigo, Á., Bertin, D., & Orozco, G. (2012). *Peligros volcánicos de la zona norte de Chile, regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama, Escala 1:250.000 y 1:3.000.000: Vol. Carta Geológica de Chile.* Servicio Nacional de Geología y Minería.
- ASTM. (1995). Standard test method for determination of the point load strength index of rock. *Am. Soc. Test. Mater*, 22, 1–9.
- August, G., & Wörner, G. (2018). *Continental arc magmatism on thick, old and hot crust: Geology, volcanology and petrology along a w–e transect from Arica to Volcan Taapaca and Parinacota. Field Guide SOTA 7, Sept. 9–15, 2018.*
- Auker, M. R., Sparks, R. S. J., Siebert, L., Crossweller, H. S., & Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 1–24.
- 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.
- Bernard, B., Takarada, S., Andrade, S. D., & Dufresne, A. (2021). Terminology and Strategy to Describe Large Volcanic Landslides and Debris Avalanches. En M. Roverato, A. Dufresne, & J. Procter (Eds.), *Volcanic Debris Avalanches: From Collapse to Hazard* (pp. 51–73). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_3
- Brown, E. T. (1981). *Rock characterization, testing & monitoring: ISRM suggested methods.*
- Casas Atala, E. A. (2006). *Análisis de deslizamientos cosísmicos asociados al terremoto de Las Melosas, 1958.* Tesis geólogo--Universidad de Chile.
- Clavero, J., Polanco, E., Godoy, E., Matthews, S., & Sparks, R. S. J. (2004). Substrata influence in the transport and emplacement mechanism of the Ollagüe debris avalanche (northern

- Chile). *Substrata Influence in the Transport and Emplacement Mechanism of the Ollagüe Debris Avalanche (Northern Chile)*, 1000–1018.
- 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. S., & Polanco, E. (2012). *Geología del Volcán Parinacota: Región de Arica y Parinacota [versión corregida]. Escala 1: 50.000*.
- Clavero, J., Sparks, S. J., Polanco, E., & Pringle, M. S. (2004). Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, Northern Chile. *Revista geológica de Chile*, *31*(2), 317–347. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200009>
- Crosta, G. B., Imposimato, S., Roddeman, D., Chiesa, S., & Moia, F. (2005). Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits: The 2001 Las Colinas Landslide (El Salvador). *Engineering geology*, *79*(3–4), 185–214.
- Delcam, A., Poppe, S., Detienne, M., & Paguican, E. M. R. (2018). Destroying a Volcanic Edifice—Interactions Between Edifice Instabilities and the Volcanic Plumbing System. En *Volcanic and Igneous Plumbing Systems* (pp. 231–257). Elsevier.
- Dufresne, A., Siebert, L., & Bernard, B. (2021). Distribution and Geometric Parameters of Volcanic Debris Avalanche Deposits. En M. Roverato, A. Dufresne, & J. Procter (Eds.), *Volcanic Debris Avalanches: From Collapse to Hazard* (pp. 75–90). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_4
- Entenmann, J. (1994). *Magmatic evolution of the Nevados de Payachata complex and the petrogenesis of basaltic andesites in the Central Volcanic Zone of northern Chile* [PhD Thesis]. Johannes Gutenberg–Universität Mainz.
- Farías, V. (2017). *Remociones en masa asociadas a sismicidad en el Norte de Chile: Análisis multiescala en distintos ambientes morfoestructurales*.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J., & Hérial, G. (2004). *Hoja Arica, Región de Tarapacá, escala 1: 250.000, Carta Geológica de Chile Nº 84*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

- Glicken, H. (1991). *Sedimentary architecture of large volcanic–debris avalanches*.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería geológica*. Pearson Educación.
- Guédron, S., Tolu, J., Brisset, E., Sabatier, P., Perrot, V., Bouchet, S., Develle, A. L., Bindler, R., Cossa, D., & Fritz, S. C. (2019). Late Holocene volcanic and anthropogenic mercury deposition in the western Central Andes (Lake Chungará, Chile). *Science of The Total Environment*, *662*, 903–914.
- Hoek, E., Carranza–Torres, C., & Corkum, B. (2002). Hoek–Brown failure criterion–2002 edition. *Proceedings of NARMS–Tac*, *1*(1), 267–273.
- Hora, J. M., Singer, B. S., & Wörner, G. (2007). Eruptive flux during periods of cone growth and collapse at Volcan Parinacota, Chilean CVZ, from a high–resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ eruptive chronology. *Geological Society of America Bulletin*, *119*(3/4), 343–362.
- Karátson, D., Telbisz, T., & Wörner, G. (2012). Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRTM DEM based analysis. *Geomorphology*, *139*, 122–135.
- Kawachi, S., & Hayatsu, K. (1994). Debris Avalanche and Lahar Deposits in the Yatsugatake Volcanic Chain and Myoko Volcano Group, Central Japan. *Journal of natural disaster science*, *16*(1), 55–69.
- Kelfoun, K., & Druitt, T. H. (2005). Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *110*(B12).
- Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., & Gavilanes, J. C. (1997). The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre–1913, 1991 and 1994). *IAVCEI, Plenary Assembly, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jalisco: Puerto Vallarta, México, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaría General, Unidad Editorial*, 1–38.
- Kött, A., Gaupp, R., & Wörner, G. (1995). Miocene to recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca basin ($18^{\circ}15'–18^{\circ}40'$

