UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

MODELACIÓN TRIDIMENSIONAL DE MEGADESLIZAMIENTO DE VILLA SANTA LUCÍA (2017) POR FALLA PROGRESIVA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,MENCIÓN INGENIERÍA ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y GEOTÉCNICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

SHANTAL CAROLINA PALMA MUNITA

PROFESOR GUÍA:
FELIPE OCHOA CORNEJO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARISOL LARA CASTILLO
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE

2022

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA, MENCIÓN INGENIERÍA ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y GEOTÉCNICA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL
POR: SHANTAL CAROLINA PALMA MUNITA
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: FELIPE OCHOA CORNEJO

MODELACIÓN TRIDIMENSIONAL DE MEGADESLIZAMIENTO DEVILLA SANTA LUCÍA (2017) POR FALLA PROGRESIVA

El día 16 de diciembre de 2017 un deslizamiento y flujo de lodo y detritos asociado afecta a la Villa Santa Lucía, ubicada en el sur de Chile. Este evento involucra la movilización de un volumen total de 7,2 [Mm^3], ocasionando graves consecuencias al poblado, incluyendo entre ellas el fallecimiento de 22 habitantes. El deslizamiento se produce en el contexto de un valle sometido a un proceso de desglaciación reciente, en un ambiente paraglacial, y se atribuye su desencadenamiento a un evento hidrometeorológico de precipitaciones intensas que se produjo días previos al suceso.

En Chile, distintas investigaciones han indicado una influencia de los procesos glaciares en el desarrollo de fallas de taludes, por lo que es de suma importancia analizar en mayor profundidad la incidencia de estos procesos. En aquel contexto, se propone investigar la contribución de los procesos glaciares en el desarrollo de la falla progresiva paraglacial del deslizamiento en cuestión, planteando como hipótesis que la carga mecánica impuesta por el hielo glaciar contribuye en su generación. Asimismo, se pretende evaluar el rol de la infiltración de agua como factor desencadenante.

En el presente trabajo se analiza el deslizamiento a través de una modelación numérica 3D, mediante el software 3DEC. Inicialmente, se desarrolla una caracterización geológica-geotécnica de la zona, lo que incluye una visita a terreno con un sobrevuelo al sector. Luego de reproducir la configuración geológica a través de 3DEC y alcanzar un estado de equilibrio, se simulan etapas glaciares por medio de una condición de esfuerzo hidrostática, representando las historias glaciales más recientes que se definen en el sector. Posterior a ello, se simula la influencia del evento hidrometeorológico como factor desencadenante, analizando distintos escenarios de saturación posibles.

Los resultados indican que, en efecto, la desglaciación genera concentración de daños en zonas superficiales de la ladera en estudio y contribuye en el incremento de la criticidad de las discontinuidades, actuando así como factor condicionante en el desarrollo del deslizamiento. Además, el comportamiento de las estructuras ante el retroceso glaciar valida un desarrollo progresivo de la falla. En tanto, por medio de las simulaciones que representan la saturación de la ladera, se corrobora que efectivamente el agua infiltrada de lluvias induce una condición crítica del talud rocoso, por lo que se valida una condición de alta saturación como factor desencadenante de la remoción.

A todos aquellos que han partido,

pero son mi motor constante

Agradecimientos

Este es el cierre de uno de los procesos que más experiencias me ha dejado, tanto en el desarrollo profesional como personal. Todas las etapas vividas durante estos años en la u no hubiesen sido lo mismo si no fuese por las maravillosas personas y amigos que conocí a lo largo de la carrera, algunos desde el primer día y otros que fui conociendo en el camino, que me han acompañado en las buenas y sobre todo en las etapas más duras que me han tocado vivir. Son tantas las personas que me hicieron grata esta etapa que es difícil lograr agradecerles a todos en estas palabras. Quiero agradecer en particular a mis primeras amigas en la u, Feña y Lore, que me ayudaron por completo a adaptarme a Santiago. También a todas las amistades que fui conociendo por el paso de plan común, en especial a la Nico Henríquez, Cata y Nico Avilés. ¡¿Y cómo no a mis amigos de civil?! Alondra, Pauli, Cote, Nico, Caro y Graci, muchísimas gracias por todo el apoyo, compañía, risas, comidas, viajes, salidas, etc. Infinitas gracias a cada uno de ustedes por acompañarme en este proceso y por permitirme ser parte de sus vidas.

A quienes no puedo dejar fuera de esto son a mis roommates, quienes me acompañaron en el día a día. La mejor amiga que me dejó el colegio, Gaby, gracias por ese primer año en que nos acompañamos mutuamente a sobrevivir a Santiago y a la u. Y obviamente a mis primas que fueron mi pilar fundamental en Santiago.

No podría haber llegado hasta aquí si no fuese por mi familia que me ha acompañado en este proceso, que si bien estaban desde la distancia nunca me faltaron sus palabras, apoyo y amor. Gracias, papás por transformarme en la persona que soy hoy en día y apoyarme incondicionalmente en cada decisión que he tomado. Gracias, hermanos por hacerme reír a más no poder. Gracias, Andrea por ser la mejor hermana que puedo pedir y darme la felicidad de ser tía de mis dos hermosas princesas; Jose y Fernanda. Y por sobre todo a mis tatas amados, Norma y Segismundo, ¡los amo más que a nada en este mundo!, gracias por estar en cada momento y darme la educación que me ha permitido llegar hasta acá. Y no puedo dejar fuera a quienes ya partieron, pero que me acompañaron siempre; Abuelos, Tío Nano y mis bebes perrunos, Maui y Mavis, los recuerdo cada día.

Finalmente, agradecer enormemente a los profesores Felipe, Sergio y Marisol por permitirme ser parte de este gran proyecto que me ha posibilitado ahondar en nuevas áreas de interés personal. Muchas gracias por su guía, dedicación y tiempo a lo largo de este extenso proceso. También agradecer a quienes aportaron de alguna u otra forma en el desarrollo de este trabajo, entre ellos Karla, Cristian, Vannesa y especialmente a Patricio Gómez, cuya ayuda fue muy valiosa para el desarrollo de los modelos.

Tabla de Contenido

1. Introducción **1**
- 1.1. Hipótesis 4
- 1.2. Objetivos 4
  - 1.2.1. Objetivo General 4
  - 1.2.2. Objetivos Específicos 4
- 1.3. Metodología 5

2. Marco Teórico **7**
- 2.1. Remociones en Masa 7
  - 2.1.1. Generalidades 7
  - 2.1.2. Mecanismos de Remoción en Masa 7
  - 2.1.3. Factores Condicionantes y Desencadenantes 10
    - 2.1.3.1. Factores Condicionantes 10
    - 2.1.3.2. Factores Desencadenantes 14
  - 2.1.4. Remociones en Masa en Chile 16
- 2.2. Daño de Laderas en Ambientes Paraglaciales 18
- 2.3. Modelamiento Numérico 20
  - 2.3.1. Método de Elementos Distintos 21
- 2.4. Software 3DEC 23
  - 2.4.1. Mecánica de Uso 24
  - 2.4.2. Análisis Estático 27
  - 2.4.3. Análisis de Agua 29

3. Evento Villa Santa Lucía **30**
- 3.1. Ubicación Villa Santa Lucía 30
- 3.2. Marco Geológico/Geomorfológico 31
- 3.3. Marco Glaciológico 34
- 3.4. Descripción y Características del Evento 35
- 3.5. Factores Condicionantes y Desencadenantes 40
- 3.6. Visita a Terreno 42

4. Modelamiento en 3DEC **44**
- 4.1. Configuración Topográfica y Geométrica 44
  - 4.1.1. Construcción Topografía 45
  - 4.1.2. Subdivisión de litologías 50
- 4.2. Características Estructurales 53

4.3. Parámetros Constitutivos 55
4.4. Condiciones Iniciales y Condiciones de Borde 60
4.5. Generación de Modelos 61
4.5.1. Modelo Estático 61
4.5.2. Modelo Mecánico 63
4.5.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga uniforme 64
4.5.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas 66
4.5.3. Modelo Hídrico 71
4.5.3.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa 72
4.5.3.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru 73

5. Resultados 74
5.1. Modelo Estático 74
5.2. Modelo Mecánico 79
5.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga uniforme 80
5.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas 88
5.3. Modelo Hídrico 95
5.3.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa 95
5.3.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru 98

6. Discusiones 103
6.1. Construcción Geométrica y Validación Estática 103
6.1.1. Delimitación Área de Estudio 103
6.1.2. Configuración Topográfica 103
6.1.3. Características Estructurales 109
6.1.4. Identificación y Subdivisión de Litologías 110
6.1.5. Zonificación del Modelo 112
6.1.6. Modelos Constitutivos 113
6.1.7. Parámetros Constitutivos 114
6.1.8. Condiciones Iniciales y Condiciones de Borde 118
6.1.9. Validación Modelo Estático 118
6.2. Modelo Mecánico 121
6.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga Uniforme 122
6.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas 125
6.2.3. Análisis Generales de los Modelos Mecánicos 127
6.3. Modelo Hídrico 130
6.3.1. Saturación Completa 130
6.3.2. Coeficiente de Ru 132
6.4. Discusión General 136

7. Conclusiones y Recomendaciones **139**
7.1. Recomendaciones 141

Bibliografía **143**

Anexos **152**
Anexo A **152**
Anexo B **156**
B.1. Ejercicio 1: Análisis de Talud, Falla Plana 156
B.2. Ejercicio 2: Análisis Bloque Colgante, Burgos (2022) 167
B.3. Ejercicio 3: Análisis de Validación Vejar (2016) 173
Anexo C **177**
C.1. Creación de la Topografía 177
C.2. Subdivisión de Litologías 181
C.3. Construcción del Contacto 183
C.4. Características Estructurales 185
Anexo D **188**
D.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa 188
D.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru 190
Anexo E **194**
E.1. Extrusión de la Topografía 194
E.2. Modelo Estático 196
E.3. Modelo Mecánico 200
E.4. Modelo Hídrico 203

Índice de Tablas

Tabla 1. Resumen de estudios sobre estabilidad de laderas paraglaciales. 3
Tabla 2. Mayores eventos de remoción en masa con víctimas fatales registrados en Chile durante las últimas décadas, en base a Marín et al. (2021) y Sernageomin (2017). 17
Tabla 3. Estimación resistencia a la compresión uniaxial de ambas unidades geológicas, mediante martillo geológico. 43
Tabla 4. Características estructurales adoptadas; orientación y espaciamiento. 54
Tabla 5. Propiedades constitutivas de Hoek-Brown, Tonalita. 57
Tabla 6. Propiedades constitutivas de Hoek-Brown, Toba. 58
Tabla 7. Propiedades discontinuidades en Toba. 59
Tabla 8. Vectores normales y elevación glaciar z_1, definidos para cada etapa glaciar. 69
Tabla 9. Constantes (a, b, c) asociadas a la ecuación del plano de las etapas glaciares. 69
Tabla 10. Variables asociadas a la condición de esfuerzos implementada en 3DEC. 69
Tabla 11. Estimación de volumen [m^3] del deslizamiento de Villa Santa Lucía efectuado por Sernageomin (2018). 108
Tabla 12. Estimaciones del volumen y superficie del deslizamiento de Villa Santa Lucía, estimada mediante 3DEC y Civil 3D. 109
Tabla 13. Comparación de parámetros mecánicos implementados en modelación 3DEC con estimados según resultados de laboratorio, asociados a unidad litológica Tonalita. 116
Tabla 14. Comparación de parámetros mecánicos implementados en modelación 3DEC con estimados según resultados de laboratorio, asociados a unidad litológica Toba. 116
Tabla 15. Factores de seguridad globales calculados por etapa y diferencia porcentual de los FS con relación a la etapa de carga. 137
Tabla 16. Propiedades del material rocoso, Hoek-Brown. Ejercicio 1. 157
Tabla 17. Valores estimados de GSI, D y m_i. Ejercicio 1. 160
Tabla 18. Propiedades del material rocoso, Mohr-Coulomb equivalente. Ejercicio 1. ... 161
Tabla 19. Datos para cálculo de Factor de Seguridad analítico. Ejercicio 1. 165
Tabla 20. Propiedades de los materiales y discontinuidades. Ejercicio 2. 167
Tabla 21. FS estimados para análisis de ladera simple sin discontinuidades. Ejercicio 2. 170
Tabla 22. FS estimados para análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Ejercicio 2. 171
Tabla 23. Propiedades material rocoso. Ejercicio 3. 174
Tabla 24. Propiedades contacto del modelo. Ejercicio 3. 174
Tabla 25. Estimación de inclinación de estratos subhorizontales mediante QGIS. 186
Tabla 26. Estimación de la orientación de los estratos subhorizontales mediante Google Earth. 187

Índice de Figuras

Figura 1. Diagrama de flujo del desarrollo de la investigación.....6
Figura 2. Esquema de caída de roca y sus mecanismos del movimiento. Fuente: Proyecto Multinacional Andino, 2007.....8
Figura 3. Esquema de mecanismo de (a) deslizamiento rotacional y (b) deslizamiento traslacional. Fuente: (Modificado) Highland & Bobrowsky, 2008.....8
Figura 4. Esquema flujo de detritos. Fuente: (Modificado) Wyoming State Geological Survey, 2019.....9
Figura 5. Esquema Toppling/volcamiento. Fuente: Highland & Bobrowsky, 2008.....9
Figura 6. Evolución conceptual de la ladera glacial (a) a paraglacial (b). Fuente: Riva et al., 2018.....19
Figura 7. Ciclo de cálculo aplicado en Método de Elementos Distintos. Fuente: (Modificado) Norrish & Wyllie (1996).....22
Figura 8. Elementos de los bloques discretos, UDEC y 3DEC. Fuente: (Modificado) Itasca (2017).....23
Figura 9. Procedimiento de solución general para análisis estático mediante 3DEC. Itasca (2013). Extraído de Vejar (2016).....28
Figura 10. a) Área de Estudio referida a América del Sur y Región de Los Lagos. Fuente: (Modificado) Somos Valenzuela et al., 2020; b) Ubicación Villa Santa Lucía referida al área de generación del deslizamiento del 16.12.2017. Fuente: Google Earth, Elaboración propia.....30
Figura 11. Mapa fotogeológico del Complejo Volcánico del Cordón Yelcho mostrando su disposición noroeste-sureste. Área de estudio se esquematiza en rectángulo rojo. Fuente: Sernageomin, 2018.....32
Figura 12. Mapa geológico regional (Sernageomin-BRGM, 1995) del área de Villa Santa Lucía y alrededores. En rojo se representa el área afectada por flujo de detritos del 16.12.17. Fuente: Sernageomin, 2018.....33
Figura 13. Izquierda: Variaciones glaciales en el valle del Río Burritos; derecha: Ubicación del Glaciar CL111023182 en la parte alta de la cuenca del Río Burritos y de la Villa Santa Lucía (Imagen Satelital 16.04.17). Fuente: Rivera, 2017. 34
Figura 14. Izquierda superior, Deslizamiento Villa Santa Lucía. Fuente: Subsecretaría del Interior, 2017; Izquierda inferior, Impacto del aluvión sobre la Villa Santa Lucía. Fuente: Sernageomin, 2018; Derecha, Caracterización morfológica del área afectada por la remoción en masa, condición previa al deslizamiento. Fuente: Rivera, 2017.....35
Figura 15. Topografía previa al deslizamiento (2006). En rojo se esquematiza el escarpe actual del deslizamiento. Fuente: Google Earth, Elaboración propia.....36

Figura 16. Topografía posterior al deslizamiento (2017). Fuente: Google Earth, Elaboración Propia. 36
Figura 17. a) Vista lateral del escarpe principal con fracturamiento subvertical. Fuente: Sernageomin; b) Vista frontal bloque colgante. Fuente: Sernageomin; c) Esquema configuración post deslizamiento de la ladera. Fuente: Google Earth, Elaboración Propia. 38
Figura 18. Esquema trayectoria del flujo y detalles de los 5 tramos claves. Fuente: (Modificado) Somos Valenzuela et al., 2020. 39
Figura 19. Esquematización de distribución de valores GSI en el escarpe del deslizamiento, de acuerdo con observaciones de campo. 43
Figura 20. Área de estudio a considerar para la creación del modelo 3D. 44
Figura 21. Proceso de combinación de ráster: a) Ráster pre-deslizamiento, señalizado en rojo área abarcada por ráster post-deslizamiento; b) Ráster post-deslizamiento, demarcando área de estudio en rojo; c) Ráster combinado (ráster post-deslizamiento definitivo). 46
Figura 22. Proceso de corte del ráster: a) Ráster pre-deslizamiento; b) Ráster pre-deslizamiento con capa de máscara en rojo; c) Ráster cortado según capa de máscara. . 46
Figura 23. Nube de puntos generada al transformar píxeles de ráster a puntos. 47
Figura 24. Superficie de triangulación (TIN): a) y b) Superficie pre-deslizamiento; c) y d) Superficie post-deslizamiento. 48
Figura 25. Topografías extruidas en 3DEC: a) y c) Topografía pre-deslizamiento; b) y d) Topografía post-deslizamiento con escarpe demarcado en azul. 49
Figura 26. Perfil (de ejemplo) pre y post-deslizamiento de Villa Santa Lucía. 49
Figura 27. Intrusivo tonalítico detectado en zona de escarpe. Observación de campo. 51
Figura 28. Intrusivo tonalítico inferido a través de imagen satelital de QGIS (ESRI Satellite). En amarillo se destaca zona en la que se identifica tonalita en visita a terreno (Figura 27). Condición post-deslizamiento. Elaboración propia. 51
Figura 29. Superficie de triangulación creada asociada al contacto geológico. 52
Figura 30. Topografía (previa) del modelo de Villa Santa Lucía con subdivisión de litologías, en base a fotointerpretación y visita a terreno. Opción A. 52
Figura 31. Caracterización estructural: a) Set de discontinuidades establecidas en el modelo; b) Demarcación estratos sub-horizontales (verde, Set 1); c) Algunas lineaciones del Set 2, 3 y 4 demarcadas en rojo, violeta y azul, respectivamente. 54
Figura 32. Subdivisión de Toba en grupos según GSI. (a) Esquematización de clasificación realizada en campo. (b) Asignación de grupos en 3DEC (Opción A). 55
Figura 33. Inicialización de esfuerzos xx, yy y zz, y condiciones de borde aplicadas en el modelo 3DEC. 60
Figura 34. Procedimiento aplicado para la obtención del Modelo Estático 3DEC. 62
Figura 35. Esquematización proceso de descarga del modelo, Caso 1- Descarga Uniforme.

Fuente: (Modificado) Burgos, (2022). 64
Figura 36. Etapas glaciares del sector, indicando etapas seleccionadas para el modelo, Caso 2 - Descarga según etapas. Fuente: (Modificado) Rivera, (2017). 67
Figura 37. Etapas glaciares del área de estudio consideradas en modelo 3DEC, Caso 2 - Descarga según etapas. Elaboración propia. 67
Figura 38. Esquematización proceso de descarga según etapas, Caso 2. Representación de la superficie glaciar, puntos asignados con condiciones de borde de esfuerzo y vectores de carga aplicados en cada etapa: (a) Último Máximo Glaciar Holocénico; (b) Pequeña Edad del Hielo; (c) Glaciar año 1986. 70
Figura 39. Puntos de control considerados para validación de modelo estático. 74
Figura 40. Fuerzas desbalanceadas en el tiempo, Modelo Estático. 75
Figura 41. Indicadores de plasticidad por zonas, Modelo Estático. 75
Figura 42. Contorno de desplazamiento, Modelo Estático. 76
Figura 43. Desplazamiento en eje X de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático. 76
Figura 44. Desplazamiento en eje Y de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático. 77
Figura 45. Desplazamiento en eje Z de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático. 77
Figura 46. Representación de perfiles analizados en la modelación 79
Figura 47. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar. Caso 1, descarga uniforme. 81
Figura 48. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil longitudinal, descarga uniforme (C1). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 83
Figura 49. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil transversal, descarga uniforme (C1). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 83
Figura 50. Contorno de desplazamiento de cada etapa glaciar. Caso 1, descarga uniforme. 84
Figura 51. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil longitudinal. Caso 1, descarga uniforme. 85
Figura 52. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil transversal. Caso 1, descarga uniforme. 85
Figura 53. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil longitudinal. Caso 1, descarga uniforme. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento 87
Figura 54. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal. Caso 1, descarga uniforme.

La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 87
Figura 55. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar. Caso 2, descarga según etapas..... 89
Figura 56. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil longitudinal, descarga según etapas (C2). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 90
Figura 57. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil transversal, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 90
Figura 58. Contorno de desplazamiento de cada etapa glaciar. Caso 2, descarga según etapas..... 91
Figura 59. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil longitudinal. Caso 2, descarga según etapas..... 92
Figura 60. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil transversal. Caso 2, descarga según etapas..... 93
Figura 61. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil longitudinal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 94
Figura 62. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 94
Figura 63. Incremento máximo de deformación de corte al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 2 (descarga según etapas). Enfoque saturación completa. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 96
Figura 64. Contorno y vectores de desplazamiento al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 2 (descarga según etapas). Enfoque saturación completa..... 97
Figura 65. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas..... 99
Figura 66. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 100
Figura 67. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento..... 101
Figura 68. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal y longitudinal. Caso 2,

descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 102
Figura 69. Esquematización de la creación de poliprismas a partir de la resolución del DEM. (Modificado) Vejar, (2016)..... 104
Figura 70. Evolución topográfica de la zona de estudio entre los años 2011 -2017, en base a imágenes satelitales. Fuente: (Modificado) Oyarzún, 2019. 106
Figura 71. Delimitación zona del deslizamiento de Villa Santa Lucía. (1) Fotointerpretación de área de generación (Sernageomin, 2018). (2) Variaciones topográficas entre condición pre-deslizamiento (ráster año 2011) y post-deslizamiento (ráster año 2018), distinguiendo área de remoción entre deslizamiento y depósito. (3) Vista frontal y trasera de área de deslizamiento inferida. 107
Figura 72. Resultados (fuerza desbalanceada máxima e incremento máximo de deformación de corte) de modelos preliminares al aplicar ambos métodos de subdivisión de litologías: Opción A, subdivisión de topografía según grupos; Opción B, sobreposición de materiales litológicos. 112
Figura 73. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru de 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. 134
Figura 74. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades; Ru 0,35 y 0,40, perfil transversal y longitudinal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 134
Figura 75. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru de 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 135
Figura 76. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento. 135
Figura 77. Vista frontal del escarpe. 152
Figura 78. Condición actual del bloque colgante. 152
Figura 79. Vista lateral del escarpe. 153
Figura 80. Depósitos del flujo en el sector asociado al primer depósito de abanico. 153
Figura 81. Evidencia de grietas en la zona superior del bloque colgante. 154
Figura 82. Evidencia de grietas abiertas sobre el escarpe del deslizamiento. 154
Figura 83. Vista aérea de las estructuras geológicas dispuestas sobre el escarpe. 155
Figura 84. Evidencia de bloques con posible flexión. 155
Figura 85. Geometría del talud rocoso. Ejercicio 1. 157

Figura 86. Factor de seguridad [-] y magnitud de desplazamientos [m] del modelo con propiedades Hoek-Brown. Ejercicio 1. 158
Figura 87. Datos de ingreso en RocLab. Ejercicio 1. 160
Figura 88. Parámetros de Mohr-Coulomb estimados por RocLab. Ejercicio 1. 161
Figura 89. Análisis de resistencia de roca usando RocLab. Ejercicio 1. 161
Figura 90. Factor de seguridad [-] y magnitud de desplazamientos [m] del modelo con propiedades Mohr-Coulomb equivalentes. Ejercicio 1. 162
Figura 91. Geometría del talud, incluyendo notación geométrica considerada para cálculo analítico. Ejercicio 1. 162
Figura 92. Descomposición de fuerzas, cálculo analítico. Ejercicio 1. 163
Figura 93. Resumen resultados de Ejercicio 1: (a) Factores de seguridad (FS) calculados por medio de 3DEC y mediante cálculo analítico; (b) Factores de seguridad (FS) estimados por Hammah et al. (2005). 165
Figura 94. Geometría general análisis de ladera simple sin discontinuidades. Ejercicio 2. 168
Figura 95. Zonificación análisis de ladera simple sin discontinuidades. Izquierda, modelo 3DEC. Derecha, modelo UDEC. Ejercicio 2. 168
Figura 96. Resultado de análisis de ladera simple sin discontinuidades mediante 3DEC. Ejercicio 2. 169
Figura 97. Resultado de análisis de ladera simple sin discontinuidades mediante UDEC. Ejercicio 2. 169
Figura 98. Geometría general análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Ejercicio 2. 170
Figura 99. Zonificación análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Izquierda, modelo 3DEC. Derecha, modelo UDEC. Ejercicio 2. 170
Figura 100. Resultado de análisis de ladera simple con set de discontinuidades mediante 3DEC. Ejercicio 2. 171
Figura 101. Resultado de análisis de ladera simple con set de discontinuidades mediante UDEC. Ejercicio 2. 171
Figura 102. Geometría modelo de bloques. Puntos de color rojo indican zonas donde se aplican condiciones de borde. Fuente: (Modificado) Vejar, 2016. 173
Figura 103. Modelo de bloques considerando $\phi = 35°$. Izquierda, extraído de Vejar (2016). Derecha, elaboración propia. 175
Figura 104. Modelo de bloques considerando $\phi = 50°$. Izquierda, extraído de Vejar (2016). Derecha, elaboración propia. 175
Figura 105. Extracción de coordenadas en QGIS. 178
Figura 106. Formato de salida del archivo .csv exportado de QGIS. 179
Figura 107. Formato del archivo .txt asociado a coordenadas locales (x, y, z). 179
Figura 108. Creación de superficie a través de Civil 3D. 180

Figura 109. Importación de coordenadas a Civil 3D. 180
Figura 110. Poliprismas asociados a intrusivo tonalítico. 181
Figura 111. Poliprimas asociados a Toba. 181
Figura 112. Topografía (previa) del modelo de Villa Santa Lucía. Opción B. 182
Figura 113. Definición del contacto, perfiles de ejemplo. 183
Figura 114. Contacto inferido, Perfil 1. 183
Figura 115. Contacto inferido, Perfil 2. 184
Figura 116. Contacto inferido, Perfil 3. 184
Figura 117. Contacto inferido, Perfil 4. 184
Figura 118. Esquema metodología utilizada para medición de niveles volcánicos por medio de Google Earth. Fuente: Google Earth, Elaboración propia..... 185
Figura 119. Medición de inclinación de estratos por medio de QGIS: a) Mapa 2D con capa de pendiente; b) Mapa 3D con capa de pendiente. 186
Figura 120. Incremento máximo de deformación de corte al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme). Enfoque saturación completa. La línea negra representa la topografía posterior. 188
Figura 121. Contorno y vectores de desplazamiento al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme). Enfoque saturación completa. 189
Figura 122. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme. 190
Figura 123. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior. 191
Figura 124. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior. 192
Figura 125. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal y longitudinal. Caso 1, descarga uniforme. La línea negra representa la topografía posterior. 193

Capítulo 1

Introducción

Las zonas montañosas suelen estar expuestas a la ocurrencia de remociones en masa, especialmente a deslizamientos. Lo anterior se explica por las características geomórficas de aquellas zonas y también por las condiciones internas y externas a las que se encuentran sometidos los macizos rocosos. Las remociones en masa son definidas según Cruden (1991) como un movimiento descendente que se produce por efectos de la gravedad de un volumen de material constituido por roca, suelos o ambos. Estos fenómenos son considerados el segundo riesgo natural más destructivo y son causantes de grandes pérdidas monetarias, así como también de un sinnúmero de fatalidades (United States Geological Survey, 2000).