- S/69°30'–69°05'W). *Geologische Rundschau*, 84(4), 770–780.
<https://doi.org/10.1007/BF00240567>
- Legros, F. (2002). The mobility of long-runout landslides. *Engineering geology*, 63(3–4), 301–331.
- Longpré, M.–A., Troll, V. R., Walter, T. R., & Hansteen, T. H. (2009). Volcanic and geochemical evolution of the Teno massif, Tenerife, Canary Islands: Some repercussions of giant landslides on ocean island magmatism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(12).
<https://doi.org/10.1029/2009GC002892>
- Manzoni, P. (2012). *Slope stability analysis of the Pacaya Volcano, Guatemala, using limit equilibrium and finite element method*.
- Marinos, P., & Hoek, E. (2000, noviembre 19). *Gsi: A Geologically Friendly Tool For Rock Mass Strength Estimation*. ISRM International Symposium.
<https://onepetro.org/ISRMIS/proceedings/IS00/All-IS00/ISRM-IS-2000-035/50905>
- Montecinos, F. (1963). *Observaciones de Geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica* [PhD Thesis]. thesis, Dep. de Geol., 109 pp., Univ. de Chile, Santiago.
- Muñoz, N. (1988). Estratigrafía y Paleontología de la Formación Blanco (Aptiano) y Formación Lauca (Mioceno), I Región. *Empresa Nacional del Petróleo, Proyectos de exploración fuera de Magallanes*.
- Petit-Breuilh, M. E., & Moreno, H. (1997). La erupción de 1893–1895 del volcán Calbuco (41.3 °S) y sus efectos ambientales. *Congreso Geológico Chileno*, 8, 780–784.
- Pinel, V., & Jaupart, C. (2005). Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1), 68–80.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.012>
- Polanco, E., Parra, J., Clavero, J., Arcos, R., & Ramírez, V. (2020). *Nuevas Edades Ar/Ar del Complejo Volcánico Taapaca (18°06'S) y Estimación de su Volumen, Altiplano del Norte de Chile, Andes Centrales*. 3.

- Rocscience. (2021). *Probabilistic Analysis Tutorial*. rocscience.
<https://www.rocscience.com/help/slide2/tutorials/tutorials-overview/probabilistic-analysis-tutorial>
- Rodríguez, I., Godoy, B., Arancibia, G., Godoy, E., Clavero, J., & Rojas, C. (2012). *Comportamiento de los flujos de avalancha de detritos de los Volcanes Lullailaco y Tata Sabaya, Andes Centrales*.
- Rodríguez, I., Paez, J., van Wyk De Vries, M. S. van W., van Wyk De Vries, B. van W., & Godoy, B. (2020). Dynamics and physical parameters of the Lastarria debris avalanche, Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402, 106990.
- 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.
- Roverato, M., Di Traglia, F., Procter, J., Paguican, E., & Dufresne, A. (2021). Factors Contributing to Volcano Lateral Collapse. En M. Roverato, A. Dufresne, & J. Procter (Eds.), *Volcanic Debris Avalanches: From Collapse to Hazard* (pp. 91-119). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_5
- Roverato, M., & Dufresne, A. (2021). Volcanic Debris Avalanches: Introduction and Book Structure. En M. Roverato, A. Dufresne, & J. Procter (Eds.), *Volcanic Debris Avalanches: From Collapse to Hazard* (pp. 1-10). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_1
- Roverato, M., Larrea, P., Casado, I., Mulas, M., Béjar, G., & Bowman, L. (2018). Characterization of the Cubilche debris avalanche deposit, a controversial case from the northern Andes, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 22-35.
- Sáez, A., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J. J., González-Sampériz, P., Giralt, S., Taberner, C., Herrera, C., & Gibert, R. O. (2007). Lacustrine sedimentation in active

- volcanic settings: The Late Quaternary depositional evolution of Lake Chungará (northern Chile). *Sedimentology*, 54(5), 1191–1222.
- SERNAGEOMIN. (2014). *Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV). Región de Arica y Parinacota, Volcán Parinacota*. Servicio Nacional de Geología y Minería. http://sitiohistorico.sernageomin.cl/reportesVolcanes/20140403060723698REAV_Regi on_03-04-2014_Volc%C3%A1n_Parinacota.pdf
- SERNAGEOMIN. (2018). *Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV). Región de Arica y Parinacota, Volcán Parinacota*. Servicio Nacional de Geología y Minería. http://sitiohistorico.sernageomin.cl/reportesVolcanes/20180606070700808REAV_2018 0606_1703_Parinacota.pdf
- SERNAGEOMIN. (2020a). *Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile 2019*. Servicio Nacional de Geología y Minería. https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2020/07/2Ranking-2019_Tabla_Final.pdf
- SERNAGEOMIN. (2020b). *Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV). Región de Arica y Parinacota, Volcán Parinacota*. Servicio Nacional de Geología y Minería. http://sitiohistorico.sernageomin.cl/reportesVolcanes/20200418125820368REAV_2020 0417_2350_Parinacota.pdf
- Sheridan, M. F., & Malin, M. C. (1983). Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1–4), 187–202.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of volcanology and geothermal research*, 22(3–4), 163–197.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits—Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1–4), 135–150.

- van Wyk de Vries, B., & Davies, T. (2015). Chapter 38—Landslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 665–685). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00038-9>
- van Wyk De Vries, B., Self, S., Francis, P. W., & Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *105*(3), 225–247.
- Voight, B., Janda, R. J., Glicken, H., & Douglass, P. M. (1983). Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, *33*(3), 243–273.
- Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H., & Kanamori, H. (1999). Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California. *Earthquake spectra*, *15*(3), 557–564.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (2000). Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K–Ar and He–exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista geológica de Chile*, *27*(2), 205–240. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000200004>
- Wörner, G., Harmon, R. S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D. L., McMillan, N., Nyes, C., Lopez-Escobar, L., & Moreno, H. (1988). The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). *Bulletin of Volcanology*, *50*(5), 287–303. <https://doi.org/10.1007/BF01073587>
- Zernack, A. V., Cronin, S. J., Bebbington, M. S., Price, R. C., Smith, I. E., Stewart, R. B., & Procter, J. N. (2012). Forecasting catastrophic stratovolcano collapse: A model based on Mount Taranaki, New Zealand. *Geology*, *40*(11), 983–986.
- Zernack, A. V., Procter, J. N., & Cronin, S. J. (2009). Sedimentary signatures of cyclic growth and destruction of stratovolcanoes: A case study from Mt. Taranaki, New Zealand. *Sedimentary Geology*, *220*(3–4), 288–305.

Anexo A: Geología Regional

A continuación se presenta un resumen de la geología regional de la zona de estudio según Clavero et al. (2012).

Basamento

Formación Lupica (Montecinos, 1963; García et al., 2004) (OMI)

Es una secuencia volcánico-clástica del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. En la zona de estudio aflora hacia el noroeste y se conforma de ignimbritas riolíticas de hasta 50 m de espesor con inclinación homoclinal hacia el oeste (<60°). Las tobas son ricas en cristales de cuarzo, remanentes argilizados de feldespatos y escasos cristales máficos inmersos en una matriz de ceniza fina soldada y silicificada.

Formación Lauca (Muñoz, 1988; Kött et al., 1995; García et al., 2004) (MPI)

Secuencia del Mioceno Superior-Plioceno compuesta por depósitos lacustres con intercalaciones epiclásticas. En el área de estudio alcanza 10 m de espesor, aflora en el suroeste y subyace en contacto concordante a la Ignimbrita Lauca, sin base expuesta. La secuencia se presenta en disposición horizontal y algunos niveles presentan estructuras de deformación sinsedimentaria.

Ignimbrita Lauca (Kött et al., 1995; Wörner et al., 2000; García et al., 2004) (Pil)

Corresponde a depósitos de flujo piroclástico riolítico y oleadas piroclásticas del Plioceno Superior. En el área de estudio aflora hacia el noroeste y suroeste con espesores de hasta 30 m. Contiene fragmentos juveniles pumíceos de hasta 40 cm de diámetro y abundantes fragmentos líticos polimícticos inmersos en matriz de ceniza fina. La ignimbrita corresponde a un depósito mal seleccionado y presenta niveles basales de oleada piroclástica con laminación paralela y cruzada, lentes con granulometría más gruesa e incorporación de fragmentos líticos del basamento.