En el caso particular de Chile, dadas sus características geográficas, compuesto en más de un 80% por montañas, todo el territorio nacional está expuesto a algún tipo de amenaza natural (Espinosa et al., 1985; UNESCO, 2012). En concreto, la amenaza natural que más víctimas fatales y pérdidas monetarias involucra son los terremotos. Seguido de ello, según ciertas bases de datos internacionales, se encuentran las remociones en masa, las que han dejado un saldo de al menos 1.010 víctimas fatales entre los años 1928 y 2020 (Marín et al., 2021). Se han registrado eventos de esta naturaleza a lo largo de todo el país, predominando principalmente como mecanismo de movimiento los flujos y deslizamientos.

La localidad de Villa Santa Lucía, ubicada en la comuna de Chaitén en el sur de Chile, fue afectada por un megadeslizamiento y posterior flujo de detritos el día 16 de diciembre de 2017, cuyo impacto generó graves consecuencias en la zona, tal como el lamentable fallecimiento de 22 habitantes y la destrucción del 50% del área urbana. El deslizamiento se originó en la cabecera del Río Burritos e impactó sobre un glaciar cubierto en retroceso, lo que a su vez derivó en un flujo de detritos y lodos asociados. Aquel flujo alcanzó una extensión de 8,6 [km] desde su origen e involucró la movilización de un volumen total estimado de 7,2 [Mm^3], mientras que el volumen depositado en la Villa Santa Lucía fue de aproximadamente 2 [Mm^3] (Sernageomin, 2011).

En la literatura se exponen diversos factores que conllevaron al deslizamiento en estudio, distinguiéndose como factores desencadenantes un evento hidrometeorológico de precipitaciones intensas que fue acompañado de una elevada isoterma 0°C, establecida a 2700 m s.n.m. aproximadamente, lo que permitió precipitación líquida en altos sectores montañosos (Duhart et al., 2018; Rivera, 2017; Sepúlveda et al., 2018; Sernageomin, 2018). Asimismo, se destacan variados factores condicionantes del deslizamiento, tal como el fracturamiento y alteración hidrotermal del macizo rocoso, retroceso glaciar del Cordón Yelcho y pendientes escarpadas del sector (Sernageomin, 2011).

Estudios preliminares del deslizamiento de Villa Santa Lucía se limitan a la caracterización del evento y al análisis de posibles factores que influyeron en su ocurrencia (por ejemplo, Fernandez et al. (2018), Rivera (2017) y Sernageomin (2018)), mas no se lleva a cabo análisis alguno sobre el mecanismo de falla involucrado ni se identifican procesos precursores del deslizamiento. De este modo, surge la necesidad de estudiar y analizar el mecanismo asociado al deslizamiento de Villa Santa Lucía, en particular, estudiar cómo el ambiente paraglacial en el que se genera este evento influye en el desarrollo del plano de falla, tomando en consideración que, por lo general, este ambiente desempeña un papel fundamental en la estabilidad de laderas rocosas en ambientes montañosos, a causa de los procesos glaciares que afectan directamente a los macizos.

Los ciclos glaciares involucran diversos procesos que afectan al macizo rocoso subyacente, los cuales a su vez modifican las tensiones del lecho rocoso, lo que puede contribuir en la generación de una falla progresiva que eventualmente conduzca a una inestabilidad de talud. Se pueden identificar tres componentes principales asociadas a los ciclos glaciares; mecánica, térmica e hídrica. La componente mecánica, que es analizada en detalle en este estudio, está asociada a los cambios de tensión ocasionados por las fluctuaciones del espesor de hielo, relacionadas a la carga y descarga glaciar. Por otra parte, la componente térmica se asocia al shock térmico paraglacial que se produce por la exposición del macizo rocoso a las condiciones de temperatura superficiales tras el retroceso glaciar, lo que induce tensiones termomecánicas. La componente hídrica, por su parte, está relacionada con el deshielo glaciar que contribuye a fluctuaciones del nivel freático, así como también controla las tensiones efectivas de las discontinuidades existentes (Grämiger, 2017).

Aunque se ha planteado previamente la hipótesis de que el daño de las laderas rocosas generado durante los ciclos glaciares desempeña un papel importante en la preparación de fallas de taludes rocosos, son pocos los autores que analizan en profundidad la influencia de estos procesos. Entre los trabajos más destacados que abordan parte de

esta temática se encuentran los de Eberhardt et al. (2004), Gischig et al. (2011) y Grämiger (2017), los cuales son resumidos en la Tabla 1.

Tabla 1. Resumen de estudios sobre estabilidad de laderas paraglaciales.

Autor	**Descripción del estudio**
Eberhardt et al. (2004)	Combina técnicas de modelado continuo, discontinuo e híbrido para analizar el desarrollo de falla progresiva en el caso del Deslizamiento de Randa 1991, Alpes Suizos, producido por degradación progresiva del macizo rocoso tras la desglaciación del valle.
Gischig et al. (2011)	Por medio de modelado discontinuo de método de elementos distintos (UDEC) estudia la influencia de los efectos termomecánicos en el caso de Randa 1991.
Grämiger (2017)	Analiza cómo los ciclos glaciares en paralelo con las tensiones termo-hidro-mecánicas contribuyen en el desarrollo de falla de taludes rocosos paraglaciales. Con aquellos fines emplea, principalmente, modelado discontinuo con el software UDEC.

De acuerdo con lo expuesto en la tabla anterior se deja en evidencia que, en general, se utilizan técnicas de modelado numérico discontinuo para el estudio de inestabilidades de laderas. Esto se debe a que proporcionan soluciones aproximadas a problemas complejos (Eberhardt et al., 2004) y permiten a su vez efectuar análisis de peligro.

Siguiendo aquella línea, Burgos (2022) estudia la falla de talud asociada al deslizamiento de Villa Santa Lucía por medio de una modelación numérica bidimensional a través del software UDEC, analizando en particular el rol de los procesos glaciares en la iniciación de la falla de talud. Esta investigación concluye que los procesos glaciares contribuyeron en la generación de daño en el talud en estudio, desestabilizando la ladera, e indica un desarrollo progresivo de la falla de talud.

En lo que sigue se plantea extender el análisis desarrollado por Burgos (2022), efectuando una modelación numérica tridimensional del área principal afectada por el deslizamiento de la Villa Santa Lucía (2017), analizando la componente mecánica ejercida por la carga glaciar. Además, se pretende desarrollar simulaciones que permitan comprender la condición hídrica que desencadena este evento. Estas modelaciones se llevan a cabo por medio del software 3DEC de Itasca que se basa en el método de elementos distintos y es apto para simular el comportamiento de un macizo rocoso fracturado discontinuo.

1.1. Hipótesis

El presente trabajo se sustenta en la hipótesis que el deslizamiento producido en la Villa Santa Lucía el año 2017 está asociado a una falla de carácter progresiva, desarrollada a causa de procesos glaciares que han afectado históricamente a la zona y que propician condiciones de inestabilidad en las laderas. Es decir, el ambiente paraglacial contribuyó en la iniciación de la falla del deslizamiento en estudio.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Analizar la influencia glaciar e infiltración de agua lluvia en el deslizamiento de Villa Santa Lucía (2017).

1.2.2. Objetivos Específicos

Los objetivos específicos que se requieren desarrollar para cumplir con el objetivo general son los siguientes:

- Realizar revisión bibliográfica y campaña de terreno que permita recolectar información relevante del evento en estudio y características geológicas del área afectada.

- Representar en 3D la topografía y características geológicas-geotécnicas de la ladera en estudio, mediante modelación de elementos distintos (3DEC).

- Analizar modelo 3D de la ladera ante escenario estático.

- Ejecutar y analizar modelo 3D de la ladera incorporando carga glaciar.

- Ejecutar y analizar modelo 3D representando infiltración de agua lluvia.

- Evaluar influencia de los procesos glaciares en el deslizamiento de Villa Santa Lucía.

- Efectuar comparación entre los resultados obtenidos por medio de análisis 3D (3DEC) y 2D (UDEC), estos últimos derivados de revisión bibliográfica.

1.3. Metodología

La metodología para aplicar se puede subdividir en cuatro etapas principales:

En primer lugar, se efectúa una revisión detallada de antecedentes bibliográficos del evento de remoción en masa ocurrido en la Villa Santa Lucía, así como también de estudios asociados a las características geológicas, geotécnicas, geomorfológicas y glaciológicas de la zona afectada. De este modo, se adquiere una noción general de las propiedades geológicas de las litologías presentes. Por otro lado, también se realiza una visita a terreno al lugar de estudio que permite delimitar rangos de aquellas propiedades geológicas por medio de ensayos in situ con el martillo geológico y efectuar análisis observacional de estructuras geológicas. El objetivo de este primer paso es recopilar las principales características y propiedades del macizo rocoso y de las discontinuidades existentes, y comprender adecuadamente el contexto general en el que se desencadena el deslizamiento en estudio.

La segunda etapa corresponde al modelamiento numérico de la zona a través de 3DEC. A tal efecto, en primera instancia, se representa la topografía original pre-deslizamiento y las estructuras geológicas. Para ello se emplea un Modelo Digital de Elevación (DEM) y los parámetros recopilados en la etapa anterior. Luego, tras añadir en el modelo 3DEC las condiciones de borde, se procede a ejecutarlo ante un escenario estático, de modo de verificar la estabilidad del modelo previo a aplicar las cargas glaciares.

Posteriormente, la tercera etapa consiste en incluir los procesos glaciares que afectan al macizo rocoso, con el objetivo de poder definir la influencia que adquiere el ambiente paraglacial en la generación de la superficie de falla del deslizamiento de la Villa Santa Lucía. Esto se analiza añadiendo carga y descarga glaciar en el modelo, que es simulada como una condición de esfuerzo hidrostática.

Finalmente, la cuarta etapa consiste en la incorporación de agua en el modelo, tomando como base la condición final obtenida tras la descarga glaciar. Para estos efectos, se analizan dos enfoques diferentes: saturación completa y coeficiente de Ru. Esto con la finalidad de establecer la condición que mejor refleja el factor que desencadena el deslizamiento.

Una vez finalizadas las cuatro etapas principales es posible realizar un análisis respecto a los resultados obtenidos. Asimismo, dichos resultados pueden ser comparados

con los de Burgos (2022), quien efectúa el mismo análisis en cuanto a los procesos glaciares, pero por medio de estudios numéricos 2D a través del software UDEC de Itasca.

La metodología general del estudio se esquematiza mediante la Figura 1.

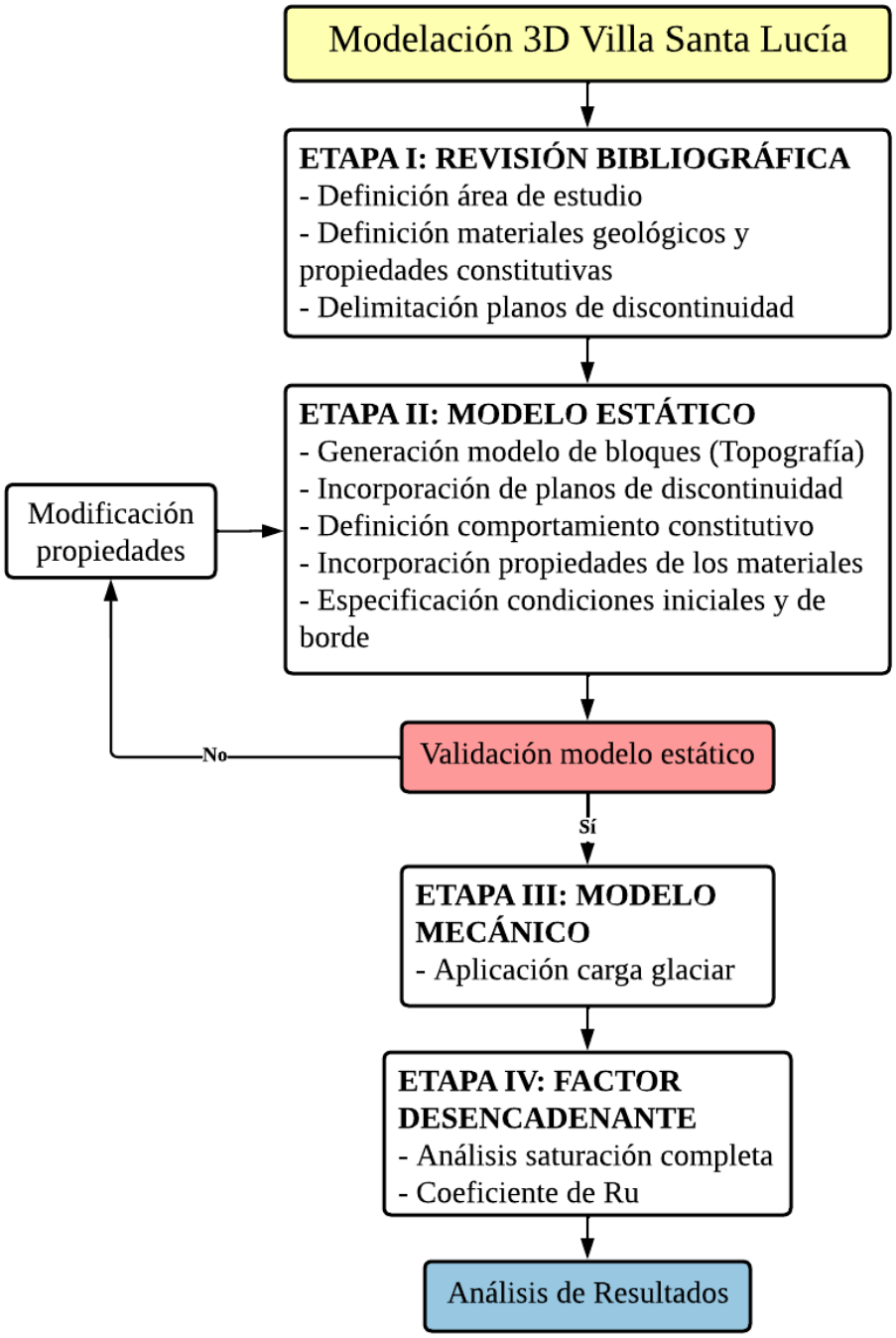


Figura 1. Diagrama de flujo del desarrollo de la investigación.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Remociones en Masa

2.1.1. Generalidades

Los movimientos de remociones en masa, de acuerdo con la definición de Hauser (2000), corresponden a procesos de transporte de material de "movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores", los cuales se abordan con mayor profundidad más adelante. Intrínsecamente, son procesos gravitatorios de carácter descendente, en los que una porción del terreno se desplaza hasta una cota o nivel inferior a la original (Cruden, 1991; Varnes, 1978).

Los procesos geológicos de remociones en masa son de carácter recurrente y generan graves daños sobre la vida, seguridad, bienes y economía de las personas, así como también a nivel país (Hauser, 2000). Particularmente, en ambientes montañosos, tal como es el caso de Chile, las remociones en masa constituyen uno de los peligros geológicos más importantes, donde las características geológicas, geomorfológicas y geotécnicas del paisaje cordillerano lo convierten en la principal fuente de numerosos desastres naturales de este tipo (Lara, 2007). En consecuencia, es de vital importancia comprender e identificar las características que distinguen a los distintos tipos de remociones en masa, en el marco del manejo de riesgo de desastres de esta naturaleza.

2.1.2. Mecanismos de Remoción en Masa

Existen diversos criterios de clasificación de las remociones en masa. Por lo general, estos procesos son clasificados según el material involucrado y también de acuerdo con el tipo de mecanismo de desplazamiento. Entre las clasificaciones de remociones en masa existentes, destaca la propuesta por Varnes (1978) y Cruden (1991), que son ampliamente aplicadas en el campo. Los materiales que se distinguen en aquella clasificación son: roca, masa firme e intacta; suelo – tierra – barro; y detritos, que consisten en una mezcla de rocas, suelo y barro, con un 20% a 80% de partículas con un tamaño superior a 2 mm. En cuanto a los tipos de movimientos, las categorías más comunes son:

- **Desprendimientos o caídas**

Movimientos rápidos a extremadamente rápidos que se generan cuando el material rocoso o suelo se desprende de una ladera de alta pendiente a través de una superficie donde no se genera cizalle, descendiendo mediante caída libre, rebotando o rodando (Lara & Sepúlveda, 2008).

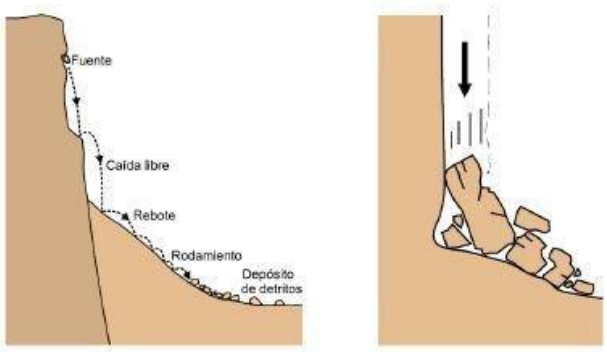


Figura 2. Esquema de caída de roca y sus mecanismos del movimiento. Fuente: Proyecto Multinacional Andino, 2007.

- **Deslizamientos**

Movimiento en masa en el cual una porción de suelo o roca se desplaza ladera abajo a lo largo de una superficie de cizalle o falla definida (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Este movimiento no ocurre a lo largo de toda la superficie de ruptura simultáneamente, sino más bien comienza en zonas donde se generan fallas locales, a menudo evidenciadas por grietas de tensión en la superficie original a lo largo de la cual se formará el escarpe principal del deslizamiento (Lara & Sepúlveda, 2008). En concreto, se distinguen dos tipos de deslizamientos: los deslizamientos traslacionales, caracterizados por una superficie de cizalle relativamente plana y un movimiento puramente traslacional; y los deslizamientos rotacionales, cuya superficie de ruptura es curva y la masa deslizada sufre movimiento de rotación y traslación.

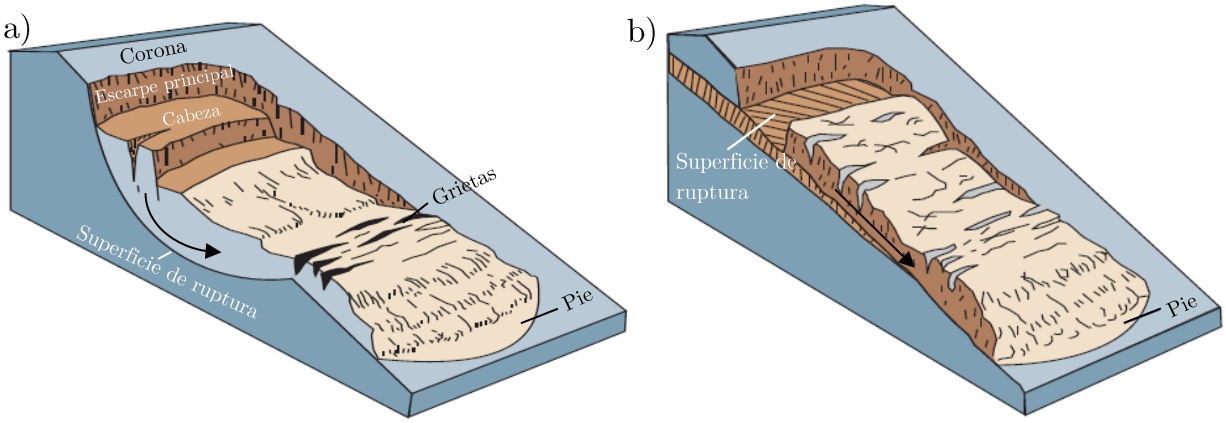


Figura 3. Esquema de mecanismo de (a) deslizamiento rotacional y (b) deslizamiento traslacional. Fuente: (Modificado) Highland & Bobrowsky, 2008.

- **Flujos**

Movimiento de suelo o roca, en que el material se encuentra saturado de agua y tiene una concentración de partículas tal que se comporta como un fluido viscoso, sufriendo una deformación continua, sin presentar superficies de rotura definidas (González de Vallejo et al., 2002). Son movimientos de masas generalmente rápidos característicos de materiales sin cohesión (Proyecto Multinacional Andino, 2007), y ocasionalmente se producen como consecuencia de deslizamientos, dependiendo del contenido de agua, movilidad y la evolución del movimiento (González de Vallejo et al., 2002; Highland & Bobrowsky, 2008).

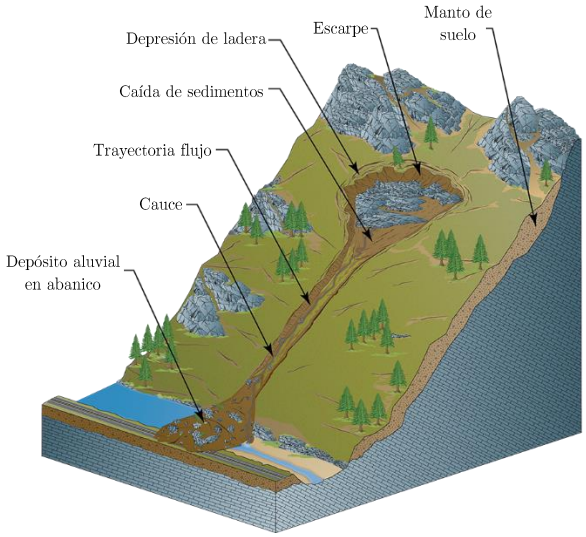


Figura 4. Esquema flujo de detritos. Fuente: (Modificado) Wyoming State Geological Survey, 2019.