Centros volcánicos del Cuaternario

Complejo Volcánico Condoriri (Plcl)

Corresponde a un complejo volcánico del Pleistoceno (García et al., 2004) que ha sido moderado a fuertemente erosionado por actividad glacial. Se encuentra al norte del área de estudio, donde solo afloran las partes más distales de lavas andesíticas de piroxeno que son interrumpidas por fallas normales de rumbo NNE. Las lavas presentan espesores de hasta 20 m y superficies de bloques suavizadas por erosión glacial, además de estar parcialmente cubiertas por lavas del flanco norte del volcán Pomerape.

Volcán Quisiquisini (Plql, Plqa)

Remanente de estratovolcán del Pleistoceno constituido por una secuencia de lavas (Plql) andesíticas a dacíticas y un depósito de avalancha volcánica (Plqa) distribuido hacia el oeste. El depósito de avalancha se ubica en la ribera sureste del Lago Chungará y presenta la clásica morfología de cerrillos de este tipo de depósitos (Ui, 1983; Siebert, 1984).

Complejo Volcánico Larancagua (Plll, Plld, Pllf, Pllc)

Complejo volcánico del Pleistoceno ubicado al norte del área, entre el volcán Pomerape y el Complejo Volcánico Condoriri. Su flanco austral se encuentra parcialmente cubierto por lavas del volcán Pomerape (Pleistoceno Superior) y los productos del flanco norte parecieran engranar con los del flanco sur del Complejo Volcánico Condoriri. Se constituye por una serie de domos (Plld) de dacitas y lavas (Plll) andesíticas y dacíticas, depósitos de flujo piroclástico (Pllf) y un cono de piroclastos (Pllc) de composición andesítica.

Complejo de domos de Caquena (Plcd)

Complejo volcánico del Pleistoceno Medio constituido por lavas-domo coalescentes de composición andesítico-silíceo y se ubican en la zona centro-norte del área de estudio, donde solo aflora la parte austral de este complejo. Sobreyacen en discordancia a rocas de la Formación Lupica y subyacen a depósitos de avalancha volcánica del volcán Pomerape. Las lavas-domo presentan una distribución casi radial desde sus centros de emisión, tienen morfologías de bloques preservadas y espesores menores a 80 m.

Volcán Chucuyo (Plcc, Plcd)

Pequeño centro volcánico (< 6 km² de extensión areal) del Pleistoceno Medio formado por un cono de piroclastos (Plcc) de composición andesítica y una serie de lavas (Plcd) andesíticas, ubicado en el sector suroeste del área de estudio. Sus productos conforman la actual superficie de erosión y sobreyacen a la Ignimbrita Lauca y a un depósito de flujo piroclástico de origen desconocido.

Facies distales del volcán Ajoya (Msa)

Corresponden a remanentes erosionados y distales de lavas andesíticas y brechas laháricas del Mioceno Superior provenientes del volcán Ajoya, ubicados en el extremo suroccidental del área de estudio (Aguirre, 1990; García et al., 2004). Las lavas son de composición andesítica y alcanzan 3 m de espesor, mientras que las brechas laháricas son polimícticas con clastos de andesitas inmersos en una matriz de tamaño arena media. Las rocas se ven parcialmente cubiertas por depósitos lacustres de la Formación Lauca, por la Ignimbrita Lauca y por depósitos fluvioglaciales con intercalaciones de depósitos de flujo piroclásticos del Pleistoceno (García et al., 2004).

Volcán Pomerape (Plpl, Plpd, Plpa, Plpf)

Estratovolcán del Pleistoceno Medio a Superior ubicado al norte del volcán Parinacota, formando los Nevados de Payachata. Junto al Complejo Volcánico Condoriri, estos centros eruptivos forman un alineamiento volcánico mayor de orientación NNE. El Pomerape presenta actividad eruptiva desde el Pleistoceno Medio. Se constituye por una secuencia de lavas andesíticas a dacíticas (Plpl), domos dacíticos subordinados (Plpd), al menos un depósito de flujo piroclástico dacítico (Plpf) y un depósito de avalancha volcánica (Plpa). Sus productos forman la superficie actual de erosión, sobreyacen hacia el norte a lavas de los complejos volcánicos Larancagua y Condoriri y hacia el oeste a domos del Complejo de domos de Caquena.

Depósitos Sedimentarios

Depósitos lacustres y fluvioglaciales (Pls)

Unidad compuesta por depósitos lacustres y fluvioglaciales del Pleistoceno espacial y temporalmente asociados, ubicados en los alrededores de la cuenca del río Lauca y en las laderas bajas de volcanes. Los depósitos fluvioglaciales están formados por capas subhorizontales de hasta 2 m de espesor, constituidas por fragmentos tamaño grava inmersos en una matriz de grano medio, mientras que los depósitos lacustres se presentan intercalados hacia la parte superior de los anteriores con un espesor mínimo de 6 m y corresponden a capas de hasta 20 cm de espesor individual constituidas por arena fina y limo.

Depósitos glaciales (PIHg)

Depósitos del Pleistoceno Superior–Holoceno brechosos, polimícticos, con fragmentos subredondeados a subangulosos de hasta 2 m de diámetro inmersos en matriz limoarenosa. Se incluye en estos los cordones morrénicos que descienden de las altas cumbres, tanto alrededor de los volcanes Pomerape, Larancagua, Condoriri y Quisiquisini como en la parte austral del área de estudio en que bajan del complejo Choquelimpie–Ajoya, ubicado fuera del área del mapa. Los depósitos se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos de caída de la Unidad Parinacota 3.

Depósitos lacustres (PIHI)

Secuencia de hasta 5 m de espesor de depósitos del Pleistoceno Superior–Holoceno ricos en materia orgánica, con intercalaciones de niveles de turba y niveles piroclásticos, que aflora en los alrededores de las Lagunas de Cotacotani. Se presenta sin base expuesta y sobreyacida por los depósitos de la avalancha Parinacota. Los depósitos lacustres son de grano fino, tamaño arena fina a limo, y se presentan en capas de espesores centimétricos.

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (PIHac)

Depósitos del Pleistoceno Superior–Holoceno ubicados en las faldas de las altas cumbres de toda el área de estudio.

Depósitos coluviales (PIHc)

Depósitos del Pleistoceno Superior–Holoceno. Son brechosos no consolidados, mal seleccionados, de origen gravitacional, grano grueso y con fragmentos angulosos inmersos en una matriz gruesa sin estructuras. Se disponen principalmente a los pies de lavas del volcán Parinacota.

Depósitos aluviales (PIHa)

Depósitos del Pleistoceno Superior–Holoceno. Son brechosos no consolidados, mal seleccionados, constituidos por fragmentos subangulosos a subredondeados inmersos en matriz arenosa que rellenan quebradas.

Depósitos salinos (Hs)

Depósitos del Holoceno correspondientes a una delgada costra de hasta 10 cm de espesor formada por depósitos salinos carbonáticos de origen evaporítico, que se dispone en el borde suroccidental de las Lagunas de Cotacotani, y cubre parcialmente depósitos lacustres, piroclásticos de caída y turba.

Anexo B: Muestras de roca del volcán Parinacota facilitadas por SERNAGEOMIN

Tabla 9. Descripción muestra LB050621-2A.

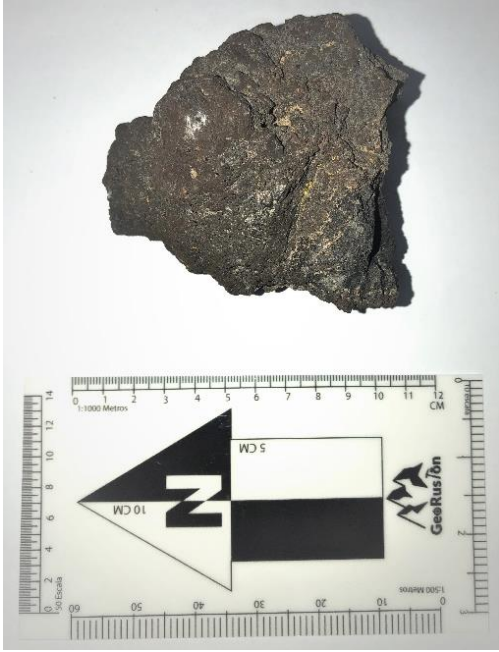
	Código muestra	LB050621-2A
	Coordenada E	483923
	Coordenada N	7985442
	Altura	4.602
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Ol, Px (Cpx+Opx) euhedrales
	Espesor de la lava	30 m
Descripción de terreno	Color negro, con vesículas elongadas y masa fundamental afanítica, densa.	
Válida para ensayo	Si	

Tabla 10. Descripción muestra LB050621-2At.