- **Toppling (Volcamientos)**

Desprendimiento de uno o varios fragmentos de roca o suelo, mediante la rotación/volcamiento de aquellos bloques hacia adelante, en torno a un punto o un eje bajo el centro de gravedad de la masa desplazada (Lara & Sepúlveda, 2008). Este movimiento ocurre por acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos (agua o hielo) en grietas y/o fracturas que se orientan en dirección contraria a la pendiente (Lara & Sepúlveda, 2008; Oyarzún, 2019).

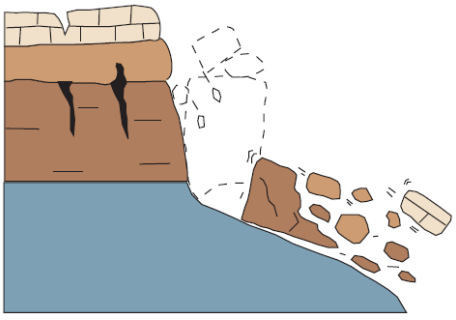


Figura 5. Esquema Toppling/volcamiento. Fuente: Highland & Bobrowsky, 2008.

2.1.3. Factores Condicionantes y Desencadenantes

Las inestabilidades en las laderas se deben primordialmente a un desequilibrio entre las fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno, de tal forma que las fuerzas desestabilizadoras superan a las fuerzas resistentes. Dicho desequilibrio puede ser debido a una modificación de las fuerzas existentes o a la aplicación de nuevas fuerzas externas (González de Vallejo et al., 2002), actuando en este fenómeno factores o procesos a escala geológica.

Generalmente los eventos de remociones en masa se producen por la conjugación de múltiples factores que contribuyen a la inestabilidad de las laderas. Se pueden categorizar dos grupos de factores que influyen en aquellos eventos; factores condicionantes y factores desencadenantes. Por un lado, los factores condicionantes son agentes internos que generan una situación potencialmente inestable para la ocurrencia de la remoción (Lara & Sepúlveda, 2008), mientras que los factores desencadenantes o gatillantes son agentes o estímulos externos que generan una respuesta casi inmediata formando un movimiento de ladera producto de un incremento abrupto de los esfuerzos o por una reducción de la resistencia de los materiales (Wieczorek, 1996), y son responsables, por lo general, de la magnitud y velocidad de los movimientos (González de Vallejo et al., 2002). Estos factores a su vez pueden ser de origen no antrópicos o antrópicos; los primeros son de carácter natural, como por ejemplo el material de origen, el tipo de suelo, las características de la pendiente, el clima, los movimientos telúricos y las fallas geológicas (Salazar, 2004), entre otros y, los segundos, incluye aquellos factores que están asociados a intervención humana, tal como la deforestación.

Aunque con frecuencia los movimientos de ladera se atribuyen a la acción de algún factor desencadenante, las inestabilidades no se hubieran producido de no existir una serie de condiciones predeterminadas que favorecen el fenómeno (González de Vallejo et al., 2002). Si bien las remociones en masa se pueden generar por múltiples causas, sólo pueden tener un factor desencadenante, aunque en algunos casos pueden ocurrir sin un desencadenante apreciable (Wieczorek, 1996). Esto último se debe a una debilitación de forma gradual con el tiempo de los materiales que conforman la ladera, a causa de procesos de meteorización a largo plazo, infiltración del agua u otros procesos físicos, los cuales conllevan finalmente a una disminución de la resistencia de aquellos materiales, a tal punto que se produce una inestabilidad de la pendiente (Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.1.3.1. Factores Condicionantes

Variados autores señalan que existen diversos factores condicionantes principales que influyen en las remociones en masa. Estos son descritos a continuación.

- **Vegetación**

Las plantas protegen contra la erosión y contribuyen a la estabilidad de las pendientes, dado que sus raíces en general actúan como anclajes de reforzamiento (Lara & Sepúlveda, 2008). En consecuencia, en las zonas donde hay escasa vegetación, se potencian los procesos gravitacionales, en especial si las pendientes son empinadas y el agua abundante (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Aun cuando la vegetación es considerada un factor condicionante en la bibliografía, aquello no queda así demostrado en los eventos de remoción en masa generados en Chile, los cuales dejan en evidencia que no siempre la vegetación contribuye a disminuir la erosión sobre las laderas, como por ejemplo queda reflejado en el caso del deslizamiento producido en una zona de abundante vegetación en el Fiordo de Aysén en el año 2007 tras un evento sísmico (Lara & Sepúlveda, 2008).

- **Agua**

Uno de los factores condicionantes de gran trascendencia es el agua, asociada al comportamiento hidrológico e hidrogeológico de los materiales, así como también al nivel freático del sector. En regiones lluviosas es frecuente la presencia de niveles freáticos elevados que influyen decisivamente en las condiciones de estabilidad. El agua juega un doble papel negativo en la resistencia de los materiales: reduce la resistencia al corte por la generación de presiones intersticiales y por la reducción de los parámetros resistentes en determinados tipos de suelo; y aumenta los esfuerzos de corte por el incremento del peso del terreno y por la generación de fuerzas desestabilizadoras en grietas y discontinuidades (González de Vallejo et al., 2002).

El mecanismo de remoción en masa en el cual el agua toma un rol más significativo corresponde a los flujos, puesto que en su gran mayoría se generan por saturación del material, lo cual al provocar un aumento en la presión de poros disminuye su resistencia efectiva (Lara & Sepúlveda, 2008).

- **Geomorfología; topografía y pendiente de las laderas**

Los rasgos geomorfológicos, tales como la topografía y la pendiente de las laderas, inciden en la velocidad, energía y volumen de las remociones que pueden originarse. Una topografía escarpada y ángulos altos de pendientes constituyen factores propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes (Lara & Sepúlveda, 2008).

Las regiones montañosas son las zonas más propensas a los movimientos de ladera,

aunque, en ocasiones, y dependiendo de otros factores, es suficiente una pendiente muy baja (González de Vallejo et al., 2002). Keefer (1984) señala que laderas de roca con pendientes altas de ángulos superiores a 35° son susceptibles a experimentar deslizamientos, y ángulos inferiores a 15° podrían generar deslizamientos de roca masivos o en bloque para el caso sísmico (Lara & Sepúlveda, 2008).

La geometría de la ladera en tanto es uno de los factores más importantes en la evaluación de generación de deslizamientos, por cuanto determinará las orientaciones de las fuerzas resistentes y solicitantes (Lara & Sepúlveda, 2008).

- **Geología; calidad del macizo rocoso, meteorización y alteración**

La calidad del macizo rocoso, en referencia a su grado de meteorización, fracturamiento y litología, tienen un rol crucial en el control de la resistencia al corte del material.

Lara y Sepúlveda (2008) señalan que la litología de las rocas es un factor que influye en la resistencia a la meteorización y alteración de la roca. También indican que "la presencia de minerales secundarios, característicos de alteraciones hidrotermales, acelera los procesos de meteorización, lo que influye de forma significativa en factores como la pérdida de resistencia, facilidad para incorporar agua, expansividad, incremento en la porosidad, etc. (Jacoby, 2001)".

- **Estructuras geológicas**

Las estructuras geológicas, tales como fallas, fracturas, sets de diaclasas, grietas de tensión y planos de estratificación, dependiendo de sus propiedades y disposición en las laderas, pueden generar condiciones favorables para eventuales deslizamientos.

La presencia de sets estructurales que conforman planos de ruptura mayores en la roca podrán permitir la generación de cuñas que representan posibles planos de deslizamiento en las laderas (Lara & Sepúlveda, 2008). A raíz de lo anterior, la estabilidad de macizos rocosos discontinuos suele estar controlada por el comportamiento característico de las discontinuidades, en lugar de estar controlada por las propiedades del macizo rocoso como tal, puesto que se espera que la rotura se produzca por aquellos planos de discontinuidad (Vejar, 2016).

Asimismo, la caracterización estructural en rocas es relevante puesto que se encuentra directamente relacionado con la generación de material detrítico o bloques susceptibles a ser movilizados, conformando zonas potencialmente inestables (Lara & Sepúlveda, 2008).

- **Geotecnia: tipo de suelo y espesor de los estratos**

El tipo de depósito y, en efecto, las propiedades de los materiales que lo componen (densidad, plasticidad, humedad y permeabilidad), condiciona ciertas características en su comportamiento; por ejemplo, los depósitos volcanoclásticos glaciales, presentes especialmente entre las latitudes 35 y 54°S en Chile, los cuales fueron sometidos a intensa erosión glaciar a partir del Pleistoceno Inferior, así como también depósitos no consolidados en general, tal como escombros de falda, aluviales, coluviales y detritos, son susceptibles a ser removilizados al tratarse de materiales permeables, donde el agua se infiltra fácilmente y, en consecuencia, se saturan rápidamente (Hauser, 2000; Lara & Sepúlveda, 2008).

La composición y granulometría del material adquiere relevancia al ser determinante de las propiedades de resistencia del depósito y su estabilidad en laderas. En tanto, la plasticidad y humedad del suelo influirá directamente en su grado de cohesión, mientras que la densidad del suelo, por su lado, es determinante en relación con la resistencia al cizalle del material. Por otra parte, la permeabilidad influye directamente en la condición de saturación del suelo (Lara & Sepúlveda, 2008).

- **Actividad antrópica**

El control que ejerce el factor humano sobre la estabilidad de laderas es muchas veces primordial en la generación de eventos de remoción en masa (Lara & Sepúlveda, 2008). Tanto los asentamientos poblacionales como las actividades económicas provocan generalmente un desequilibrio (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Así, el ser humano, a través de sus actividades (excavaciones y rellenos, cambios en el uso de suelo, urbanización, entre otras), modifican los estados tenso-deformacionales del terreno y sus propiedades geotécnicas, creando a menudo pendientes sobreempinadas e inestables que se convierten en zonas principales de actuación de los procesos gravitacionales (González de Vallejo et al., 2002; Tarbuck & Lutgens, 2005).

Otro efecto producido por estas actividades está relacionado con el cambio climático, el cual ha sido potenciado en gran parte por las actividades antrópicas y ha generado variaciones en las temperaturas y precipitaciones, influyendo de forma directa en la generación de remociones que derivan en desastres (Lara & Sepúlveda, 2008).

Por otra parte, comúnmente las poblaciones se instalan al pie de las laderas, sobre los depósitos de flujos antiguos u otras áreas muy susceptibles a los movimientos en masa (Proyecto Multinacional Andino, 2007), lo que incrementa la vulnerabilidad frente a estos fenómenos, especialmente hoy en día que este proceso de expansión territorial se ha visto intensificado en el último tiempo.

2.1.3.2. Factores Desencadenantes

De igual modo, también se distinguen variados factores desencadenantes, resaltando entre ellos las lluvias intensas y actividad sísmica, encargados de desencadenar la gran mayoría de las remociones en masa en Chile, tal como se comentará en la subsección siguiente.

La mayoría de las remociones son gatilladas por cambio en los campos de esfuerzos de las laderas o por la disminución de la resistencia al cizalle debido a perturbaciones externas (Wieczorek, 1996). A continuación, se destacan y describen los factores desencadenantes más comunes, excluyendo de este listado las actividades antrópicas, que, si bien constituyen un factor desencadenante, actúa de igual forma que la descrita antes en factores condicionantes.

- **Actividad Sísmica**

Entre los desencadenantes más relevantes de remociones en masa se encuentra la actividad sísmica, especialmente, los terremotos de gran magnitud. Fuertes terremotos han desencadenado deslizamientos en diferentes configuraciones topográficas y geológicas (Wieczorek, 1996), y pueden provocar movimientos de todo tipo en las laderas, dependiendo de las características de los materiales, de la magnitud y de la distancia del epicentro (González de Vallejo et al., 2002).

Asimismo, cuando el material es un suelo saturado, no cohesivo, la vibración puede causar remociones en masa debido a licuefacción, proceso en el cual el temblor incrementa la presión de poros y reduce la resistencia del suelo, comportándose este último como un fluido (Wieczorek, 1996; Proyecto Multinacional Andino, 2007).

El día 22 de mayo de 1960 se produjeron violentos temblores que afectaron al sur de Chile, causando uno de los mayores eventos de deslizamientos registrados en la historia. Los sismos causaron la licuefacción de estratos sedimentarios en el valle del río San Pedro, Región de los Ríos, provocando deslizamientos que involucraron alrededor de 38 Mm^3 de material (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Asimismo, terremotos más recientes también han inducido cientos de deslizamientos, tal como en terremoto del fiordo de Aysén del 2007 y el terremoto del Maule del 2010, eventos para los que se mapearon 538 (Sepúlveda et al., 2010) y 1226 (Serey et al., 2019) deslizamientos, respectivamente.

- **Agua; lluvias intensas, derretimiento de nieve y cambios en el nivel de agua**

La saturación de las laderas por agua es una causa primaria de remociones en masa. Esta saturación puede ocurrir por lluvias intensas (sobre los 60 mm/24 horas), derretimiento

de nieve y cambios en los niveles de agua superficial y/o subterránea (Hauser, 2000; Highland & Bobrowsky, 2008; Tarbuck & Lutgens, 2005). La lluvia infiltrada, cuya cantidad depende en gran medida en la intensidad y duración del evento climático, además de saturar los suelos también incrementa las presiones de poros, alterando los estados tensionales. Este proceso es considerado el mecanismo mediante el cual la mayoría de los deslizamientos superficiales son generados durante tormentas (Wieczorek, 1996).

Tormentas que producen lluvias intensas por períodos cortos, o que tienen una intensidad más moderada, pero se extienden por varios días, han desencadenado abundantes deslizamientos y flujos en muchas regiones (Wieczorek, 1996). Tal es el caso de Chile, donde los movimientos en masa más frecuentes, como se verá más adelante, corresponden a flujos, desencadenados mayoritariamente por eventos climáticos de aquellas características. Por ejemplo, el evento climático ocurrido en la zona central de Chile durante el mes de septiembre de 1999 causó numerosos deslizamientos y flujos de barro y detritos (Proyecto Multinacional Andino, 2007).

En tanto los procesos de derretimiento de nieve (hielo/deshielo), ya sea por intervalos de calentamiento repentinos o por eventos de precipitación líquida sobre nieve, a causa de la elevación de la isoterma 0°C, añaden una cantidad de agua considerable a los suelos de la ladera, a tal punto que pueden llegar a desencadenar deslizamientos (Wieczorek, 1996). Así, la conjugación de intensas precipitaciones, altas temperaturas y una elevada isoterma 0°C, incrementa la probabilidad de un proceso de remoción en masa (Naranjo & Varela, 1996; Oyarzún, 2019).

Asimismo, el incremento del nivel de agua subterránea en las laderas (nivel freático), como consecuencia de prolongados períodos de precipitación o por el llenado de ríos, lagos, etc., provoca un aumento en las presiones de poros, reduciendo la resistencia efectiva de los materiales saturados de la ladera, lo que puede desencadenar o acelerar deslizamientos (González de Vallejo et al., 2002; Wieczorek, 1996).

- **Actividad volcánica**

Erupciones volcánicas han sido causantes de algunos de los deslizamientos históricos más catastróficos y extensos (Wieczorek, 1996). La lava puede derretir rápidamente la nieve o el hielo acumulado en las laderas, lo cual puede formar flujos detríticos volcánicos (lahares), conformados por roca, suelo, cenizas y agua, que son altamente destructivos (González de Vallejo et al., 2002; Highland & Bobrowsky, 2008; Proyecto Multinacional Andino, 2007). Además, por otra parte, las cenizas y los piroclastos depositados constituyen depósitos proclives a los procesos de deslizamiento y flujo ante la ocurrencia de lluvias que saturen estos materiales (González de Vallejo et al., 2002).

Ejemplo de este proceso en Chile es el flujo asociado a la erupción del volcán Hudson en 1991, que movilizó entre 40 y 45 Mm^3 de material (Proyecto Multinacional Andino, 2007). Otros casos más recientes corresponden a flujos reportados tras la erupción del volcán Chaitén en 2008 (Major et al., 2013) y del volcán Calbuco en 2015 (Mella et al., 2015).

2.1.4. Remociones en Masa en Chile

Los movimientos de ladera, tal como se indicó previamente, generan graves impactos en diversas regiones, especialmente en zonas montañosas, dada su frecuencia y alto poder destructivo. Así, se posicionan como el segundo riesgo natural más destructivo, después de los terremotos, y como el riesgo geológico más frecuente (Vejar, 2016). Anualmente, estos procesos provocan numerosas pérdidas de vidas humanas y daños significativos en infraestructuras (Hauser, 2000). Asimismo, pueden llevar a cierres temporales o a largo plazo de rutas comerciales cruciales para el comercio, turismo y actividades de emergencia en la zona afectada (Highland & Bobrowsky, 2008).

El U.S. Geological Survey calcula que entre 25 y 50 personas mueren a causa de los deslizamientos cada año en Estado Unidos, aunque, por supuesto, la cantidad es mucho más elevada a nivel mundial (Tarbuck & Lutgens, 2005). En esta línea, diversos análisis se han efectuado en torno a estas estadísticas a nivel nacional en Chile, los que han permitido vislumbrar el alto impacto que han generado eventos de esta naturaleza en el país, tanto en cantidad de personas afectadas como en el ámbito económico.

Si bien las diversas bases de datos internacionales que disponen información referente a desastres históricos en Chile presentan ciertas discrepancias en cuanto a las estadísticas asociadas a la cantidad de fallecidos y estimación monetaria de daños, principalmente a causa de diferencias en sus criterios de consideración y período abarcado, podría indicarse que las remociones en masa constituyen la segunda amenaza natural (o en el peor de los casos la tercera) que más vidas humanas cobra y que involucra los mayores costos en Chile, precedido en primer lugar por los terremotos y tsunamis asociados. Lo anterior se desprende de la información proporcionada por la base de datos DesInventar y EM-DAT (IDOM, 2017).

En cuanto a la cantidad de víctimas fatales tras eventos de esta naturaleza, Marín et al. (2021), por medio de un visor territorial de fallecidos por remociones en masa en Chile, que agrupa todos aquellos sucesos que ocasionaron a lo menos una muerte, establece un saldo de al menos 1.010 víctimas fatales en un período de 92 años (1928-2020), registradas en un total de 68 eventos de remociones en masa. En consecuencia, se estima una tasa de aproximadamente 11 víctimas fatales por año en el país, valor inferior a lo registrado en Estados Unidos de acuerdo con el U.S. Geological Survey, lo que cobra

sentido por la diferencia de extensión territorial con aquel país.

Lo que refiere a la recurrencia de los movimientos de ladera en Chile, en base al catastro nacional de desastres naturales efectuado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin, 2017), se registran un total de a lo menos 150 fenómenos de remociones en masa entre los años 1980 y 2017, de diversa magnitud e impacto, lo cual se traduce en una recurrencia de 4 eventos anuales. Por otra parte, complementando los eventos registrados tanto en el visor territorial como en el catastro nacional de desastres naturales, se aprecia que el tipo de remoción predominante que se produce en el país es el mecanismo de flujo (40%), seguido estrechamente por los procesos de deslizamiento (38%). Asimismo, se identifica una preponderancia significativa del factor lluvias intensas como agente gatillante de aquellos procesos, mientras que el factor de actividad sísmica ocupa el segundo lugar.

Lo anterior se condice completamente con lo señalado por Marín et al. (2018) y Marín et al. (2021), quien indica que los fenómenos con mayor recurrencia en el territorio chileno, y los que más víctimas fatales provocan, son los flujos, mientras que los principales desencadenantes de remociones en masa son las lluvias intensas y sismos. En concreto, afirma que las lluvias intensas ocurridas en cortos períodos de tiempo asociadas a alturas de isoterma 0°C por sobre el promedio histórico en diferentes lugares de Chile, han detonado una serie de eventos de remoción en masa.

Las características geográficas de Chile lo transforman en un territorio propenso a la ocurrencia de remociones. Así se han registrado variados eventos de gran magnitud a lo largo del país, destacando durante las últimas décadas los señalados en la Tabla 2.

Tabla 2. Mayores eventos de remoción en masa con víctimas fatales registrados en Chile durante las últimas décadas, en base a Marín et al. (2021) y Sernageomin (2017).

Fecha	Zona	Región	Tipo RM	Fallecidos y/o desaparecidos	Desencadenantes
29-11-1987	Estero Parraguirre, Río Colorado	Metropolitana	Deslizamiento de rocas y flujo de detritos	41	Derretimiento de nieve
18-06-1991	Antofagasta	Antofagasta	Flujo de detritos y barro	126	Lluvias intensas
03-05-1993	Quebradas Macul y San Ramón	Metropolitana	Flujo de detritos y barro	35	Lluvias intensas
25-03-2015	Copiapó y Chañaral	Atacama	Flujo de detritos y barro	77	Lluvias intensas

En particular, en la Villa Santa Lucía, zona de particular interés en este estudio, previo al evento en análisis (16 de diciembre de 2017), se registraron dos eventos de remoción en masa el año 2011; el primero el 30 de agosto y el segundo el 02 de septiembre. Dichos eventos ocurrieron a 4 km al NE de la Villa y fueron de tipo deslizamientos, desencadenados por precipitaciones intensas. Tras una visita a terreno de Sernageomin se detectaron adicionalmente otras remociones en masa recientes y antiguas (Sernageomin, 2011). En consecuencia, queda en evidencia que la zona de Villa Santa Lucía no ha sido ajena a este tipo de eventos en el pasado.

2.2. Daño de Laderas en Ambientes Paraglaciales

Las rocas, en general, se encuentran constantemente expuestas a los cambios atmosféricos, climáticos, hidrogeológicos, entre otros. En consecuencia, son sumamente propensas a cambios tensionales ocasionados ya sea por variaciones de las condiciones térmicas, de las condiciones de carga o del nivel de agua subterránea. Las áreas montañosas, en especial, sufren cambios tensionales asociados a aquellas variaciones, las que se deben fundamentalmente a la presencia de masas glaciares, que se caracterizan por ser altamente dinámicas. De este modo, los lechos rocosos que sustentan glaciares, así como también laderas rocosas subyacentes, son propensas a sufrir cambios tensionales ocasionados por las variaciones y el dinamismo del glaciar.

Los procesos glaciares y paraglaciales tienen una gran influencia en la estabilidad de los taludes rocosos en ambientes montañosos (Spreafico et al., 2021). Aquello queda en evidencia, en parte, con el hecho de que las fallas de taludes rocosos constituyen un proceso dominante de evolución de taludes, siendo especialmente abundantes en los valles que han sido erosionados por la acción de glaciares (McColl, 2012).

El término 'paraglacial' hace referencia a una transición de condiciones glaciales a condiciones no glaciales. En particular, el concepto 'falla paraglacial' se refiere a "fallas de pendientes rocosas que son parte de, o están influenciadas por, la transición de condiciones glaciales a condiciones no glaciales" (McColl, 2012).

En entornos glaciales, se supone que los macizos rocosos se caracterizan por daño heredados y permeabilidad, mientras que en condiciones paraglaciales, el daño progresivo por fragilidad conduce al debilitamiento del macizo rocoso y al aumento de la permeabilidad (Riva et al., 2018).

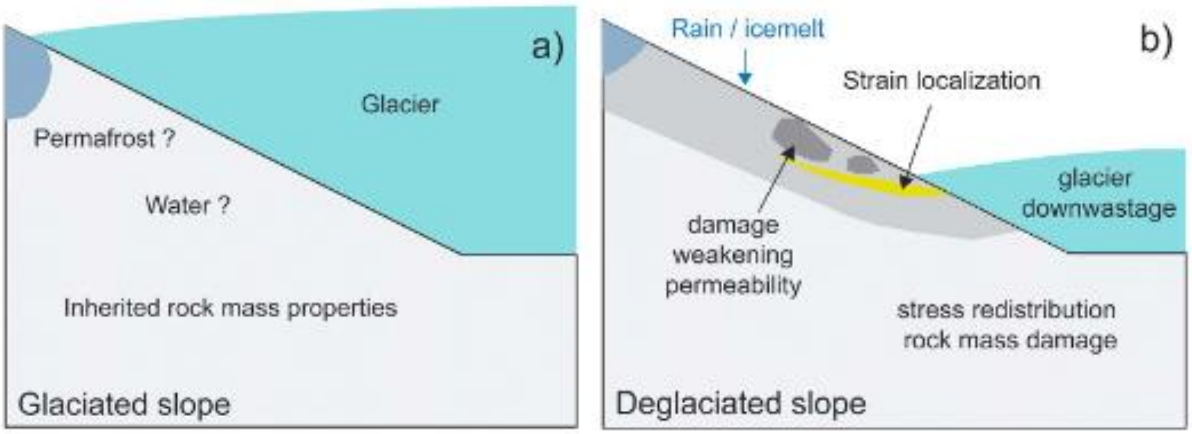


Figura 6. Evolución conceptual de la ladera glacial (a) a paraglacial (b). Fuente: Riva et al., 2018.