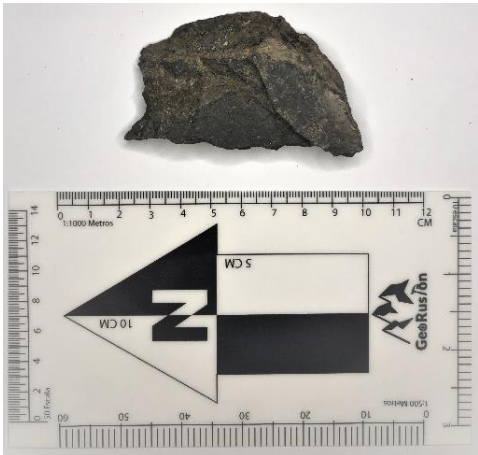
	Código muestra	LB050621-2At
	Coordenada E	483923
	Coordenada N	7985442
	Altura	4.602
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Pilotaxítica
	Mineralogía	Fenocristales de Opx euhedrales
	Espesor de la lava	30 m
Descripción de terreno	Roca porfídica con vesículas elongadas, masa fundamental afanítica, densa.	
Válida para ensayo	Si	

Tabla 11. Descripción muestra LB050621-2Bt.

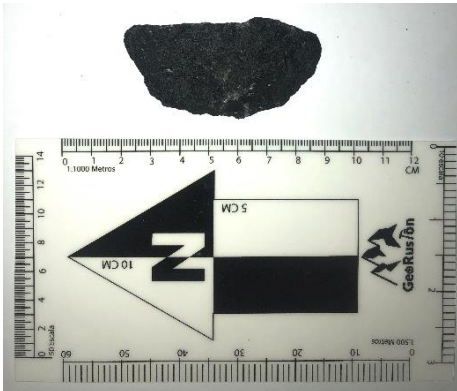
	Código muestra	LB050621-2Bt
	Coordenada E	483923
	Coordenada N	7985442
	Altura	4.602
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Pilotaxítica-hialopilítica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Opx y Hbl
	Espesor de la lava	30 m
	Descripción de terreno	Con oxidación, superficie rugosa y con vesículas
Válida para ensayo	No	

Tabla 12. Descripción muestra LB050621-3t.

	Código muestra	LB050621-3t
	Coordenada E	483803
	Coordenada N	7986104
	Altura	4.679
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental pilotaxítica, localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Px (Cpx+Opx) y Ol
	Espesor de la lava	19 m
	Descripción de terreno	Textura fluidal en parte superior, estrías en bloques.
Válida para ensayo	No	

Tabla 13. Descripción muestra LB050621-3.

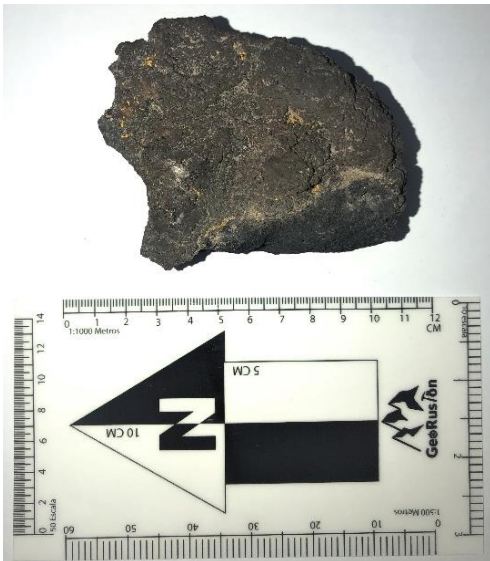
	Código muestra	LB050621-3
	Coordenada E	483803
	Coordenada N	7986104
	Altura	4.679
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Fluidal
	Mineralogía	-
	Espesor de la lava	19 m
	Descripción de terreno	Lóbulo de lava
	Válida para ensayo	Si

Tabla 14. Descripción muestra LB060621-2t.

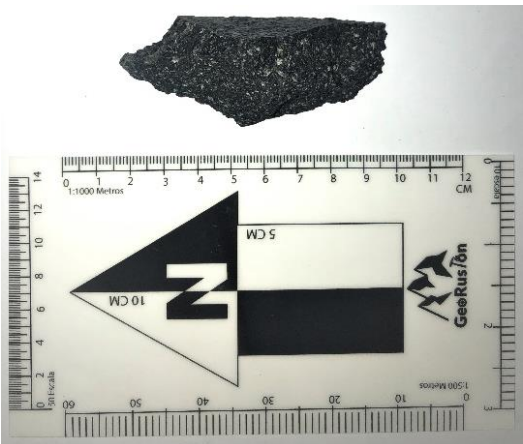
	Código muestra	LB060621-2t
	Coordenada E	482170
	Coordenada N	7990482
	Altura	4.936
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilitica localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Opx y Hbl
	Espesor de la lava	5 m
	Descripción de terreno	-
	Válida para ensayo	Si

Tabla 15. Descripción muestra LB060621-5t.