Diversas investigaciones discuten la influencia de los procesos de glaciación y desglaciación de los valles en la generación de daño de las laderas rocosas. Algunos autores señalan que es el proceso de glaciación el que induce daño en la roca, a causa de la carga impuesta por el glaciar, mientras que otros afirman que la desglaciación es la que lo induce (McColl, 2012). No obstante, se tiene claridad que, eventualmente, la acumulación de aquellos daños da como resultado una falla progresiva de la pendiente (Spreafico et al., 2021).

El efecto de la variación glacial en la estabilidad de laderas ha sido estudiado desde distintas perspectivas en cuanto a las componentes, por diversos autores. Una de las investigaciones más completas corresponde a la de Grämiger (2017) quien incorpora en una modelación bidimensional las componentes termohidromecánicas que actúan durante los procesos glaciares, concluyendo que estas impulsan en conjunto el daño del macizo rocoso en ambientes paraglaciales. Su estudio ha sido utilizado como base para el desarrollo de otros análisis, ya sea basados en la componente mecánica (Burgos, 2022; Tobar, 2021) o térmica (Morcioni et al., 2022) de los procesos glaciares, los cuales, en general, han validado las conclusiones iniciales de Grämiger (2017).

Si bien, recientemente se ha comenzado a analizar en mayor profundidad la influencia que tienen estos procesos en la estabilidad de laderas, son limitadas las investigaciones de este ámbito por medio de softwares de análisis tridimensionales (3D), por lo que se plantea como un desafío en esta área. Estudios numéricos tridimensionales sobre la influencia de procesos glaciares en la estabilidad de laderas, permitirían comprender en mayor medida el comportamiento que presentan laderas rocosas en procesos de esta naturaleza, y así perfeccionar el manejo de riesgos de deslizamientos en áreas paraglaciales.

2.3. Modelamiento Numérico

En el último tiempo se ha intensificado el empleo de métodos numéricos en el estudio y análisis de problemas ingenieriles y/o geológicos, dada su gran versatilidad en el análisis de problemas complejos. Es así, que estos métodos se han consolidado en el estudio de deslizamientos y evaluación de riesgos, debido a la complejidad que involucra el análisis de aquellos procesos geológicos, a causa de las múltiples componentes y variables que interactúan en el fenómeno.

Las herramientas numéricas permiten integrar un alto nivel de detalle de las características geomecánicas, geológicas y estructurales de las laderas en estudio, por lo que es posible analizar tanto la variabilidad temporal como espacial de los deslizamientos, dependiendo del enfoque requerido para la investigación. Principalmente estos algoritmos han sido empleados para estudiar los posibles factores desencadenantes de los deslizamientos, o asimismo para analizar la cinemática de los movimientos.

Muchas de estas técnicas de modelamiento abordan las complejidades relacionadas con la geometría, materiales anisótropos, comportamientos no lineales, estreses in situ y la presencia de varios procesos acoplados, como por ejemplo, presión de poros, carga sísmica, etc. (Vejar, 2016).

Existen diversas herramientas de modelamiento numérico, entre las que se distinguen técnicas de modelamiento continuo y discontinuo. El modelado continuo se utiliza cuando el macizo rocoso es masivo o está tan fracturado y erosionado que se comporta casi como material suelto. Por otra parte, los modelos numéricos discontinuos se utilizan si el comportamiento cinemático se rige por juntas de roca, o bien para macizos moderadamente fracturados (Jing & Hudson, 2002; Longoni et al., 2014). En términos generales, un medio discontinuo se distingue de uno continuo por la existencia de interfaces o contactos entre los cuerpos discretos que componen el sistema (Itasca, 2013).

A menudo, para el estudio de deslizamientos complejos se aplican métodos de elementos distintos, categorizada como una técnica de modelamiento discontinua. En el ámbito académico y científico comúnmente se utiliza el software UDEC (Universal Distinct Element Code) de Itasca para el análisis numérico bidimensional de estabilidad de laderas rocosas, cuya base es el método de elementos distintos.

Se han efectuado múltiples estudios a través de UDEC, basados fundamentalmente en el análisis de posibles factores desencadenantes, ya sea asociados a factores sísmicos (Escudero, 2017; García, 2016) o la influencia del agua (Rivillo, 2019). De igual modo, también se ha aplicado este código numérico para el estudio de la influencia de procesos

glaciares en el daño de laderas rocosas (Gischig et al., 2011a; Gischig et al., 2011b; Grämiger, 2017; Morcioni et al., 2022; Tobar, 2021) o el desarrollo de fallas progresivas en ambientes paraglaciales (Burgos, 2022; Eberhardt et al., 2004).

Sin duda, UDEC es una herramienta extremadamente útil para el análisis de inestabilidad de laderas, no obstante, en ocasiones se requieren estudios más detallados, incorporando ciertas características geométricas y/o geológicas de carácter inherentemente tridimensional, ya sea a causa de características estructurales complejas o heterogeneidad de propiedades resistentes en las laderas, lo que dificulta en gran escala la obtención de resultados pertinentes mediante análisis bidimensionales, debido a las simplificaciones que usualmente son requeridas en aquellos modelos. Aquí es donde el software 3DEC (3 Dimensional Distinct Element Code) de Itasca, símil de UDEC pero para análisis 3D, se ha transformado en una herramienta prometedora y de gran potencial.

Si bien el empleo de 3DEC es más limitado en comparación con la aplicación de UDEC, en los últimos años se ha ampliado su uso, debido fundamentalmente a una necesidad de incorporar características geométricas, geológicas, geomecánicas e hidrogeológicas más complejas y realistas. 3DEC ha sido utilizado tanto como herramienta de análisis de riesgo (Van Zeyl, 2009; Wu et al., 2017), así como también para el estudio de deslizamientos activos masivos (Kalenchuk, 2010; Longoni et al., 2014), mecanismos de falla (Brideau et al., 2008; Sweeney et al., 2013) y factores desencadenantes, tanto sísmicos (Aravena, 2017; Asprouda, 2007; Saavedra, 2018) como de precipitaciones intensas (Asprouda, 2007; Longoni et al., 2016).

2.3.1. Método de Elementos Distintos

El Método de Elementos Distintos, tal como se indica previamente, corresponde a una técnica de modelado discontinua, también denominada técnica de elementos discretos. Cundall & Hart (1992) definen que el nombre "elemento discreto" se aplica a un programa computacional solo si (Itasca, 2013):

(a) Permite desplazamientos y rotaciones finitas de cuerpos discretos, incluyendo desprendimiento completo; y

(b) Reconoce nuevos contactos automáticamente a medida que avanza el cálculo.

A modo general, en los modelos de elementos discretos las discontinuidades dividen el dominio del problema en bloques que pueden comportarse de dos formas: rígidos, en modelos más simples; y deformables, en casos más complejos (Longoni et al., 2014; Lorig & Varona, 2005).

En particular, el método de elementos distintos fue formulado inicialmente por Cundall en 1971. Este método fue creado inicialmente como una representación bidimensional de un macizo rocoso fracturado, dando origen así al programa bidimensional UDEC en 1980, capaz de realizar análisis estáticos o dinámicos. Posteriormente, Cundall en 1983 desarrolló la versión tridimensional del método; 3DEC (Itasca, 2013).

Una de las ventajas del método de elementos distintos en el análisis de taludes rocosos, que lo diferencia de los otros métodos, es que no requiere una superficie de falla prescrita para alcanzar una solución. El método utiliza un procedimiento de cálculo iterativo para modelar fallas progresivas de laderas, calculando las fuerzas de contacto entre bloques estables e inestables (Asprouda, 2007; Norrish & Wyllie, 1996).

La característica principal de los programas de elementos distintos es que utilizan un esquema de solución explicito en el tiempo para resolver las ecuaciones de movimiento directamente. Por otra parte, además de considerar que los bloques pueden ser rígidos o deformables, también considera que los contactos son deformables (Itasca, 2013).

El procedimiento de cálculo utilizado por el método de elementos distintos resuelve las ecuaciones de movimiento y las fuerzas de contacto para cada bloque modelado, ya sea rígido o deformable, en cada paso de tiempo (ver Figura 7). La interacción de bloques en los puntos de contacto se modela a través de parámetros de resistencia y deformación. El análisis provee las posiciones y velocidades secuenciales de cada bloque y, por lo tanto, es útil cuando se requieren predicciones de desplazamiento de ladera (Norrish & Wyllie, 1996).

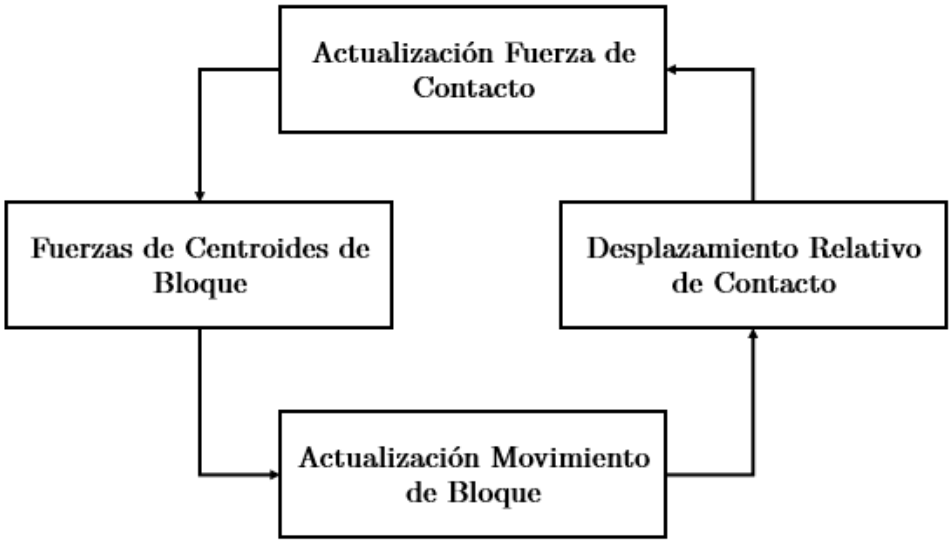


Figura 7. Ciclo de cálculo aplicado en Método de Elementos Distintos. Fuente: (Modificado) Norrish & Wyllie (1996).

2.4. Software 3DEC

3DEC es un programa numérico tridimensional para el análisis geotécnico avanzado de suelos, rocas, entre otros. 3DEC simula la respuesta de medios discontinuos (por ejemplo, macizo rocoso fracturado) que están sujetos a cargas estáticas o dinámicas. La formulación numérica se basa en el método de elementos distintos para el modelado discontinuo. La base de este programa es la formulación numérica utilizada por la versión bidimensional UDEC (Itasca, 2013).

El medio discontinuo se representa en 3DEC como un conjunto de bloques discretos, mientras que las discontinuidades se tratan como condiciones de contorno entre bloques, permitiendo grandes desplazamientos a lo largo de ellas y rotaciones de bloques (Itasca, 2013).

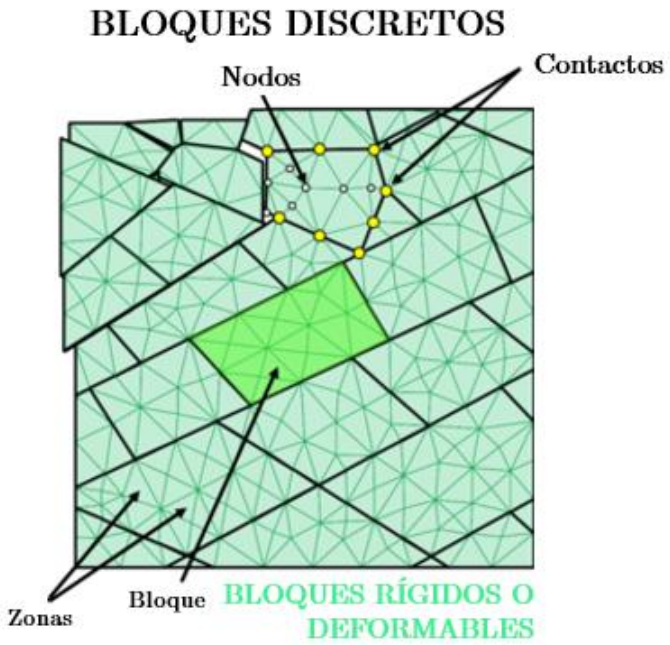


Figura 8. Elementos de los bloques discretos, UDEC y 3DEC. Fuente: (Modificado) Itasca (2017).

Al ser un código numérico de elementos distintos, 3DEC permite que los bloques individuales se comporten como material rígido o deformables. Los bloques deformables se subdividen en una malla de elementos de diferencia finita, y cada elemento responde de acuerdo con una ley prescrita de tensión-deformación, ya sea lineal o no lineal. El movimiento de las discontinuidades también se rige por relaciones fuerza-desplazamiento, lineales o no lineales, para el movimiento en las direcciones normal y de corte (Itasca, 2013).

3DEC dispone de diversos modelos de comportamiento de materiales, tanto para bloques intactos como para las discontinuidades, que permite la simulación de respuestas representativas de materiales geológicos discontinuos o similares (Itasca, 2013). En la próxima subsección se detallan los modelos constitutivos de ambos elementos.

Otras características distintivas de 3DEC que son resaltadas por Itasca (2013) son las siguientes:

- Se pueden generar patrones de juntas continuas y discontinuas sobre una base estadística. Además, se puede construir en el modelo una estructura de junta directamente desde un mapeo geológico.

- 3DEC emplea un algoritmo de solución explícito en el tiempo que se adapta tanto a grandes desplazamientos como a rotaciones, y permite cálculos en el dominio del tiempo.

- La función gráfica permite la manipulación interactiva de objetos 3D. Esto permite una visualización instantánea de la representación 3D del modelo que se construye.

Adicionalmente, 3DEC posee un lenguaje de programación integrado; FISH. Mediante aquel lenguaje se pueden crear funciones para ampliar la utilidad de 3DEC (Itasca, 2013). Cabe señalar, además, que 3DEC es un programa controlado exclusivamente por comandos.

2.4.1. Mecánica de Uso

3DEC está diseñado principalmente para el análisis de proyectos de ingeniería de rocas, siendo ideal para estudiar posibles modos de falla directamente relacionados con la presencia de características discontinuas (Itasca, 2013). Además, cuenta con diversas funcionalidades que permiten ejecutar diferentes tipos de análisis, tales como análisis estático, dinámico, flujo de fluidos y térmicos, proporcionando así la facilidad de modelar diferentes escenarios en el estudio de estabilidad de taludes. A continuación, se describe la mecánica de uso general de 3DEC, para luego describir a grandes rasgos las distintas funcionalidades disponibles que podrían ser aplicables para la investigación en desarrollo.

Para la configuración adecuada de un modelo para efectuar una simulación mediante 3DEC, Itasca (2013) identifica tres componentes fundamentales que deben ser especificadas en un problema:

- Un modelo de elementos distintos que coincida con la geometría del problema

- Comportamiento constitutivo y propiedades del material

- Condiciones de borde y condiciones iniciales

El modelo de bloques define la geometría del problema. Tal como se menciona en la subsección anterior, los bloques en 3DEC pueden ser rígidos o deformables. Los bloques deformables pueden ser divididos en zonas tetraédricas de diferencias finitas por medio de un generador automático de zonas. También es posible variar la discretización en todo el modelo por medio de la implementación del comando **GENERATE**. De este modo, se puede prescribir una malla tetraédrica fina para bloques en la región de interés, y una malla más gruesa para bloques más alejados (Itasca, 2013).

En total 3DEC (versión 5.0) cuenta con 13 modelos materiales incorporados para representar el comportamiento de la roca intacta (bloques), los cuales se clasifican en tres grupos (Itasca, 2013):

(1) **Modelo nulo**: este modelo se utiliza para representar material que es removido o excavado.

(2) **Modelo elástico**: se incluyen tres modelos en este grupo; modelo elástico isotrópico, modelo elástico ortotrópico y modelo elástico transversalmente isótropo.

(3) **Modelo plástico**: nueve modelos se distinguen en este grupo; modelo Drucker-Prager, modelo Mohr-Coulomb, modelo junta ubicua (*ubiquitous-joint model*), modelo endurecimiento/ablandamiento de la deformación (*strain-hardening/softening model*), modelo bilineal de endurecimiento/ablandamiento de la deformación de juntas ubicuas (*bilinear strain-hardening/softening) ubiquitous-joint model*), modelo doble fluencia (*double-yield model*), modelo Cam-clay modificado, modelo Hoek-Brown y modelo Hoek-Brown modificado.

En tanto, las estructuras geológicas pueden ser incorporadas ya sea de forma individual, por medio del comando **JSET**, o a través de un generador automático de set de juntas, definido por medio de parámetros característicos: ángulo de inclinación (**dip**), dirección de inclinación (dip direction; **dd**), espaciamiento entre las juntas del set (**spacing**), número de juntas del set (**num**), persistencia (**persistence**) y ubicación espacial (**origin**). De este modo, se representan las estructuras geológicas (por ejemplo, fallas, discontinuidades, grietas, etc.) que componen el macizo rocoso fracturado modelado (Itasca, 2013).

3DEC dispone de dos modelos constitutivos para representar el comportamiento de las discontinuidades (Itasca, 2013):

(1) **Criterio de deslizamiento de Coulomb** (joint area contact – Coulomb slip): corresponde al modelo más aplicable para la mayoría de los estudios. El modelo simula el desplazamiento-debilitamiento de las discontinuidades por la pérdida de resistencia a la tracción y cohesión al inicio de la falla por corte o tensión. También se encuentra disponible una variación de este modelo que no incluye aquel debilitamiento de junta.

(2) **Modelo de fluencia continua** (continously yielding model): este modelo es un modelo más completo que simula un comportamiento de debilitamiento continuo.

El comportamiento constitutivo y las propiedades asociadas a los materiales, tanto de la roca intacta como de las discontinuidades, dictan el tipo de respuesta que el modelo mostrará en caso de efectuar alguna alteración (Itasca, 2013).

Por otra parte, las condiciones de borde y condiciones iniciales definen el estado in-situ del problema, es decir, las condiciones previas a la introducción de algún cambio o alteración al sistema (Itasca, 2013).

Las condiciones de borde corresponden a la prescripción de una restricción o condición controlada a lo largo de un borde del modelo. Los bordes se clasifican en dos categorías: bordes artificiales, los que no existen en la realidad, pero deben ser introducidos para efectos de la modelación (por ejemplo, bloques); y, los bordes reales, como por ejemplo la superficie del terreno (Itasca, 2013).

Las condiciones de borde mecánicas son de dos tipos principales; desplazamiento y esfuerzo prescritos (Itasca, 2013).

Por otro lado, las condiciones iniciales corresponden al estado de las variables del modelo (por ejemplo, esfuerzos) previo a cualquier cambio de carga o alteración (Itasca, 2013).

Luego de definir las condiciones antes descritas en 3DEC, se ejecuta una alteración, dependiendo del problema en cuestión, y se calcula la respuesta del modelo. Dado que 3DEC es un programa con un esquema de solución explícito en el tiempo de ejecución, la solución se alcanza luego de una serie de pasos computacionales. Aquel número de pasos es controlado manualmente por el usuario, en base al número de pasos requeridos para alcanzar la solución (Itasca, 2013).

2.4.2. Análisis Estático

El modelo 3DEC debe estar en un estado inicial de equilibrio de fuerzas antes de ejecutar las alteraciones necesarias, es decir, debe alcanzar un estado de equilibrio estático. La solución estática o cuasi-estática se alcanza en 3DEC cuando la tasa de cambio en la energía cinética en un modelo se aproxima a valores despreciables. Esto se consigue amortiguando las ecuaciones de movimiento. En la etapa de solución estática, el modelo estará ya sea en un estado de equilibrio de fuerzas o un estado de flujo constante si una porción (o la totalidad) del modelo es inestable (es decir, falla) bajo las condiciones de carga aplicadas. Este es el modo de cálculo por defecto en 3DEC, y puede ser invocado por medio de los comandos **DAMPING auto** o **DAMPING local**, que corresponden a algoritmos de amortiguamiento mecánico (Itasca, 2013).

Existen diversos indicadores que pueden ser utilizados para definir el estado estático de un modelo numérico. Los indicadores son los siguientes (Itasca, 2013).

- **Fuerzas desbalanceadas**: las fuerzas desbalanceadas indican cuando se alcanza un estado de equilibrio mecánico (o, en caso contrario, el inicio del deslizamiento o flujo plástico) en un análisis estático. Un modelo está en equilibrio exacto si el vector de fuerza nodal total en cada centroide de bloque o punto de malla (*gridpoint*) es cero, es decir, las fuerzas que actúan en un lado del elemento prácticamente equilibran las que actúan en el otro lado. El vector de la fuerza nodal máxima, o también denominado fuerza desbalanceada, es monitoreado en 3DEC. La fuerza desbalanceada máxima nunca alcanzara exactamente cero en un análisis numérico, en consecuencia, se considera que el modelo está en equilibrio cuando la fuerza desbalanceada máxima es pequeña comparada a las fuerzas representativas del problema. Para cuantificar aquello se utiliza un parámetro R (*ratio*, %) que corresponde a la razón entre la fuerza máxima desequilibrada y la fuerza interna representativa. De este modo, se define un valor para R que sea aceptable para indicar equilibrio, dependiendo del grado de precisión requerido. Un valor bajo de R no implica necesariamente un equilibrio, por lo que se deben analizar los otros indicadores. Si la fuerza desbalanceada se acerca a un valor constante distinto de cero, esto se traduce en que probablemente dentro del modelo se está produciendo deslizamiento de discontinuidades o falla.

- **Puntos de control**: se pueden seleccionar puntos de control en el modelo, que consisten en gridpoints que son seleccionados a partir de la especificación de coordenadas asociadas a algún punto clave a registrar, a los cuales se les realiza un seguimiento de alguna variable en particular (desplazamiento, velocidad o esfuerzo) durante la ejecución del modelo, rastreando aquella variable a través de historias,

que registran los valores de la variable en función de los pasos ejecutados. Si las historias de velocidad muestran trazas horizontales en sus etapas finales, se puede indicar que se alcanza un estado estacionario (*steady-state*). Si todas las velocidades convergen a valores cercanos a cero, entonces se ha producido el equilibrio absoluto, mientras que, si un historial ha convergido a un valor distinto de cero, entonces el bloque está cayendo o se está produciendo flujo plástico constante. En el caso de las historias de desplazamiento, se puede considerar que el equilibrio se obtiene cuando los desplazamientos convergen y se estabilizan en algún valor constante.

- **Indicadores de plasticidad**: por medio del comando **PLOT block colorby state** es posible visualizar aquellas zonas en las que los esfuerzos satisfacen el criterio de fluencia. Es importante señalar que el flujo plástico inicial a menudo ocurre al comienzo de una simulación, pero la redistribución de esfuerzos posterior descarga los elementos en fluencia, transformándolos en elementos 'cedidos en el pasado (yielded in past)'. Solo los elementos que fluyen activamente ('at yield surface') son relevantes para la detección de un mecanismo de falla. Se indica un mecanismo de falla si hay una línea contigua de zonas plásticas activas que unen dos superficies. Para verificar esta conclusión se debe analizar el gráfico de velocidad.

A continuación, se puede observar un procedimiento de solución general para un análisis estático explícito mediante 3DEC.

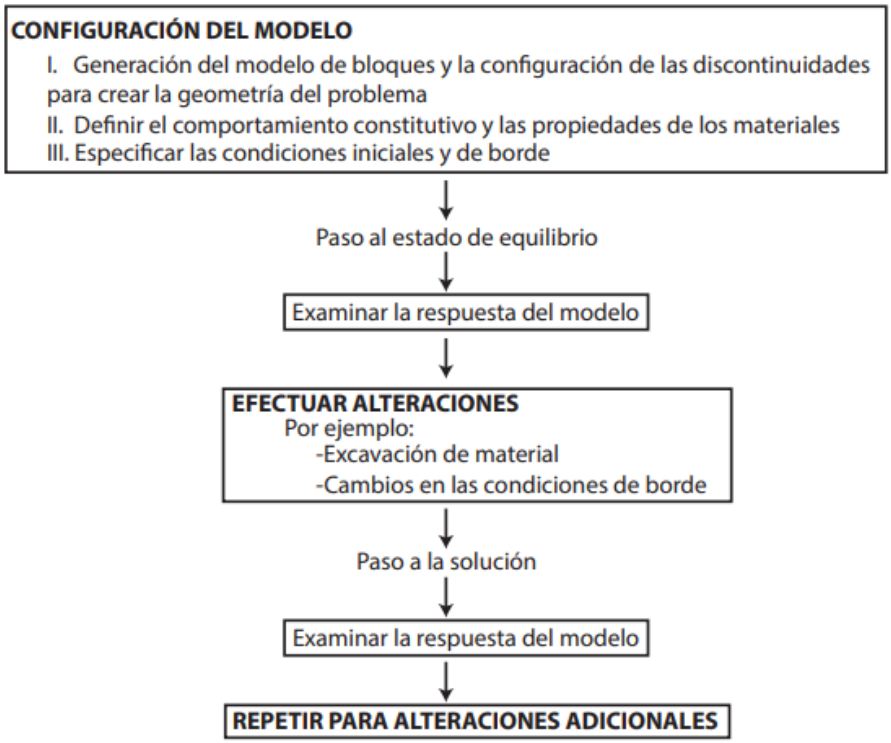


Figura 9. Procedimiento de solución general para análisis estático mediante 3DEC. Itasca (2013). Extraído de Vejar (2016).

2.4.3. Análisis de Agua

La presión de fluido en roca o suelo reduce la tensión efectiva, lo que aumenta la probabilidad de falla, ya sea por deslizamiento de las discontinuidades o por flujo plástico de material sólido. Por lo tanto, es de vital importancia poder considerar el efecto del fluido en los análisis de estabilidad mecánica. Es por ello que 3DEC ofrece un conjunto integral de capacidades para modelar el flujo de fluidos y el efecto de las presiones de los fluidos en la roca/suelo (Itasca, 2017).

3DEC ofrece diferentes niveles de sofisticación para la modelación de fluidos. La opción más simplificada para el análisis de fluido es la especificación de la presión de poros en todas las partes del modelo, las cuales son utilizadas para calcular las tensiones efectivas. Las tensiones efectivas se utilizan luego en los cálculos para determinar si hay falla del material sólido o deslizamiento en las juntas (Itasca, 2017).

Asimismo, también se puede especificar un nivel freático, ya sea como un plano simple o una geometría de superficie importada, y las presiones intersticiales se calculan de forma automática en el centroide de cada zona en función de la profundidad por debajo del nivel freático, la densidad de agua y la gravedad. De forma semejante a la opción anterior, las presiones intersticiales se utilizan luego para calcular las tensiones efectivas en las zonas. Aquellas tensiones efectivas se emplean para comprobar si se ha excedido la resistencia del material (Itasca, 2013).

Ambas opciones antes descritas permiten efectuar un análisis simplificado de fluido, aplicable en situaciones en las que no se pretende modelar el flujo de fluidos en absoluto, o bien cuando no se desea lidiar con la complejidad de modelar el flujo de fluidos a través de las discontinuidades (Itasca, 2013). Es importante enfatizar, además, que al aplicar las opciones de análisis antes planteadas no se representa flujo de agua alguno, es decir, corresponde a un flujo en estado estacionario.

Otra opción de análisis más sofisticado es la simulación de flujo de fluidos a través de las juntas. Los cálculos están completamente acoplados, de modo que los cambios de presión pueden causar desplazamientos del sólido (Itasca, 2013). Mediante esta opción de análisis el flujo de fluido se calcula en función de las propiedades específicas del material y las condiciones de contorno del fluido (presión o descarga). El cálculo del caudal de fluido se puede realizar solo (desacoplado) o acoplado a cálculos mecánicos. Los cálculos de flujo de fluidos se pueden realizar en las juntas, y en versiones más actuales de 3DEC (superiores a la versión 5.0) también se pueden realizar en el material de la matriz, es decir, en los bloques entre las juntas (Itasca, 2017).

Capítulo 3

Evento Villa Santa Lucía

3.1. Ubicación Villa Santa Lucía

La zona de estudio corresponde a la Villa Santa Lucía (43,413°S – 72,367°O), emplazada en la comuna de Chaitén, provincia de Palena, Región de Los Lagos, Chile (Figura 10). Se ubica sobre un valle de origen tectónico a 200 m s.n.m. aproximadamente, al suroeste del Lago Yelcho y a 77 km al sur de Chaitén (Sernageomin, 2011). Esta pequeña localidad alcanza una extensión de 1,68 km^2 aproximadamente y posee una población de 275 habitantes, de acuerdo al Censo efectuado el año 2017 (INE, 2019).

La Villa Santa Lucía se ubica en la intersección de la ruta 7 (Carretera Austral), carretera de dirección norte-sur que recorre la Patagonia Chilena conectando la Región de Los Lagos con la Región de Aysén y la ruta CH-235, que conecta hacia las comunas de Futaleufú y Palena (Sernageomin, 2018).

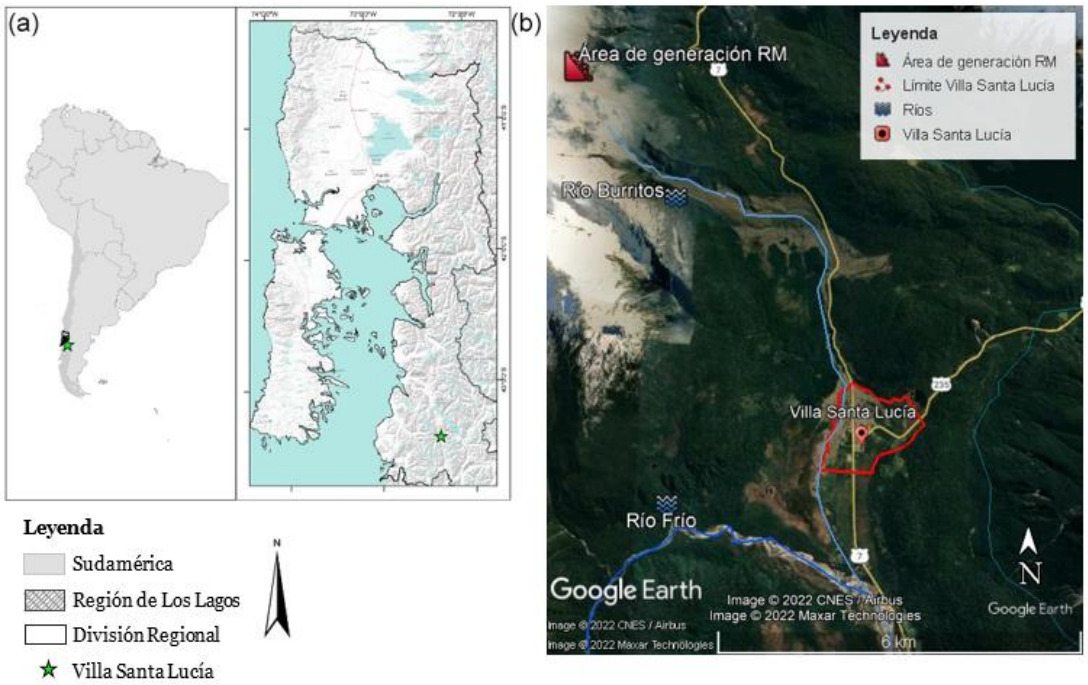


Figura 10. a) Área de Estudio referida a América del Sur y Región de Los Lagos. Fuente: (Modificado) Somos Valenzuela et al., 2020; b) Ubicación Villa Santa Lucía referida al área de generación del deslizamiento del 16.12.2017. Fuente: Google Earth, Elaboración propia.

La red de drenaje se compone por ríos que descienden de la vertiente occidental del valle, en dirección Este, tal como el Río Burritos y el Río Frío, los cuales al alcanzar el valle principal continúan en una dirección sur. El Río Burritos nace en el Cordón Yelcho y recorre la planicie aluvial de la Villa Santa Lucía de norte a sur en un tramo de 3 km, hasta desembocar al Río Frío, el cual por su parte se extiende hacia el sur por 60 km hasta confluir con el Río Palena, el que posteriormente continúa su curso hacia el oeste. Otros cursos de agua, de la vertiente oriental del valle, descienden hacia el este en dirección del Lago Yelcho, como por ejemplo el Río Roberto (Quiroz et al., 2018; Sernageomin, 2011; Sernageomin, 2018).

3.2. Marco Geológico/Geomorfológico

Los rasgos geomorfológicos que caracterizan al valle tectónico-glacial de la Villa Santa Lucía están asociados principalmente a los procesos glaciales que lo han labrado y esculpido, por efecto de la erosión. Esta actividad glacial ha quedado en evidencia por afloramientos rocosos de la zona que exhiben un intenso pulido glacial, así como también por la presencia de ríos subglaciales, lagos subglaciales, valles en forma de "U" (forma característica que adquieren los valles glaciales) y glaciares cubiertos de detritos que exhiben sedimentos finos y gruesos, que contienen núcleos de hielo en su parte frontal (Duhart et al., 2019).

Además de la intensa modelación glacial que actuó sobre el valle, primordialmente durante la última glaciación del Pleistoceno, también fue sometido a una fuerte actividad volcánica durante el pleistoceno o terciario superior y el pleistoceno o cuaternario inferior (Oyarzún, 2019).

Por efecto de diversos procesos geológicos (erosión, transporte y sedimentación) que han actuado en el valle cordillerano, este ha sido rellenado por sedimentos de origen volcánico, glacial, fluvial y aluvial (Duhart et al., 2018), predominando en particular estos últimos.

Otra característica distintiva de la Villa Santa Lucía es que se encuentra flanqueada por cordones montañosos de naturaleza volcánica, asociados al 'Complejo Volcánico del Cordón Yelcho' (Figura 11), el cual se encuentra cubierto por glaciares. Dicho cordón alcanza una extensión de 15 km y posee una orientación NO-SE, situándose entre las latitudes 43,26°-43,37°S y longitudes 72,33°-72,55°O. La montaña Cordón Yelcho tiene una altitud promedio de 2.100 m s.n.m. y presenta, en general, pendientes escarpadas que forman valles radiales con paredes casi verticales (Sernageomin, 2008; Sernageomin, 2018).

La característica geológica estructural más relevante del área corresponde a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), ubicándose la Villa Santa Lucía sobre su traza principal. El Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui corresponde a una falla activa, con orientación Norte-Sur y una cinemática transcurrente dextral (Cembrano et al., 1996). Esta falla activa estuvo relacionada a una actividad sísmica en el Fiordo de Aysén el 21 de abril de 2007, lo que desencadenó un deslizamiento de roca en Punta Cola y un posterior tsunami. En consecuencia, la localidad es propensa a experimentar movimientos sísmicos, dada su ubicación sobre la traza de una falla activa sismogénica, los que eventualmente podrían ocasionar nuevas remociones en masa en la zona (Sernageomin, 2008).

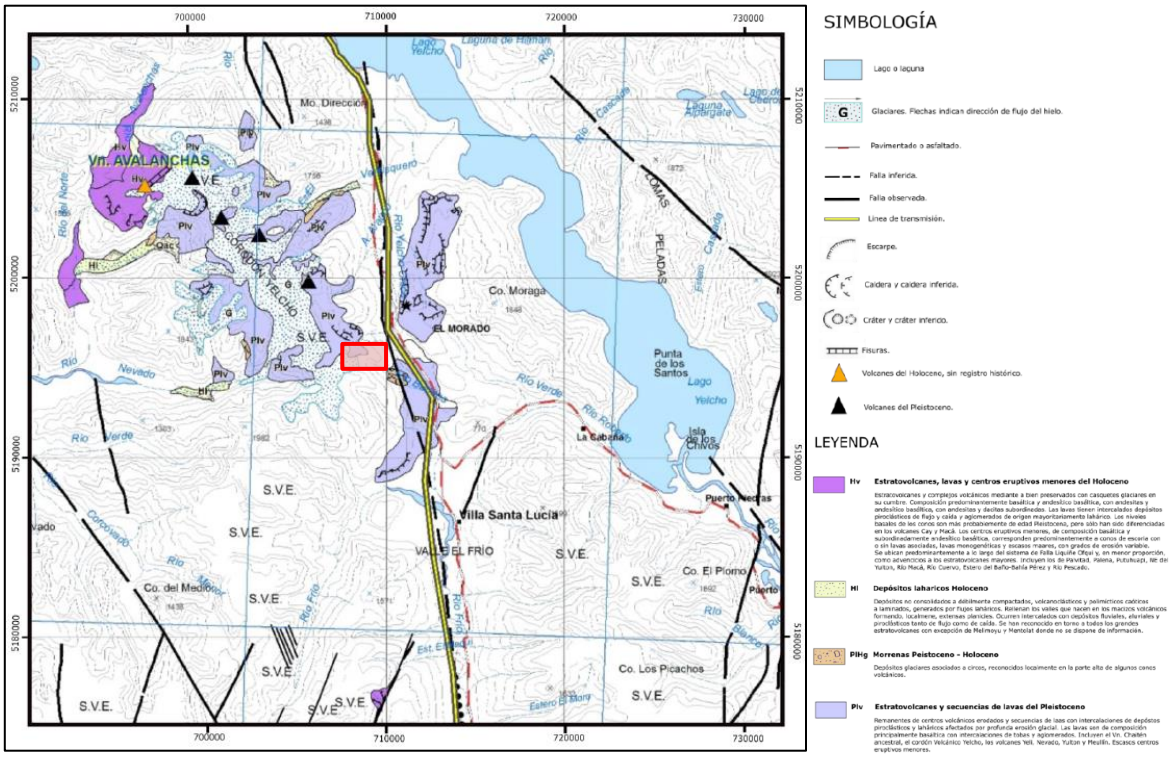


Figura 11. Mapa fotogeológico del Complejo Volcánico del Cordón Yelcho mostrando su disposición noroeste-sureste. Área de estudio se esquematiza en rectángulo rojo. Fuente: Sernageomin, 2018.

Respecto a la geología del área de la Villa Santa Lucía, esta se compone por rocas metamórficas, graníticas, volcánicas y sedimentarias limitadas (Duhart et al., 2019). Las rocas más antiguas del sector corresponden a anfibolitas y esquistos micáceos asociados al Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal de edad Paleozoica (PzTrbmc), sobre las cuales se disponen rocas volcánicas del Jurásico y volcano-sedimentarias del Cretácico (JKvs) (Sernageomin, 2003; Duhart et al., 2018). En tanto, el basamento intrusivo consiste, principalmente, de tonalitas miocenas (Mt), tonalitas cretácicas (Kt), granitos cretácicos (Kg) y dioritas del Mioceno (Md), unidades que constituyen parte del Batolito

Nor-Patagónico. Sobre los granitoides, se dispone una unidad sedimentaria de origen lacustre, denominada Formación La Silla (OlMvsb), la cual a su vez son cubiertas por rocas volcánicas de composición andesítica-dacítica del Complejo Volcánico Cordón Yelcho, localmente datadas en 1,2 Ma (Sernageomin, 2003; Duhart et al., 2018).

El área de generación del deslizamiento corresponde a una cadena volcánica del Pleistoceno Medio a Superior; 'Complejo Volcánico del Cordón Yelcho'. Estas rocas corresponden, principalmente, a tobas de lapilli y bloques andesíticas a dacíticas, las cuales presentan una intensa alteración hidrotermal pervasiva (Sernageomin, 2018; Duhart et al., 2019). Los niveles volcánicos se disponen de manera subhorizontal y exhiben fracturas subverticales marcadas. Estas rocas volcánicas estratificadas se superponen a un intrusivo tonalítico de anfibol y biotita, el cual es cortado por diques basálticos de ancho métrico de orientación preferencial EO y tendencia subvertical (Sernageomin, 2018).

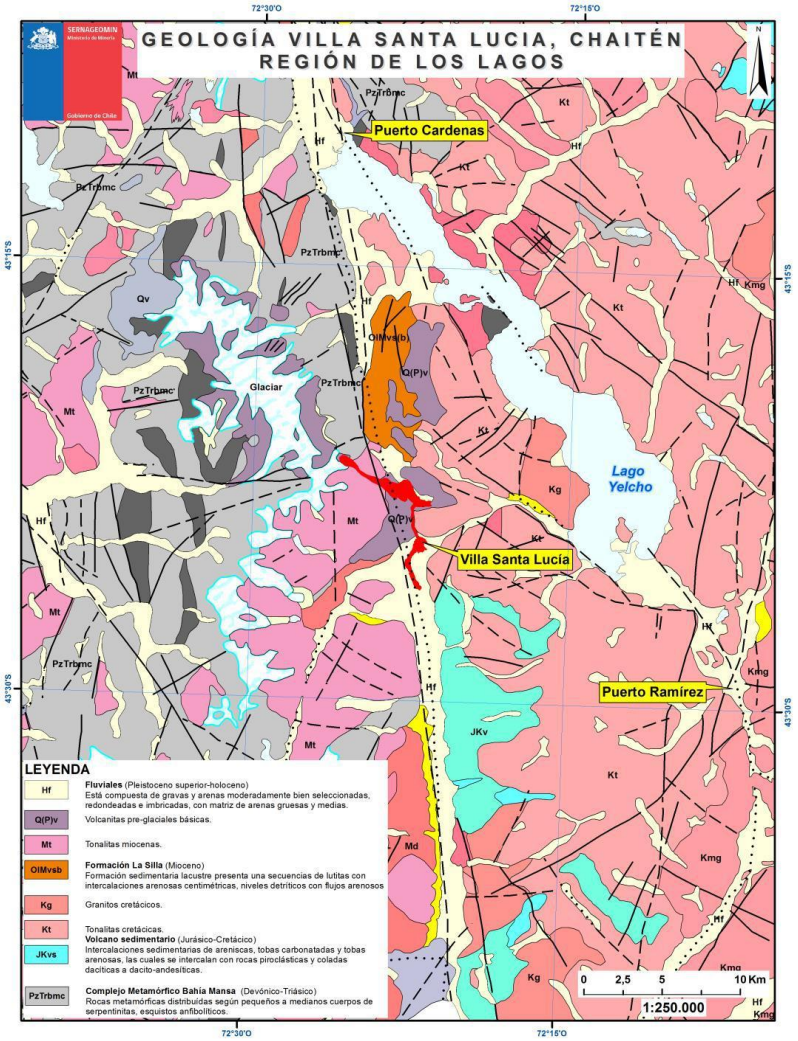


Figura 12. Mapa geológico regional (Sernageomin-BRGM, 1995) del área de Villa Santa Lucía y alrededores. En rojo se representa el área afectada por flujo de detritos del 16.12.17. Fuente: Sernageomin, 2018.

3.3. Marco Glaciológico

En la cuenca del Río Frío, se han identificado 237 glaciares, de acuerdo con el inventario nacional de glaciares (DGA, 2015), esto a partir de análisis de imágenes satelitales del año 2000. En particular, en la cabecera del Río Burritos, lugar de origen del deslizamiento de la Villa Santa Lucía (2017), se ubica un glaciar asociado al Glaciar Yelcho, inventariado por la DGA como CL111023182 (Figura 13, derecha), el cual estuvo involucrado en aquel evento. Este glaciar es clasificado como glaciar de montaña y se ubica entre los 1100 y 1700 m s.n.m. aproximadamente (Rivera, 2017).

Entre los años 1985 y 2011 los glaciares Norpatagónicos experimentaron una reducción del 25% del área glaciar, equivalente a 293 km^2. Aquello afectó de forma significativa al Cordón Yelcho. Particularmente, el glaciar CL111023182, presentó una reducción de área de un 35% de su parte descubierta entre los años 1986 y 2017, alcanzado para aquella fecha (2017) una superficie de glaciar descubierto de 1,66 km^2 y de glaciar cubierto de 0,23 km^2 (Rivera, 2017).

Por otra parte, en cuanto al retroceso experimentado en el valle del Río Burritos en tiempo geológico, se ha estimado que se han producido retrocesos frontales de aproximadamente 3 km desde el Último Máximo Glaciar Holocénico y cerca de 1,5 km desde la Pequeña Edad del Hielo (Figura 13, izquierda) hace aproximadamente 150 años (Rivera, 2017).

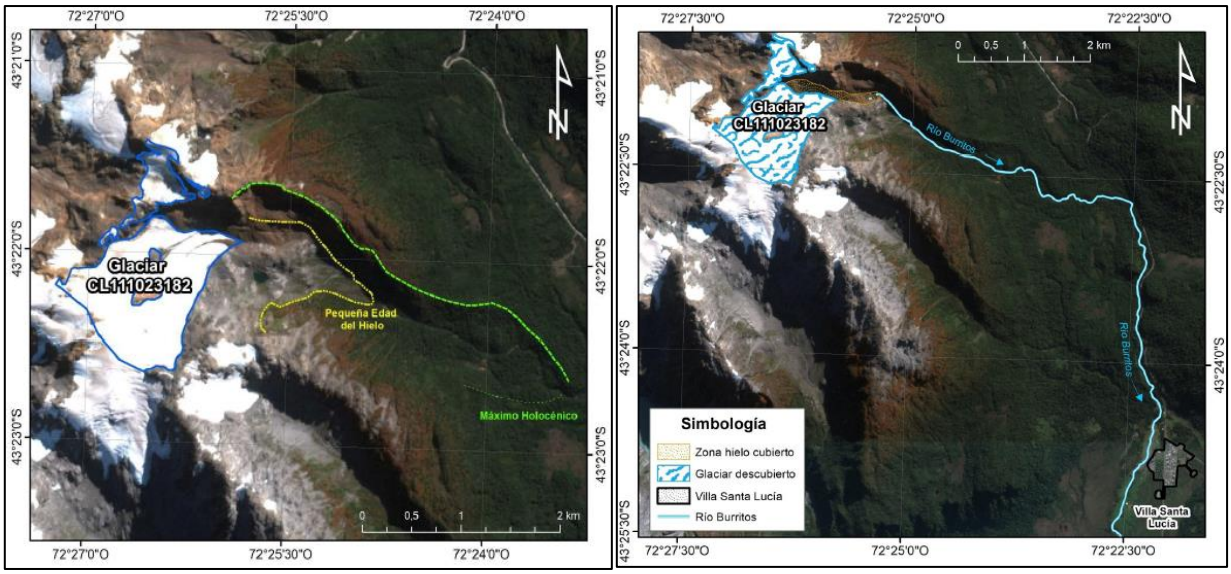


Figura 13. Izquierda: Variaciones glaciales en el valle del Río Burritos; derecha: Ubicación del Glaciar CL111023182 en la parte alta de la cuenca del Río Burritos y de la Villa Santa Lucía (Imagen Satelital 16.04.17). Fuente: Rivera, 2017.

3.4. Descripción y Características del Evento

El día 16 de diciembre de 2017 la localidad de Villa Santa Lucía fue afectada por una remoción en masa. Específicamente a las 9:03 am (hora local) se generó un deslizamiento de rocas en la cabecera del valle del Río Burritos (Figura 14, izquierda superior). La ladera afectada por dicho deslizamiento impactó un glaciar cubierto en retroceso (CL111023182), lo que a su vez derivó, posteriormente, a un flujo de detritos y lodos asociados. Aquel flujo impactó sobre la Villa Santa Lucía, causando graves consecuencias y pérdidas, tal como el lamentable fallecimiento de 22 habitantes y la destrucción del 50% del área urbana (Figura 14, izquierda inferior). Sumado a lo anterior, también fueron afectados tramos de la ruta 7 y 235, cubriendo 3 km y 400 m aproximadamente, respectivamente, dejando desconectadas a las comunas de Palena y Futaleufú de Chaitén por casi 3 meses (Duhart et al., 2019; Fernandez et al., 2018; Sernageomin, 2011; Sernageomin, 2018).