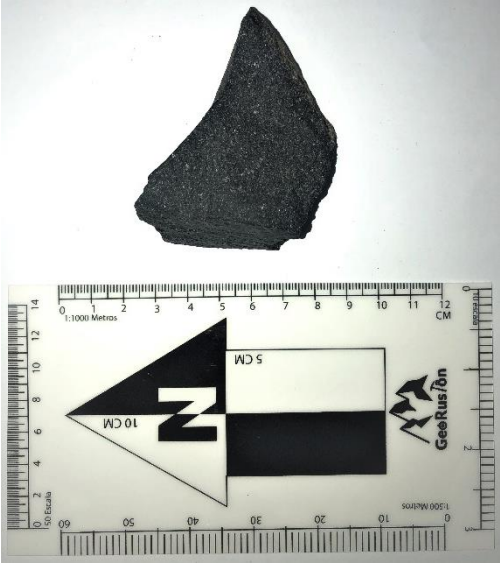
	Código muestra	LB060621-5t
	Coordenada E	480309
	Coordenada N	7989826
	Altura	-
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental pilotaxítica localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg y Opx
	Espesor de la lava	8 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques, color gris.
Válida para ensayo	No	

Tabla 16. Descripción muestra LB060621-6t.

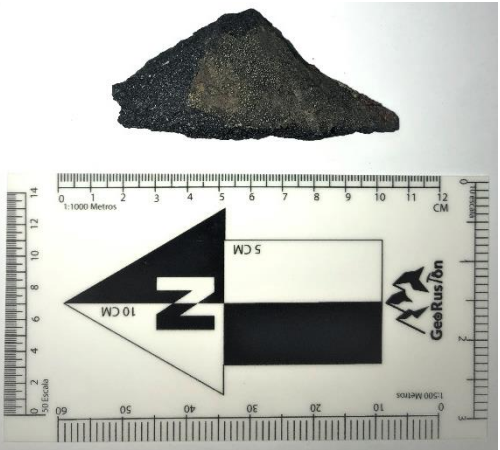
	Código muestra	LB060621-6t
	Coordenada E	479755
	Coordenada N	7989585
	Altura	4.548
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilítica, vesicular y localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Opx y Hbl
	Espesor de la lava	5 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques.
Válida para ensayo	Si	

Tabla 17. Descripción muestra LB060621-7t.

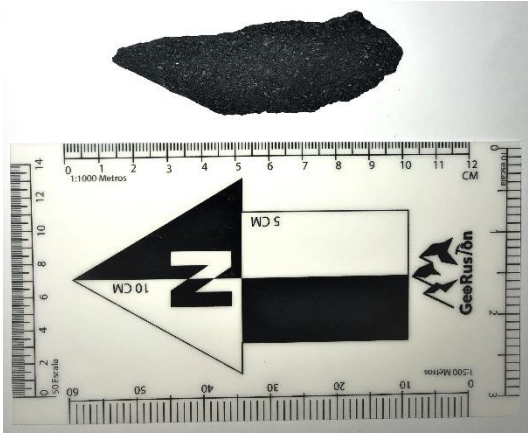
	Código muestra	LB060621-7t
	Coordenada E	479717
	Coordenada N	7988759
	Altura	4.554
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental pilotaxítica, localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Opx y Ol
	Espesor de la lava	35 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques, vítrea.
Válida para ensayo	No	

Tabla 18. Descripción muestra LB060621-9t.

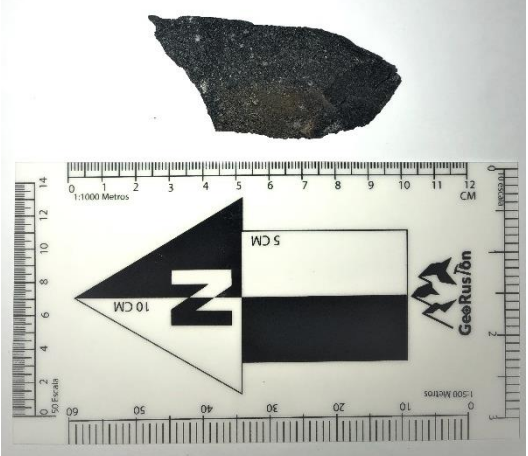
	Código muestra	LB060621-9t
	Coordenada E	480031
	Coordenada N	7987345
	Altura	-
	Volcán	Ajata
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilitica, vesicular y localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg y Opx
	Espesor de la lava	30 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques, vítrea.
Válida para ensayo	No	

Tabla 19. Descripción muestra LB090621-1At.