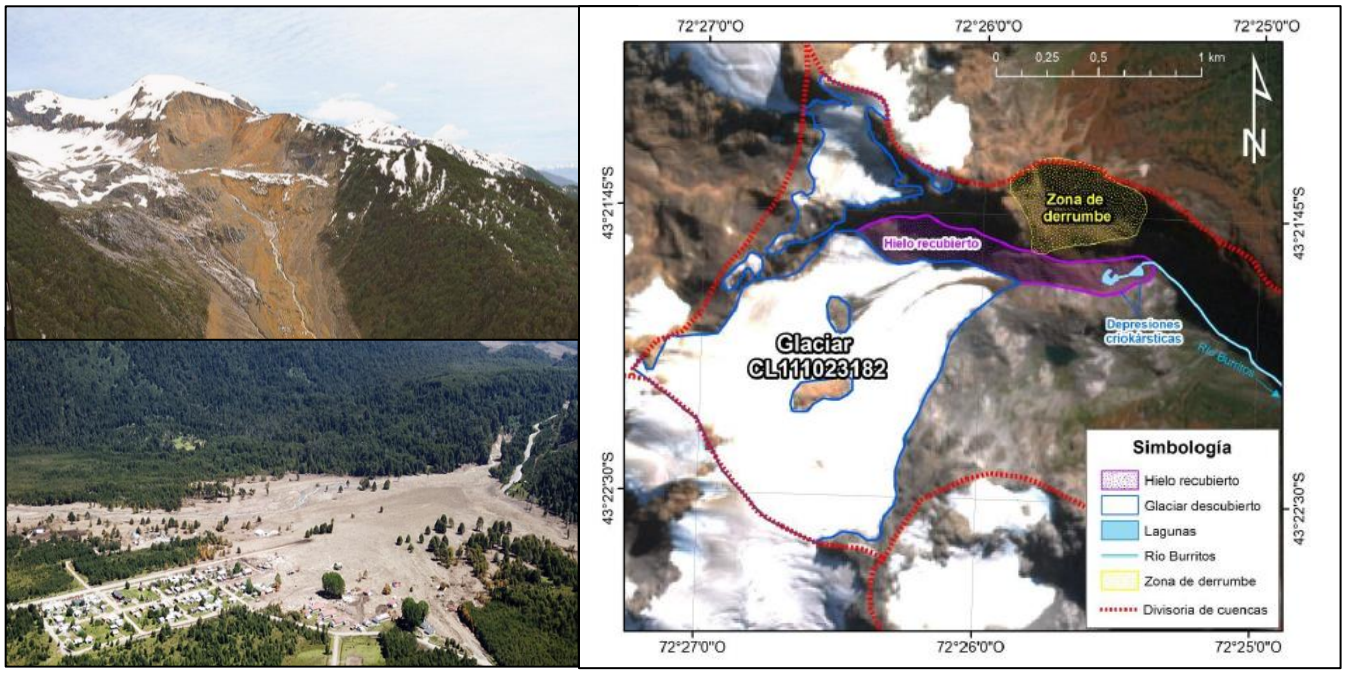


Figura 14. Izquierda superior, Deslizamiento Villa Santa Lucía. Fuente: Subsecretaría del Interior, 2017; Izquierda inferior, Impacto del aluvión sobre la Villa Santa Lucía. Fuente: Sernageomin, 2018; Derecha, Caracterización morfológica del área afectada por la remoción en masa, condición previa al deslizamiento. Fuente: Rivera, 2017.

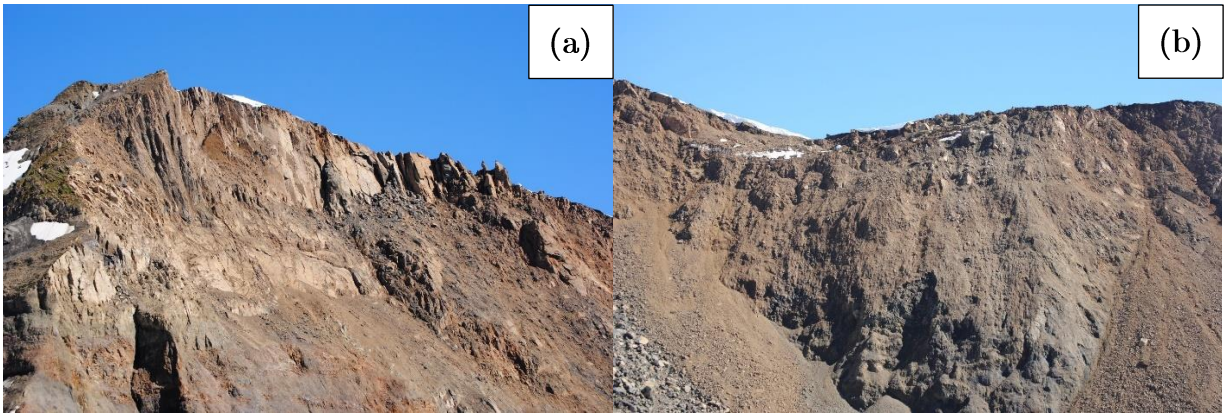
Figura 15. Topografía previa al deslizamiento (2006). En rojo se esquematiza el escarpe actual del deslizamiento. Fuente: Google Earth, Elaboración propia.

Figura 16. Topografía posterior al deslizamiento (2017). Fuente: Google Earth, Elaboración Propia.

Sernageomin (2018) estimó que el volumen movilizado por la remoción en masa fue de 7,2 Mm^3, lo que incluye sedimentos, agua, hielo y cobertura vegetal. De aquel volumen, 2 Mm^3 conforman el abanico aluvial que se depositó sobre la Villa Santa Lucía y que cubrió una superficie de 900.100 m^2. Expresando estos valores de una manera más tangible, se puede relacionar el total del volumen movilizado al volumen de 13 edificios Costanera Center, o de forma equivalente, a 11 Estadios Nacionales. Asimismo, el volumen depositado sobre la Villa se puede asociar a 4 Costaneras Center o, equivalentemente, a 3 Estadios Nacionales.

Por otra parte, también se estimó la velocidad media del flujo en el cañón norte-sur del Río Burritos en 72 km/hora (Fernandez et al., 2018), aunque el impacto inicial fue mayor debido a que árboles fueron arrancados a lo largo de las paredes del valle (Duhart et al., 2019). La velocidad estimada concuerda, además, con los testimonios de pobladores que vivenciaron el aluvión.

El área de generación del deslizamiento, tal como se señala previamente, corresponde a la cabecera del Río Burritos, emplazándose en altitudes que oscilan entre los 1.000 a 1.400 m s.n.m. Su escarpe principal, situado en la ladera subvertical noroeste, posee una diferencia de cota de 350 m aproximadamente, una longitud de 800 m de largo y 520 m de ancho, cubriendo un área estimada de 0,44 km^2 (Figura 17, c). Las pendientes medias más altas de la ladera norte oscilan entre 77° y 81° (Duhart et al., 2019; Mella et al., 2018; Sepúlveda et al., 2018). La ladera afectada está asociada a rocas volcánicas del Complejo Volcánico Cordón Yelcho con fracturas subverticales (Figura 17, a), y con presencia de bloques colgantes inestables y grietas (Figura 17, b), además de bloques con núcleos de hielo y lagos glaciares (Duhart et al., 2018; Sepúlveda et al., 2018).



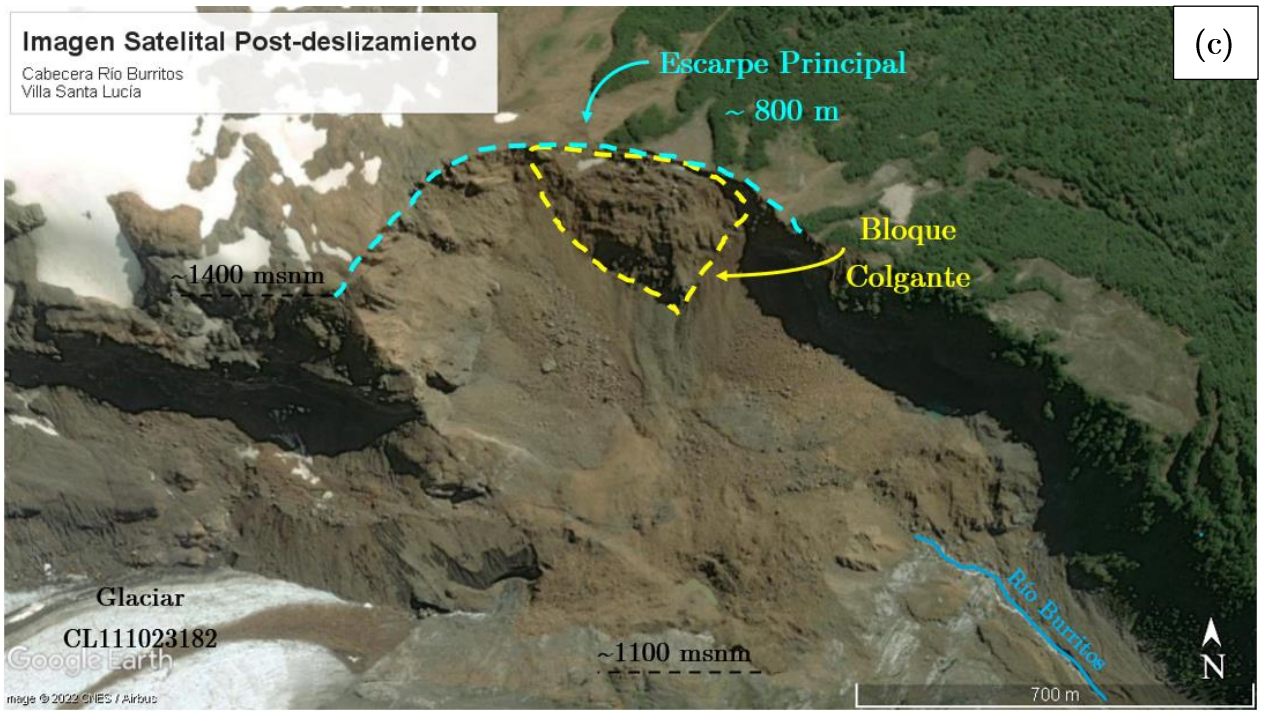


Figura 17. a) Vista lateral del escarpe principal con fracturamiento subvertical. Fuente: Sernageomin; b) Vista frontal bloque colgante. Fuente: Sernageomin; c) Esquema configuración post deslizamiento de la ladera. Fuente: Google Earth, Elaboración Propia.

Tras el impacto del deslizamiento de rocas sobre el glaciar cubierto, el flujo de lodo y detritos se desplazó una distancia aproximada de 8,6 km desde su origen hasta el pie del abanico en Villa Santa Lucía, erosionando profundamente las paredes del valle del Río Burritos (Duhart et al., 2018; Duhart et al., 2019; Sernageomin, 2018). La longitud total recorrida por el flujo de detritos es de 12 km, desde el área de generación hasta la confluencia del río Burritos con el río Frío, distinguiéndose 6 tramos, que se describen a continuación en orden descendente de acuerdo con su elevación (Sernageomin, 2018).

1) Área de generación, escarpe de remoción en masa: tal como el nombre lo indica, corresponde al área de generación del deslizamiento, es decir, las nacientes del Río Burritos, cuyas características principales fueron descritas anteriormente.

2) Flujo canalizado: corresponde al segmento superior del área de piedemonte, inmediatamente bajo el área de generación de la remoción en masa, donde el flujo recorre una distancia de 2 km en forma canalizada, descendiendo desde una altura de 1.000 a 600 m s.n.m y alcanzando una altura de ola de 20 m.

3) Flujo no canalizado, primer depósito de abanico: corresponde al piedemonte, donde se genera un primer depósito de abanico producto de una disminución de

la pendiente, descendiendo desde los 600 a 380 m s.n.m. en un trayecto de 2,3 km, y cubriendo un área de 274 hectáreas.

4) Flujo canalizado por el río Burritos, dirección norte-sur: el flujo desciende en forma canalizada por el cauce del río Burritos desde los 380 a los 250 m s.n.m., en un trayecto de 2 km de longitud.

5) Depósito en abanico sobre Villa Santa Lucía: el flujo pierde confinamiento y se expande con una distribución radial en dirección sureste-suroeste por una longitud de 600 a 1.000 m sobre la Villa Santa Lucía. La potencia del abanico aluvial es de 1 a 5 m.

6) Inundación en sector inferior de la cuenca del río Burritos: se genera inundación de terrenos hacia el este por migración del río, esto producto de la formación de una empalizada que lo represa.

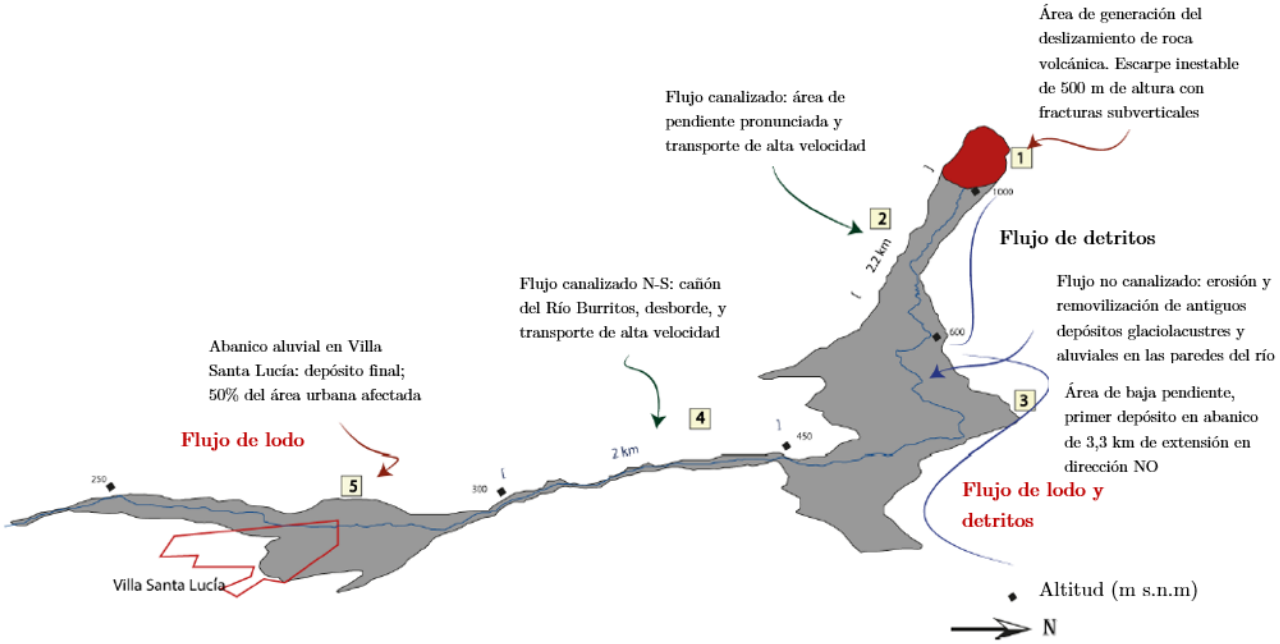


Figura 18. Esquema trayectoria del flujo y detalles de los 5 tramos claves. Fuente: (Modificado) Somos Valenzuela et al., 2020.

3.5. Factores Condicionantes y Desencadenantes

El deslizamiento de la Villa Santa Lucía se generó por una conjugación de diversos factores, tanto condicionantes como desencadenantes. A continuación, se describen los principales identificados en la literatura.

Factores Condicionantes

1) **Pendientes Escarpadas:** tal como se señaló previamente, uno de los rasgos morfológicos principales que destacan al Cordón Yelcho corresponden a sus pendientes escarpadas. En particular, la zona de generación del deslizamiento posee pendientes entre 70° a 80°, lo que favorece la ocurrencia de los procesos de remoción en masa.

2) **Debilidad del Macizo Rocoso:** de forma local, se ha detectado un intenso fracturamiento subvertical, grietas abiertas y un alto grado de alteración hidrotermal argílica (asociada a la circulación de fluidos termales) en el macizo rocoso (Sernageomin, 2018), lo que se traduce en una degradación de su resistencia.

3) **Retroceso Glaciar:** otro factor de gran influencia en la desestabilización de las laderas del valle corresponde al retroceso glaciar que ha experimentado el Glaciar Cordón Yelcho. Este proceso de deglaciación deja descubiertos sectores rocosos y morrenas que adquieran una condición inestable tras perder el sustento del hielo.

4) **Disponibilidad de Material de Transporte:** el área sobre la que impactó la ladera afectada por el deslizamiento poseía una abundante disponibilidad de material para ser transportado, tanto de sedimento, asociado a detritos de remociones anteriores que afectaron la zona, así como también de agua, proveniente de lago glacial y del derretimiento del glaciar en retroceso (Sernageomin, 2018). Estas condiciones posibilitaron en parte la generación del flujo que impactó a la Villa.

5) **Alta Porosidad del Suelo:** de acuerdo con el estudio realizado por Oyarzún (2019) en la zona, el suelo del sector se caracteriza por una alta porosidad, propiedad que le permite almacenar una alta cantidad de agua y permanecer constantemente saturado, lo que implica un sistema en equilibrio inestable, puesto que frente a esfuerzos de corte es capaz de fluir.

6) **Erupción del Volcán Chaitén:** la erupción volcánica del Volcán Chaitén que afectó a la comuna en el año 2008 depositó una alta cantidad de cenizas en las

zonas aledañas, proporcionando material extra que bloquea los cauces de ríos y esteros (Galilea, 2020).

Factores Desencadenantes

En cuanto a los factores desencadenantes que gatillaron el deslizamiento y flujo de detritos y lodos asociado, se distinguen primordialmente dos factores que actuaron de forma conjugada;

1) **Elevada Isoterma 0°C:** la isoterma de 0°C, relacionada a la menor altura medida respecto al nivel medio del mar a la que la temperatura del aire alcanza el punto de congelamiento 0°C (Rivera, 2017), se ubicó a 2.771 m s.n.m. en la Villa Santa Lucía, lo que implica que en el área en estudio sólo se registraron precipitaciones líquidas en los días previos a la avalancha, incluso sobre los glaciares del Cordón Yelcho (Sernageomin, 2018).

2) **Evento Hidrometeorológico de Precipitaciones Intensas:** entre los días 15 y 16 de diciembre de 2017, se registraron precipitaciones intensas, alcanzando una precipitación acumulada total de 122,8 mm en las 24 horas previas al deslizamiento, superando el 99% de eventos históricos de precipitación en la zona. Dicho evento hidrometeorológico fue más cálido de lo normal, precedido por un periodo de dos semanas de altas temperaturas (Rivera, 2017; Sernageomin, 2018). Este evento de precipitaciones constituyó una condición de saturación de los suelos y propició condiciones para la ocurrencia de remociones en masa.

Cabe resaltar, adicionalmente, que los factores desencadenantes antes descritos son atribuidos a su vez al cambio climático y al fenómeno del Niño (Galilea, 2020; Sernageomin, 2018).

3.6. Visita a Terreno

Con el propósito de hacer un reconocimiento geológico de la zona afectada por el deslizamiento en estudio, se realiza una visita a terreno que se extiende entre los días 11 y 18 de diciembre del 2021. Entre los días 13 y 15 de diciembre se desarrolla el trabajo de campo, mientras que los otros días son destinados exclusivamente a traslado.

El objetivo principal de esta visita es recopilar información significativa para incorporar en la modelación numérica del deslizamiento de Villa Santa Lucía, de modo de efectuar una modelación geológica-geotécnica representativa de las características detectadas en terreno.

El trabajo de reconocimiento se efectúa mediante sobrevuelos del sector de generación de la remoción en masa, así como también por vía terrestre a la zona de depositación del flujo de detritos, es decir, a la Villa Santa Lucía propiamente tal.

Durante el primer día de trabajo, 13 de diciembre, se realiza un recorrido vía terrestre a la zona afectada por el flujo de barro y detritos, para observar las condiciones actuales de la villa.

En tanto, el día 14 de diciembre se realiza un sobrevuelo a la zona asociada al área de generación del deslizamiento, vale decir, a la cabecera del Río Burritos. Así, es posible acceder a la zona aledaña al deslizamiento, cercano al pie del escarpe, y extraer colpas relacionadas a los dos principales materiales geológicos detectados en el sector, correspondientes a Toba y Tonalita. Adicionalmente, se caracterizan los materiales rocosos presentes en la zona de escarpe, fundamentalmente en base a la estimación del índice geológico de resistencia (GSI) y de la resistencia a compresión simple de las rocas. El GSI se estima de forma observacional de acuerdo con las características de la estructura y de la superficie expuesta. Por otro lado, la resistencia se estima mediante el martillo geológico, tomando en cuenta bloques rocosos depositados a los pies del escarpe, asociados al proceso de remoción en estudio.

Se realiza un segundo sobrevuelo a la zona del deslizamiento el día 15 de diciembre, con la finalidad de lograr acceder a la zona superior del deslizamiento y, así, poder caracterizar las discontinuidades existentes, sin embargo, dadas las condiciones de terreno, no es posible efectuar un aterrizaje en la zona del escarpe. En consecuencia, las características estructurales no se logran medir de forma directa.

La Tabla 3 resume el grado de resistencia asociado a cada litología, mientras que la Figura 19 esquematiza los rangos de GSI estimados para la zona del escarpe. En Anexo A se pueden encontrar fotografías de la visita a terreno con las observaciones más relevantes.

Tabla 3. Estimación resistencia a la compresión uniaxial de ambas unidades geológicas, mediante martillo geológico.

UG	**Grado**	**Descripción**	**Rango aproximado de resistencia a la compresión uniaxial [MPa]**
Toba	R3	Roca medianamente fuerte	25-50
Tonalita	R5	Roca muy fuerte	100-250

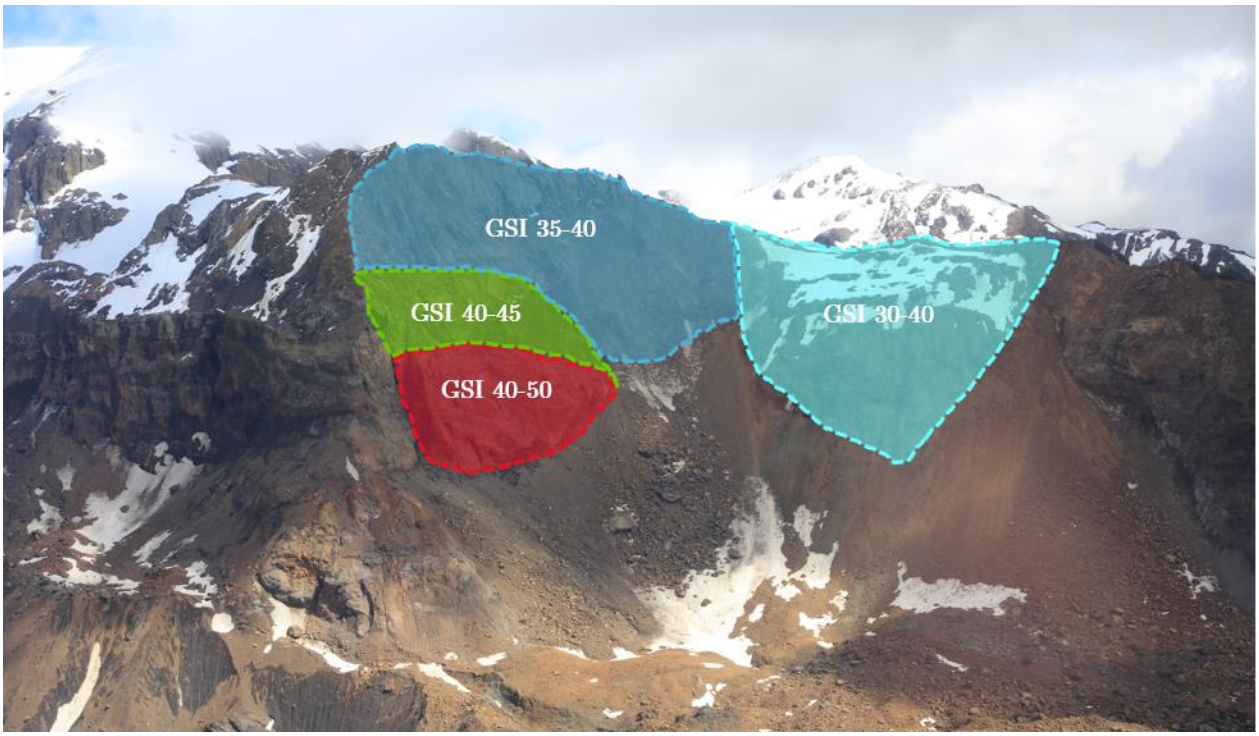


Figura 19. Esquematización de distribución de valores GSI en el escarpe del deslizamiento, de acuerdo con observaciones de campo.

Capítulo 4

Modelamiento en 3DEC

El presente capítulo describe el proceso de modelamiento del deslizamiento de Villa Santa Lucía a través de 3DEC. Se detallan las principales consideraciones y suposiciones adoptadas para la construcción de cada uno de los escenarios analizados.

Para el desarrollo de los modelos siguientes es necesario ejecutar de forma previa diversos ejercicios de validación, cuyo objetivo es constatar un adecuado empleo e implementación de modelos mediante el software 3DEC. Estos ejercicios se exponen en Anexo B.

4.1. Configuración Topográfica y Geométrica

Una vez validado un correcto uso del software 3DEC, por medio de los diferentes ejercicios de validación ejecutados (ver Anexo B), se procede a desarrollar el modelo 3D del deslizamiento de la Villa Santa Lucía. La primera etapa de construcción del modelo corresponde a la creación de la topografía asociada a la zona de estudio, en consecuencia, es necesario definir previamente el área que se pretende modelar. En este caso en particular se opta por una zona de estudio rectangular de dimensiones 1500 [m] x 3000 [m] (ver Figura 20), abarcando principalmente la zona de origen del deslizamiento dentro del modelo, es decir, la cabecera del Río Burritos.