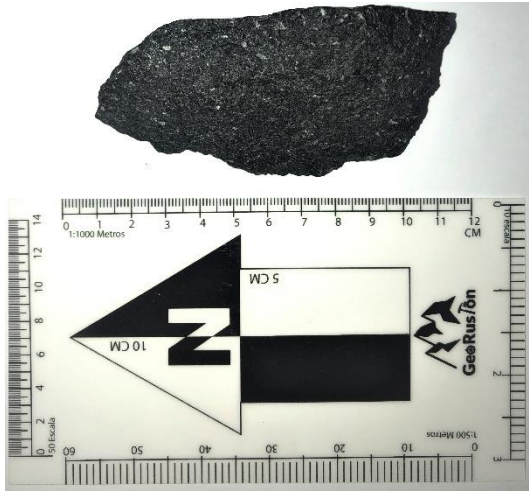
	Código muestra	LB090621-1At
	Coordenada E	481496
	Coordenada N	7993689
	Altura	4.813
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilítica, vesicular y localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Opx, Hbl y Zrn
	Espesor de la lava	34 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques.
Válida para ensayo	Si	

Tabla 20. Descripción muestra LB100621-4t.

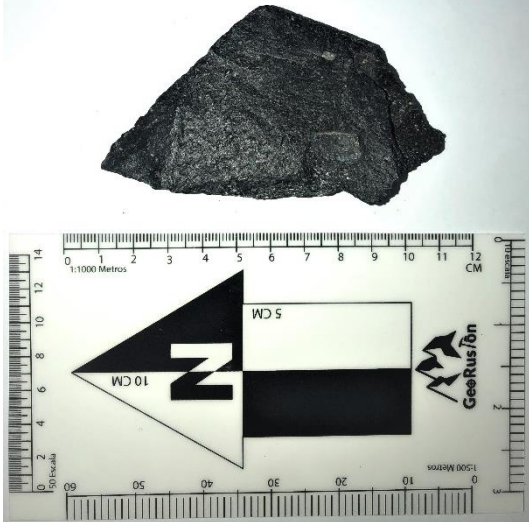
	Código muestra	LB100621-4t
	Coordenada E	483717
	Coordenada N	7994757
	Altura	5.087
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilítica, vesicular y localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Px (Cpx+Opx) y Ol
	Espesor de la lava	30 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques, rugosa.
Válida para ensayo	No	

Tabla 21. Descripción muestra LB100621-5t.

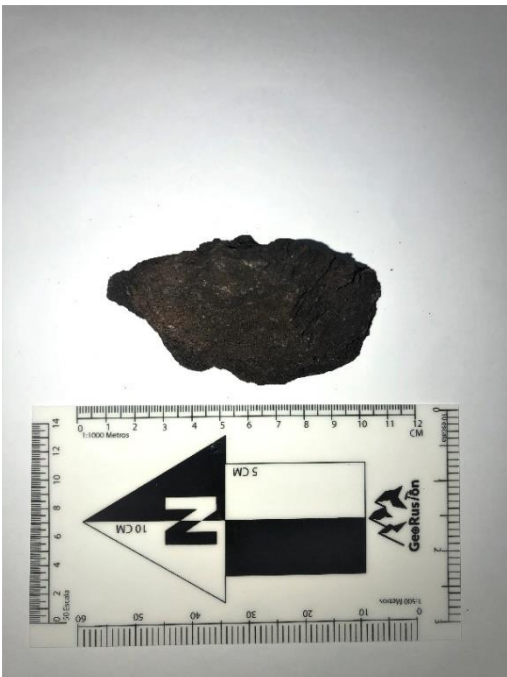
	Código muestra	LB100621-5t
	Coordenada E	483455
	Coordenada N	7995484
	Altura	4.951
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Flujo piroclástico
	Textura	Vitrofirica vesicular
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Px (Cpx+Opx) y Hbl
	Espesor de la lava	8 m
	Descripción de terreno	Flujo piroclástico soldado y de muy alta temperatura, matriz de ceniza fina escoriacea muy endurecida.
Válida para ensayo	Si	

Tabla 22. Descripción muestra LB100621-2t.

	Código muestra	LB100621-2t
	Coordenada E	483740
	Coordenada N	7994781
	Altura	5.089
	Volcán	Parinacota
	Clasificación	Lava
	Textura	Porfídica con masa fundamental hialopilitica, vesicular y localmente glomeroporfídica
	Mineralogía	Fenocristales de Plg, Px (Cpx+Opx) y Hbl
	Espesor de la lava	8 m
	Descripción de terreno	Lava de bloques.
Válida para ensayo	Si	