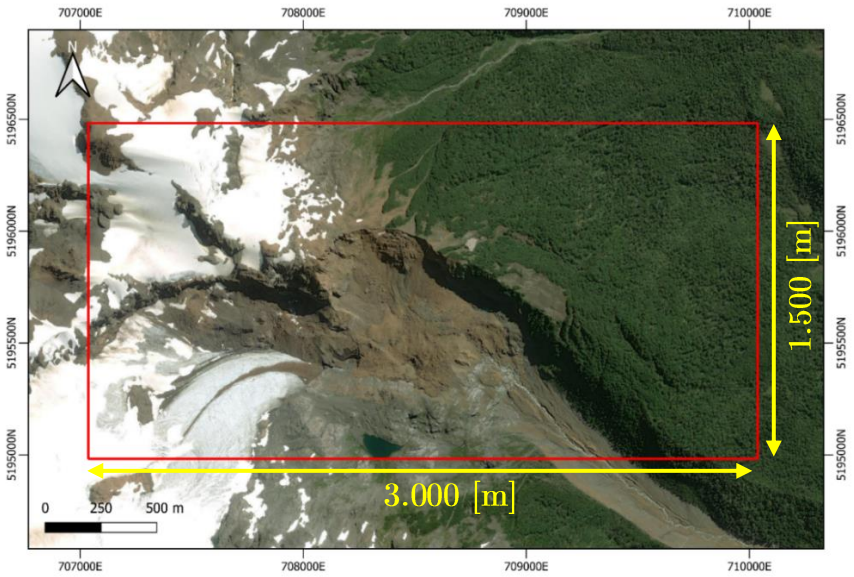


Figura 20. Área de estudio a considerar para la creación del modelo 3D.

4.1.1. Construcción Topografía

La topografía se construye tomando como base un Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés) que permite derivar las cotas de los puntos seleccionados dentro del área de estudio. En particular, para la reconstrucción de la topografía previa al deslizamiento de Villa Santa Lucía se emplea un DEM asociado al Satélite Alos Palsar del año 2011 de 30 [m] de resolución, que corresponde a exactamente el mismo Modelo Digital de Elevación empleado por Burgos (2022) para la construcción de sus modelos UDEC. Por otra parte, también se dispone de otro DEM asociado a la topografía posterior al evento, proporcionado por MAPTEK - Sernageomin (2018), cuya resolución es de 1 [m], sin embargo, no cubre la extensión completa de la zona de estudio, por lo que se debe complementar con el DEM pre-deslizamiento para generar la topografía posterior. Dicha topografía se toma exclusivamente como referencia para definir el cambio generado en la configuración topográfica del área de estudio tras el evento de remoción en masa.

La construcción de la topografía en 3DEC involucra el uso de tres softwares primordialmente; QGIS, Civil 3D y 3DEC (versión 5.0). A continuación, se describe a grandes rasgos la metodología empleada para la elaboración de la geometría en 3DEC. En la sección Anexo C.1 se incluye una descripción más detallada de este procedimiento.

<u>Etapa 1: Trabajo en QGIS</u>

Los Modelos Digitales de Elevación antes descritos se trabajan a través del software QGIS con la finalidad de extraer las coordenadas de cada uno de los puntos asociados a los pixeles del DEM abarcados dentro del área de estudio. Los pasos siguientes sintetizan el proceso involucrado para llevar a cabo aquella tarea.

1) **Definición área de estudio:** en primer lugar, se delimita geométricamente el área de estudio en QGIS por medio de la creación de una sección rectangular, tal como la esquematizada en rojo en la Figura 20.

2) **Creación DEM post-deslizamiento definitivo:** el Modelo Digital de Elevación pre-deslizamiento se combina junto con el DEM post-deslizamiento para generar el DEM post-deslizamiento definitivo de resolución de 30 [m]. Lo anterior se realiza a causa de que el DEM post-deslizamiento no cubre la extensión completa que se pretende modelar, tal como se puede apreciar en la figura siguiente.

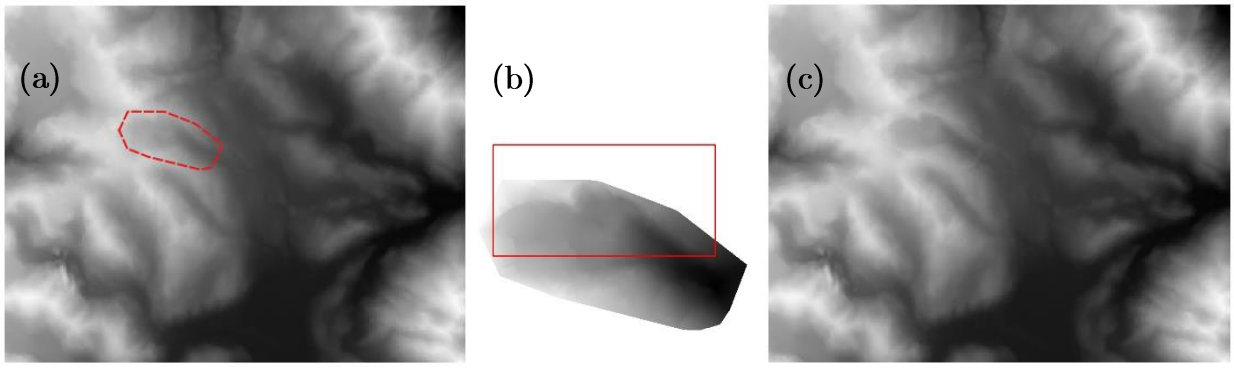


Figura 21. Proceso de combinación de ráster: a) Ráster pre-deslizamiento, señalizado en rojo área abarcada por ráster post-deslizamiento; b) Ráster post-deslizamiento, demarcando área de estudio en rojo; c) Ráster combinado (ráster post-deslizamiento definitivo).

3) **Corte de los Modelos Digitales de Elevación:** ambos DEM (pre-deslizamiento y post-deslizamiento) se recortan de acuerdo con el polígono creado en el paso (1), para así acotarlos exclusivamente al área de estudio.

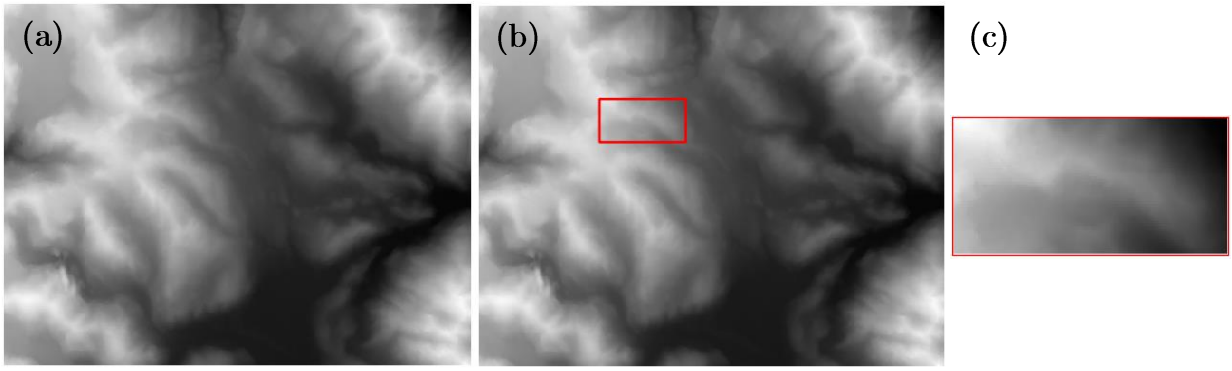


Figura 22. Proceso de corte del ráster: a) Ráster pre-deslizamiento; b) Ráster pre-deslizamiento con capa de máscara en rojo; c) Ráster cortado según capa de máscara.

4) **Generación nube de puntos:** luego, se transforman los píxeles del ráster respectivo a puntos que contienen las coordenadas (x, y, z) asociadas a sus centroides.

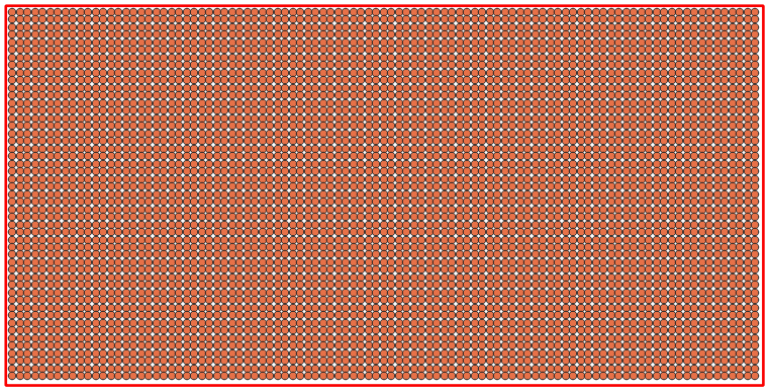


Figura 23. Nube de puntos generada al transformar píxeles de ráster a puntos.

5) **Extracción de coordenadas:** la nube de puntos generada en el paso anterior se exporta como un archivo de extensión *.csv* que incluye las coordenadas (x, y, z) de los centroides de cada uno de los puntos que representan los píxeles del ráster en análisis. Este archivo es modificado a través de Excel para ajustarlo al formato requerido para Civil 3D, creando finalmente un archivo de texto *.txt* con las coordenadas. Ver Anexo C.1 para más detalles.

<u>Etapa 2: Trabajo en Civil 3D</u>

Una vez extraídas las coordenadas (x, y, z) de los ráster, aquellos puntos se importan al software Civil 3D para generar superficies de triangulación (TIN) que representen la topografía del terreno. A continuación, se especifican los pasos ejecutados.

1) **Creación de superficie:** se crea una nueva superficie a través del *Toolspace* de Civil 3D.

2) **Importación de coordenadas:** el archivo de texto *.txt*, elaborado en la Etapa 1, que posee las coordenadas (x, y, z) de los puntos del ráster es incorporado a la superficie del paso anterior. De esta forma, se genera de manera directa la superficie de triangulación deseada.

3) **Exportación superficie de triangulación:** la superficie de triangulación generada en el paso previo se exporta en formato *.dxf*, puesto que es una extensión reconocida por 3DEC.

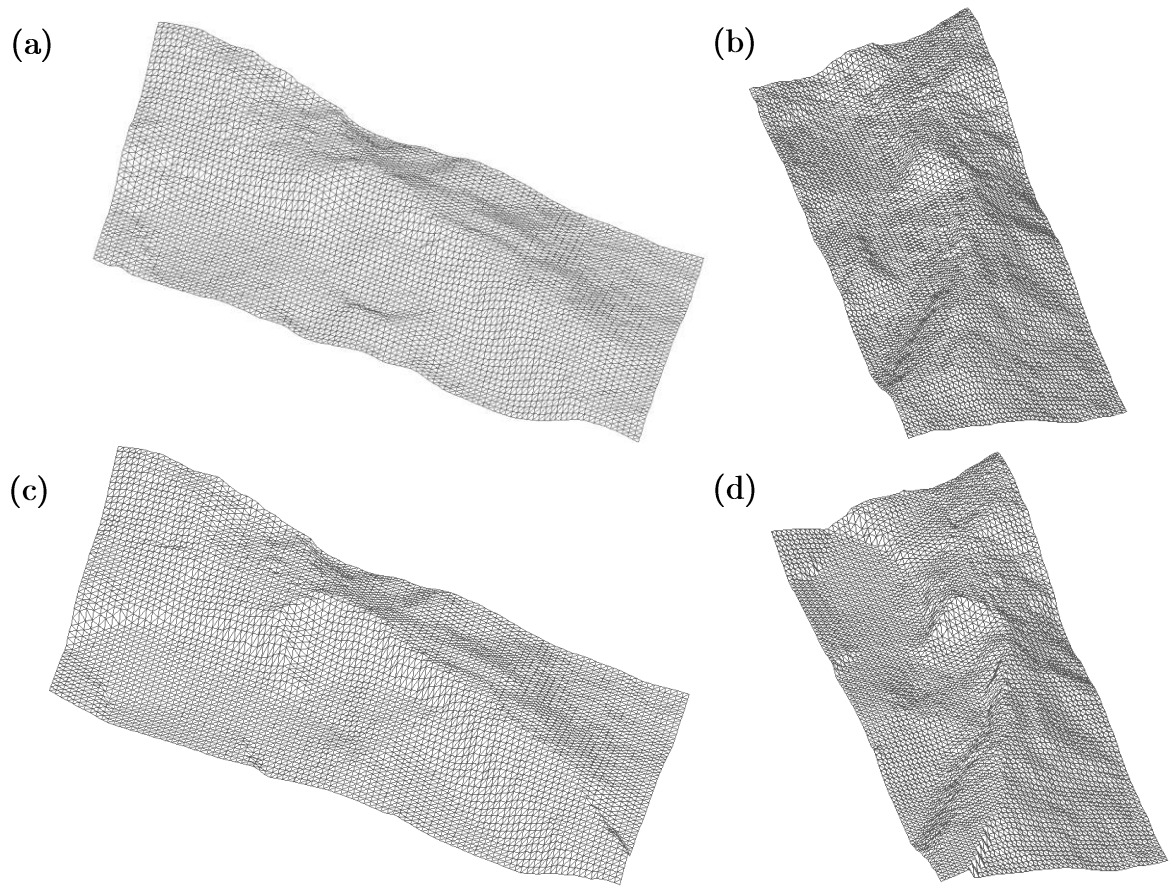


Figura 24. Superficie de triangulación (TIN): a) y b) Superficie pre-deslizamiento; c) y d) Superficie post-deslizamiento.

Etapa 3: Trabajo en 3DEC (v. 5.0.)

Finalmente, se procede a construir la topografía en el software 3DEC. Para ello, se hace uso del archivo *.dxf* generado en Civil 3D, asociado a la superficie de triangulación, y de un código FISH propio de Itasca (2015) de libre disposición, el cual permite extruir la topografía tomando como base una determinada cota y el archivo *.dxf* correspondiente, generando prismas triangulares que en su conjunto reproducen la topografía. Los códigos utilizados se pueden visualizar en Anexo E.

De esta forma, se llega a la geometría de la Figura 25, extruida por medio de 3DEC. En dicha ilustración se muestra la topografía previa al deslizamiento, así como también la topografía post-deslizamiento. No obstante, cabe recalcar que para el proceso de modelación propiamente tal se emplea exclusivamente la topografía pre-deslizamiento, es decir, la topografía post-deslizamiento se construye solo a modo de referencia y para identificar las diferencias entre ambas configuraciones. En tanto, la Figura 26 esquematiza, a modo de ejemplo, un perfil comparativo entre la topografía previa y posterior al deslizamiento.

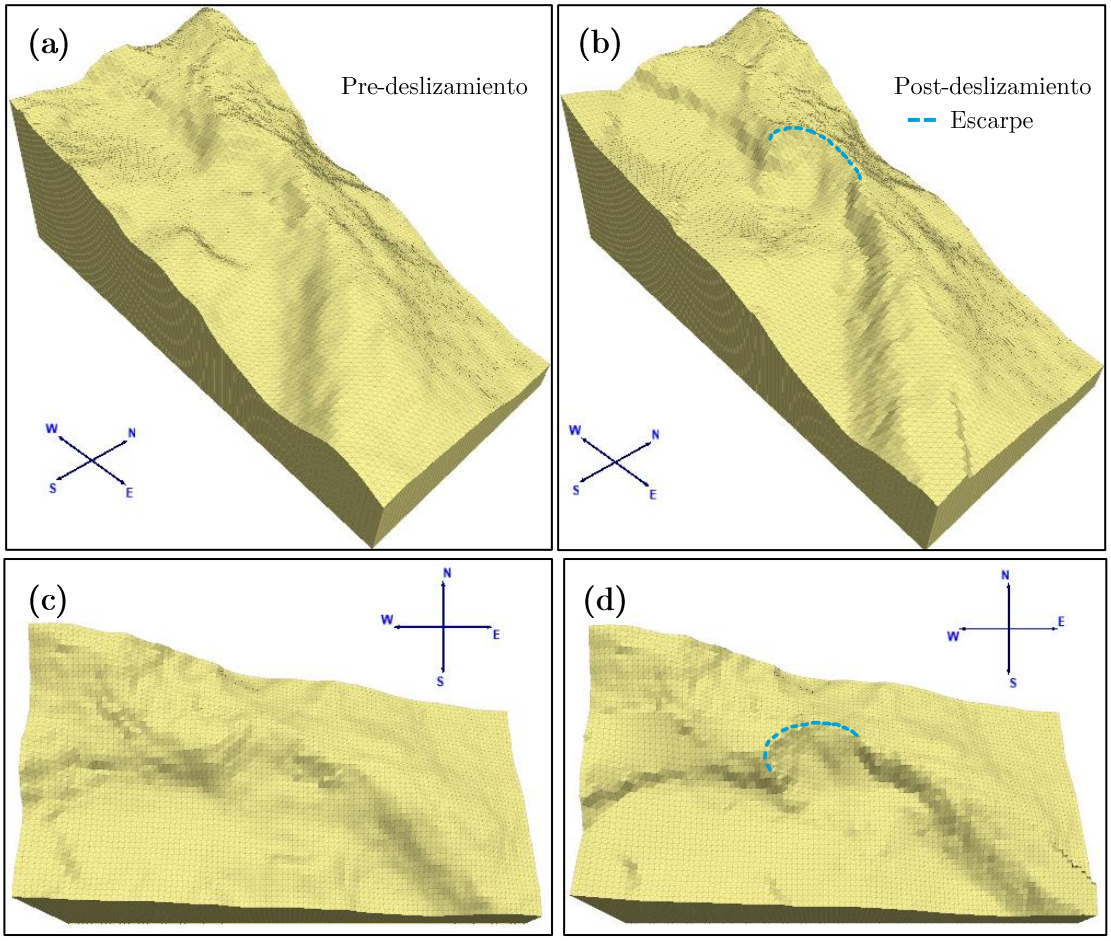


Figura 25. Topografías extruidas en 3DEC: a) y c) Topografía pre-deslizamiento; b) y d) Topografía post-deslizamiento con escarpe demarcado en azul.

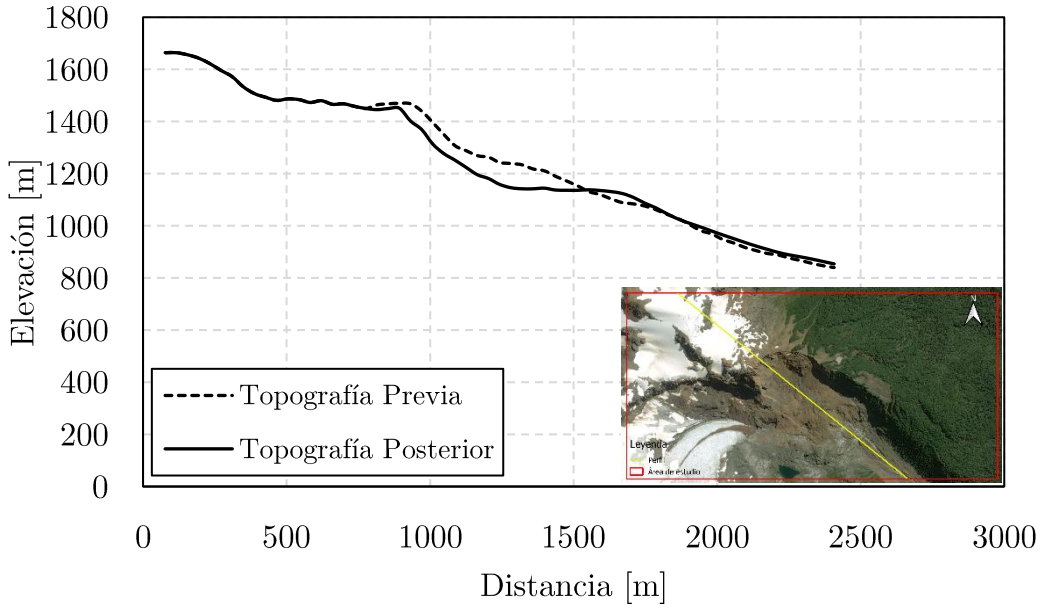


Figura 26. Perfil (de ejemplo) pre y post-deslizamiento de Villa Santa Lucía.

4.1.2. Subdivisión de litologías

El procedimiento antes descrito es válido para modelar una topografía completa sin la incorporación de mayores complejidades dentro del modelo. Para el modelo particular del deslizamiento de la Villa Santa Lucía es necesario subdividir esta topografía en dos unidades geológicas principales, correspondientes a Toba (asociada a los niveles volcánicos) y Tonalita (correspondiente al intrusivo), para luego lograr asignar adecuadamente las propiedades geológicas respectivas. Para hacer esta subdivisión se puede hacer una simplificación del contacto geológico considerándolo como un plano, creado por medio del comando *jset*, una vez ya generada la topografía de base (Figura 25 (a) y (c)), o bien separar aquella topografía según una estructura de forma más compleja, tomando como referencia un archivo de extensión *.dxf* creado a través de Civil 3D. Dadas las características geológicas observadas en campo se opta por construir una superficie de triangulación *.dxf* que permita subdividir la topografía previa al deslizamiento, logrando así una representación más realista de la zona.

A la vez, la subdivisión de la topografía según una superficie *.dxf* se puede efectuar de dos formas diferentes:

- **Opción A:** tras la construcción de la topografía previa y la incorporación de las discontinuidades, se agrupan los bloques de acuerdo a la superficie de contacto (archivo *.dxf*).

- **Opción B**: los bloques de cada litología se generan de forma separada, y luego se sobreponen ambos conjuntos de bloques para reproducir la topografía previa.

La opción A es la que finalmente se aplica, a causa de defectos detectados en los resultados obtenidos mediante la Opción B, los que evidencian problemas de acoplamiento entre las superficies. El proceso efectuado para hacer la subdivisión según la Opción A se resume en los siguientes pasos. En Anexo C.2 se detalla el proceso de la Opción B.

1) Creación Superficie de Contacto

En primer lugar, se infiere y construye una superficie de triangulación que represente el contacto geológico entre ambos materiales geológicos; Toba y Tonalita. Esto se realiza en base a observaciones de campo, así como también tomando en consideración imágenes satelitales disponibles en Google Earth y QGIS.

Figura 27. Intrusivo tonalítico detectado en zona de escarpe. Observación de campo.

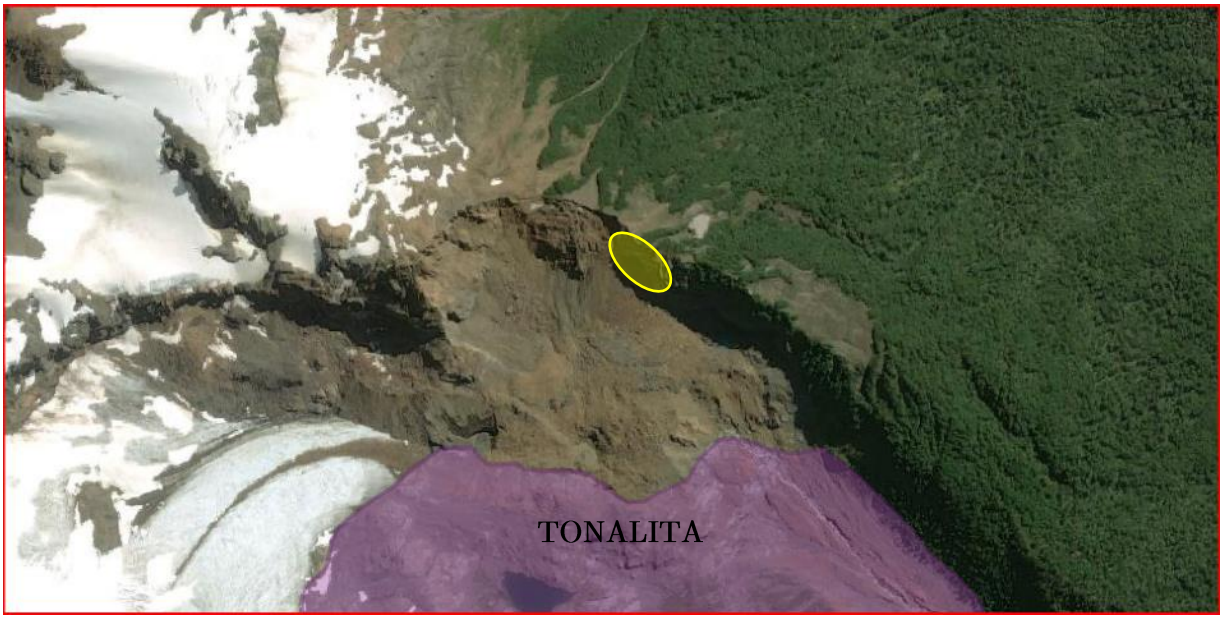


Figura 28. Intrusivo tonalítico inferido a través de imagen satelital de QGIS (ESRI Satellite). En amarillo se destaca zona en la que se identifica tonalita en visita a terreno (Figura 27). Condición post-deslizamiento. Elaboración propia.

De acuerdo con las observaciones que se pueden destacar a través de la Figura 27 y Figura 28, se infiere perfil por perfil el nivel al cual se podría encontrar el contacto geológico, elaborando un archivo de Excel con aquellos datos. En Anexo C.3 se pueden encontrar perfiles de ejemplo que se utilizan para estimar la ubicación de dicho contacto. Una vez generadas las coordenadas (x, y, z) asociadas a la ubicación inferida del contacto, se procede a construir una superficie de triangulación (TIN) a través de Civil 3D siguiendo el proceso descrito en la Etapa 2.

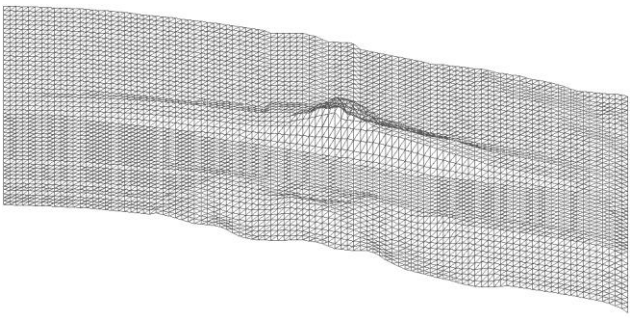


Figura 29. Superficie de triangulación creada asociada al contacto geológico.

2) Subdivisión de litologías

Se ejecuta la extrusión de los bloques de la topografía completa por medio del código FISH de Itasca antes descrito (ver Anexo E.1), a partir de la cota 500 m s.n.m. y tomando como referencia el archivo *.dxf* de la topografía previa. Luego, se incorporan las discontinuidades (proceso que se detalla más adelante) y, finalmente, se agrupan los bloques de cada litología según la superficie *.dxf* del nivel de contacto. 3DEC agrupa todos aquellos bloques cuyos centroides se ubiquen dentro del rango especificado. En consecuencia, la subdivisión de litologías queda limitada por los bloques que se han creado dentro del modelo, es por ello que no refleja de forma exacta la subdivisión establecida en la Figura 29.

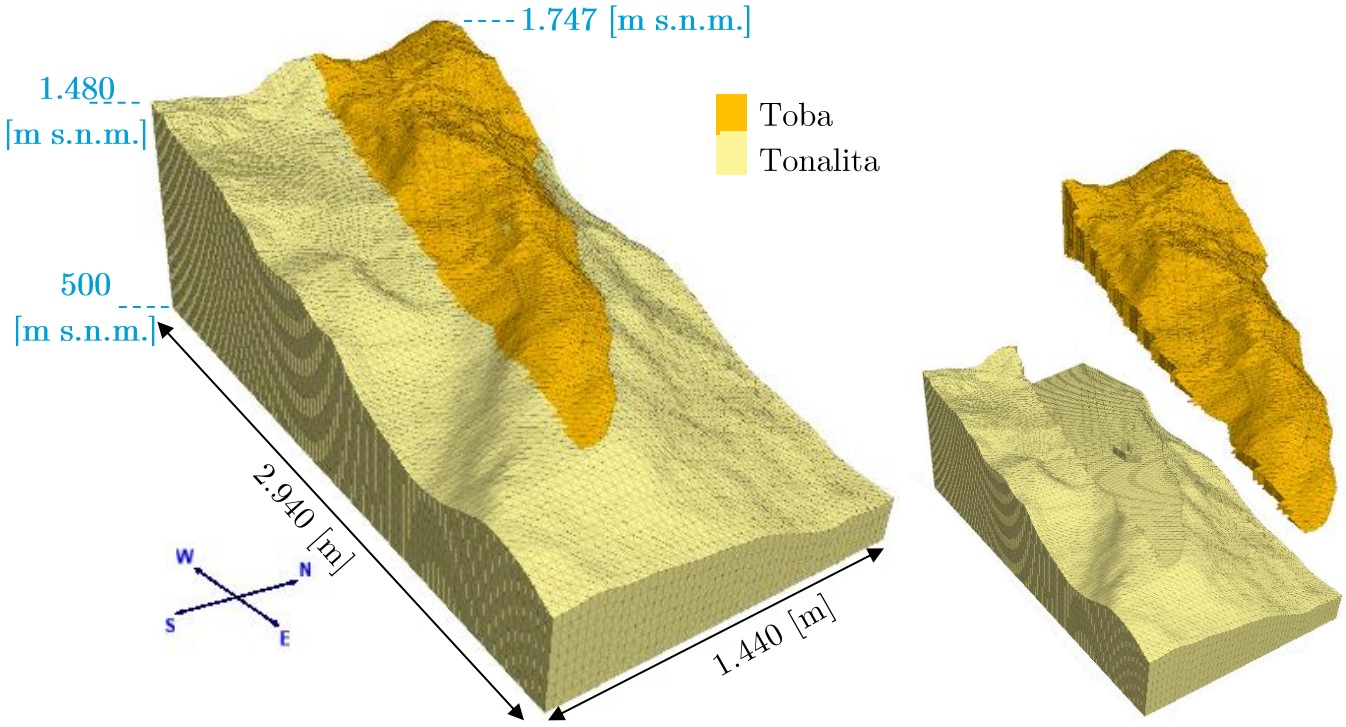


Figura 30. Topografía (previa) del modelo de Villa Santa Lucía con subdivisión de litologías, en base a fotointerpretación y visita a terreno. Opción A.

4.2. Características Estructurales

La información geológica y geotécnica disponible de la zona de deslizamiento de la Villa Santa Lucía, preliminar a la visita de terreno, es bastante reducida, acotándose principalmente a las características descritas por Sernageomin (2018) y a las fotografías del sector, también proporcionadas por aquel organismo. Dicha información es complementada posteriormente con las observaciones levantadas en campo. Si bien la visita a terreno posibilita realizar análisis estimativos de resistencia de las rocas, no es posible efectuar mediciones directas de las estructuras geológicas (por ejemplo, orientaciones o espaciamiento), dada la dificultad de acceso a la zona superior del escarpe. Por lo tanto, no se obtienen datos certeros asociados a las discontinuidades y, en consecuencia, las características estructurales se definen de forma estimativa de acuerdo con lo observado en terreno y con los datos e imágenes disponibles.

Según lo descrito por el informe de Sernageomin (2018) en el área de generación se detectan estratos sub-horizontales de roca volcánica, que exhiben un marcado fracturamiento sub-vertical, características que se constatan en terreno. Las orientaciones de estas estructuras se estiman por medio de herramientas de medición Google Earth y QGIS. En el caso de Google Earth se emplea una imagen satelital del año 2006, que corresponde a la imagen histórica con mayor visibilidad del terreno de las disponibles en el software, en base a la cual se logra estimar el espaciamiento y orientación de ambas estructuras. Por otra parte, mediante la imagen satelital ESRI (posterior al deslizamiento) disponible en QGIS se estima el manteo de los estratos sub-horizontales y el rumbo de las discontinuidades sub-verticales. Este último mediante el complemento "Line Direction Histogram", que permite visualizar a través de un diagrama de rosa la distribución de la dirección de segmentos de líneas. En Anexo C.4 se puede encontrar una explicación más detallada en cuanto a las estimaciones asociadas a los niveles volcánicos.

La tabla siguiente resume las orientaciones establecidas para cada set de estructuras. Es importante señalar que los espaciamientos considerados en la modelación no son una representación fidedigna de la realidad, puesto que aquellos valores son superiores a los espaciamientos reales, ya que son ajustados para generar un modelo más eficiente en términos de tiempo de procesamiento. También es importante mencionar que el set de estructuras asociado al fracturamiento sub-vertical se subdivide en tres grupos, de acuerdo con lo inferido en la observación de imágenes.

Tabla 4. Características estructurales adoptadas; orientación y espaciamiento.

Estructura	Set	Dip	Dipdir	Espaciamiento [m]	Cantidad
Estratos	1	15	170	50	9
Fracturamiento subvertical	2	60	40	50	2
	3	86	30	55	4
	4	100	20	-	1

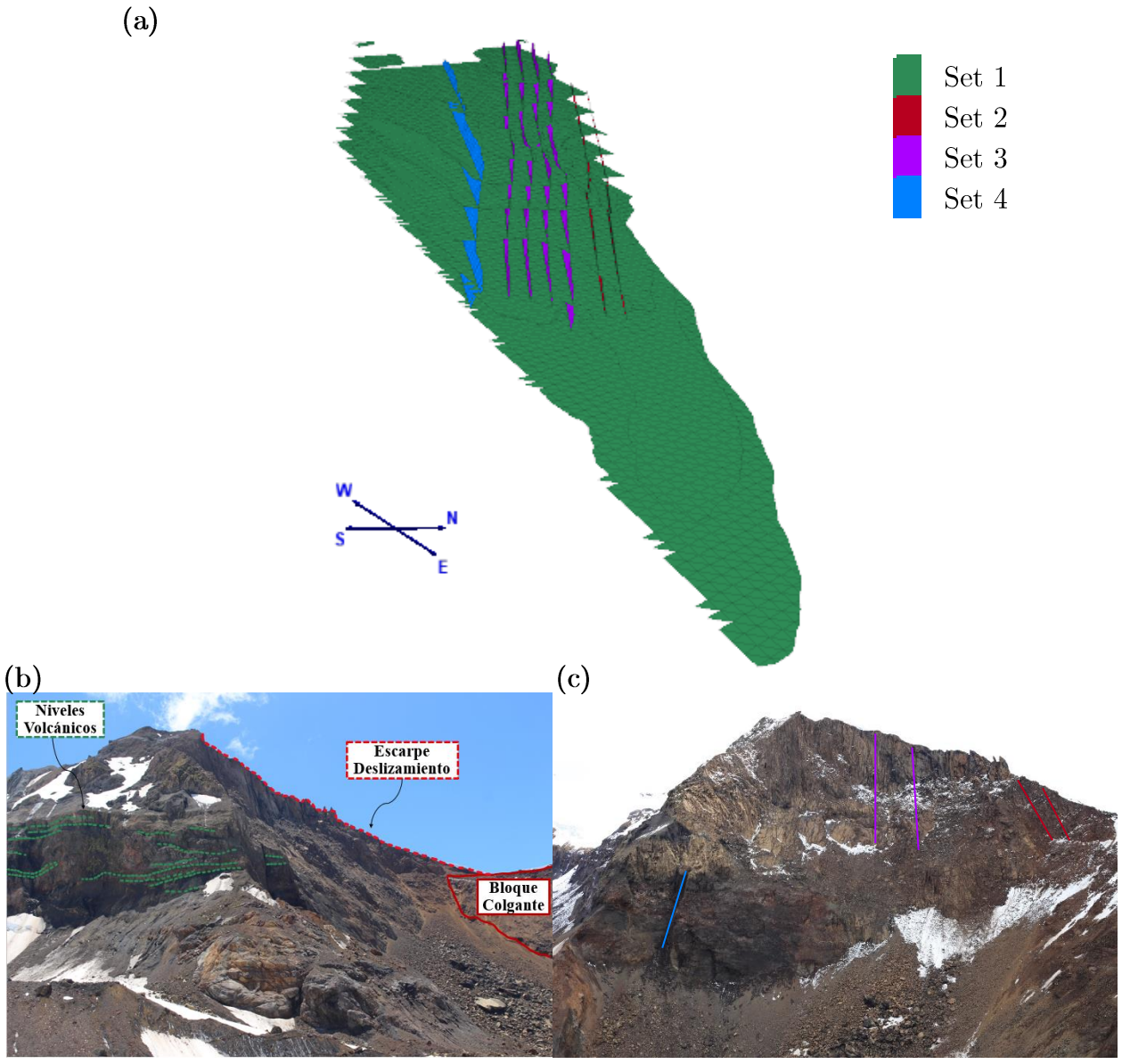


Figura 31. Caracterización estructural: a) Set de discontinuidades establecidas en el modelo; b) Demarcación estratos sub-horizontales (verde, Set 1); c) Algunas lineaciones del Set 2, 3 y 4 demarcadas en rojo, violeta y azul, respectivamente.

4.3. Parámetros Constitutivos

Para un correcto análisis de estabilidad de talud por medio de la modelación numérica, es fundamental la asignación de propiedades constitutivas y condiciones de borde apropiadas. En este sentido, en primer lugar, se deben discretizar los bloques por medio de una zonificación tetraédrica, que permite analizar los bloques como deformables. Para la región superior del modelo, asociada al material litológico Toba y principal área de interés, se utiliza una zonificación de 30 [m], mientras que para el resto del modelo se aplica una zonificación mayor, de 50 [m].

Posteriormente, se procede a identificar diferentes grupos de materiales en el modelo. Inicialmente, se hace la diferenciación entre los materiales litológicos principales (Toba y Tonalita), según la Opción A antes descrita. Luego, en el sector asociado al escarpe, se efectúa una subdivisión de grupos para representar las propiedades geomecánicas de la Toba, tomando como base la clasificación de GSI realizada en terreno. Así, entonces, la toba se subdivide en cuatro grupos; 'Bloque colgante', 'Brecha', 'GSI_40', y 'Escarpe'.

En base a lo observado en campo, se asigna un GSI de 30, 35 y 45 al grupo relacionado al 'Bloque Colgante', 'Escarpe' y 'Brecha', respectivamente. Al resto de los bloques asociados a Toba se les asigna un GSI de 40 (ver Figura 32).

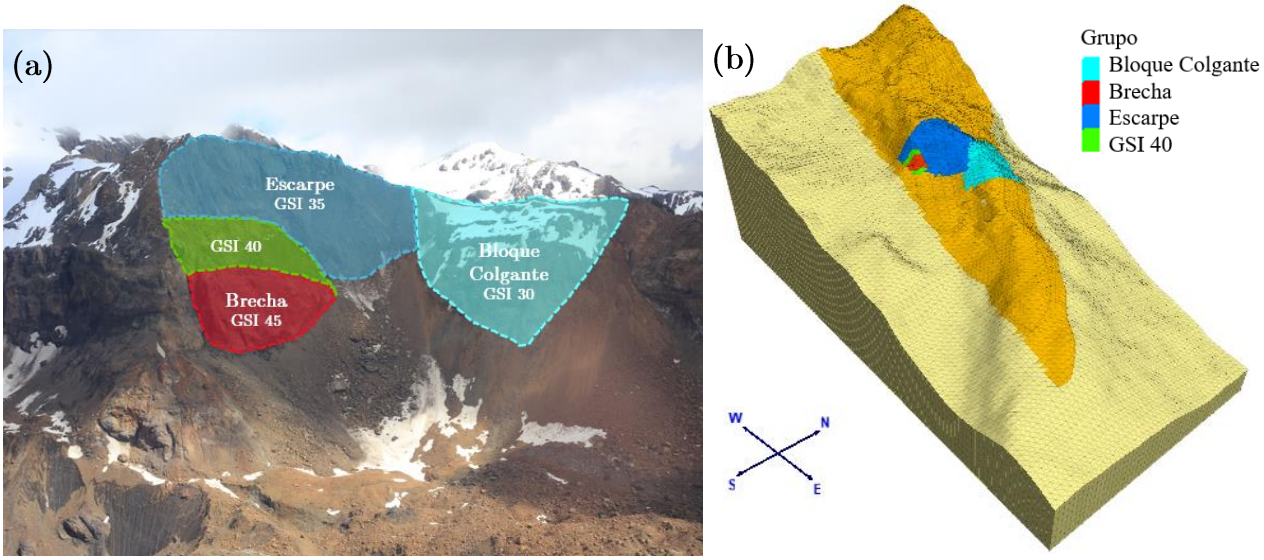


Figura 32. Subdivisión de Toba en grupos según GSI. (a) Esquematización de clasificación realizada en campo. (b) Asignación de grupos en 3DEC (Opción A).

Si bien, por lo general, en análisis de estabilidad de laderas se aplica el Criterio de Mohr-Coulomb como modelo constitutivo de los bloques, en este caso se selecciona como

modelo constitutivo el Criterio de Hoek-Brown Modificado. Esto puesto que el modelo de Hoek-Brown se ajusta de mejor manera al comportamiento real del material rocoso, permitiendo caracterizar las condiciones de esfuerzo que dan lugar a la fractura en roca intacta y macizos rocosos (Itasca, 2013).

Los parámetros de entrada requeridos en 3DEC para aplicar el modelo Hoek-Brown modificado corresponden a la densidad del material (ρ), resistencia a la tracción (σ_t), resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta (σ_{ci}), parámetros propios del modelo Hoek-Brown (m_b, s, a) y propiedades elásticas de los materiales, tal como módulo de corte (S) y módulo de compresibilidad (K).

Las propiedades constitutivas consideradas para cada uno de los materiales del modelo se basan en parámetros extraídos de literatura, que permiten tener una noción de los valores que adquieren aquellas propiedades constitutivas. A partir de dichos parámetros bibliográficos también se estiman otras constantes relevantes.

Los parámetros que son definidos a partir de bibliografía, para ambos materiales litológicos, corresponden a la densidad, resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta, coeficiente de Poisson y constante del material de roca intacta. A partir de aquellos valores, y tomando en cuenta el valor de GSI estimado en terreno, se calculan mediante Excel las constantes del macizo rocoso de Hoek-Brown (a, s y m_b), resistencia a la tracción (σ_t) y las propiedades elásticas (E, K y G). En aquel sentido, se indican a continuación las expresiones claves que son aplicadas para definir dichas variables, que se establecen en función de los parámetros de clasificación de Hoek-Brown; índice geológico de resistencia (GSI), factor de perturbación (D) y constante del material de roca intacta (m_i).

- **Constantes del macizo rocoso** (Hoek et al., 2002)

$$m_b = m_i exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right) \tag{4.3.1}$$

$$s = exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right) \tag{4.3.2}$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6}\left(e^{-GSI/15} - e^{-20/3}\right) \tag{4.3.3}$$

- **Resistencia a la tensión/tracción** (Hoek et al., 2002)

$$\sigma_t = -\frac{s \cdot \sigma_{ci}}{m_b} \tag{4.3.4}$$

- **Módulo de compresibilidad**

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \tag{4.3.5}$$

- **Módulo de corte**

$$S = \frac{E}{2(1+\nu)} \tag{4.3.6}$$

- **Módulo de deformación de macizo rocoso** (Hoek et al., 2002)

$$E_{rm}[GPa] = \begin{cases} \sigma_{ci} \leq 100\,[MPa]: & \left(1-\frac{D}{2}\right)\sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}}\,10^{(GSI-10)/40} \\ \sigma_{ci} > 100\,[MPa]: & \left(1-\frac{D}{2}\right)10^{(GSI-10)/40} \end{cases} \tag{4.3.7}$$

Las tablas siguientes resumen los valores definidos para cada material especificando, además, la fuente de obtención de cada dato (visita a terreno, cálculo numérico o bibliografía).

Tabla 5. Propiedades constitutivas de Hoek-Brown, Tonalita.

Parámetro	**Unidad**	**Tonalita**	**Fuente**
GSI (promedio)	-	55	Terreno
m_i	-	22	Serey (2011)
Densidad, ρ	kg/m^3	2800	Aravena (2017)
Densidad saturada, ρ_s	kg/m^3	2810	Moore & Ponce (2001)
Resistencia a la Compresión, σ_{ci}	MPa	210	Serey (2011)
Coeficiente de Poisson, ν	-	0,3	Aravena (2017)
Módulo de Young, E	GPa	8,67	Cálculo
Módulo de compresibilidad, K	GPa	7,2	Cálculo
Módulo de corte, G	GPa	3,3	Cálculo
Resistencia a la tracción, σ_t	kPa	169,65	Cálculo
a	-	0,504	Cálculo
s	-	0,0015	Cálculo
m_b	-	1,856	Cálculo

Tabla 6. Propiedades constitutivas de Hoek-Brown, Toba.

Parámetro	**Unidad**	**Bloque Colgante**	**Escarpe**	**Toba**	**Brecha**	**Fuente**
GSI (promedio)	-	30	35	40	45	Terreno
m_i	-	15				Hoek & Brown (2003)
Densidad, ρ	kg/m^3	2000				Burgos (2022)
Densidad saturada, ρ_s	kg/m^3	2200				Vasarhelyi (2002)
Resistencia a la Compresión, σ_{ci}	MPa	45				Burgos (2022), Read & Stacey (2009)
Coeficiente de Poisson, ν	-	0,24				González de Vallejo et al. (2002)
Módulo de Young, E	GPa	1,38	1,84	2,45	3,27	Cálculo
Módulo de compresibilidad, K	GPa	0,88	1,18	1,57	2,1	Cálculo
Módulo de corte, G	GPa	0,56	0,74	1	1,32	Cálculo
Resistencia a la tracción, σ_t	kPa	5,53	10,66	16,22	18,47	Cálculo
a	-	0,522	0,516	0,511	0,508	Cálculo
s	-	0,0000393	0,0001	0,0002	0,0003	Cálculo
m_b	-	0,32	0,422	0,555	0,731	Cálculo

Los parámetros bibliográficos asociados a **tonalita** son extraídos principalmente del estudio de Aravena (2017), quien a su vez adopta como referencia el trabajo de Serey (2011). Serey (2011) estudia muestras de roca intacta del Fiordo de Aysén, correspondientes en su mayoría a granodioritas y tonalitas de biotita de buena calidad del batolito Nor-Patagónico (Aravena, 2017), efectuando ensayos a partir de los cuales estima parámetros de Hoek-Brown. De este modo, se establece como valor de referencia una resistencia a la compresión simple (σ_{ci}) de 210 [MPa], una constante del material de roca intacta (m_i) de 22 [-], un coeficiente de Poisson de 0,3 [-] y una densidad de 2800 [kg/m^3]. Por otra parte, el valor de GSI corresponde al estimado para el material presente en el sector del deslizamiento, mientras que el resto de los parámetros son definidos a partir de las ecuaciones (4.3.1) a (4.3.7).

En tanto, lo que respecta a los valores de referencia considerados para la **toba**, se definen de acuerdo a diversos rangos establecidos por autores (González de Vallejo et al., 2002; Hoek & Brown, 2003; Read & Stacey, 2009; Salinas, 2018; Vasarhelyi, 2002), así como también tomando como base parámetros establecidos por Burgos (2022). Se establece una resistencia a la compresión simple (σ_{ci}) de 45 [MPa], una constante del material de roca intacta (m_i) de 15 y un coeficiente de Poisson de 0,24 [-]. La densidad seca de la toba se fija en 2000 [kg/m^3] y la densidad saturada en 2200 [kg/m^3]. El resto de los parámetros se calculan según las ecuaciones (4.4.1) a (4.4.7), para cada grupo definido de toba según los GSI preestablecidos (ver Figura 32).

En cuanto a las discontinuidades se opta por aplicar el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb, cuyas propiedades, en este caso, se basan exclusivamente en valores bibliográficos, puesto que no se desarrollan ensayos relacionados al comportamiento de estas.

Los parámetros de las discontinuidades se definen de acuerdo a lo estipulado por Burgos (2022), tomando los valores de rigidez normal (Jkn) y tangencial (Jks) según lo establecido por Read & Stacey (2009) para estructuras limpias en Riolita, mientras que los valores del ángulo de fricción (ϕ) y cohesión (c) se definen de acuerdo a las propiedades de discontinuidades en Toba obtenidas por Daemen et al. (2004) de manera experimental.

La tabla siguiente resume las propiedades constitutivas adoptadas para las discontinuidades del modelo.

Tabla 7. Propiedades discontinuidades en Toba.

Parámetro	**Unidad**	**Valor**
Rigidez normal, Jkn	GPa/m	16,4
Rigidez tangencial, Jks	GPa/m	0,44
Ángulo de fricción, ϕ	°	38
Cohesión, c	MPa	0,3

4.4. Condiciones Iniciales y Condiciones de Borde

Se aplican condiciones de borde en el modelo para restringir el comportamiento lateral y basal de la configuración. Las condiciones de borde consideradas son de velocidad, las cuales permiten restringir el desplazamiento en el rango seleccionado. En particular, en los bordes laterales se aplican condiciones de borde de rodillo, es decir, se restringe el desplazamiento de la horizontal correspondiente. Por otro lado, en la base del modelo se restringe el movimiento en los tres ejes de referencia (x, y, z), con la finalidad de prevenir un desplazamiento vertical de los bloques producto del efecto de la gravedad.

Luego, para la configuración final de la geometría y condiciones del modelo, se asigna la aceleración de gravedad (-9,81 [m/s^2]) en la orientación de la componente vertical (z) al modelo en su totalidad y, además, se aplican esfuerzos in situ por medio del comando **insitu topo** de 3DEC, el cual permite inicializar de forma automática los esfuerzos gravitacionales según la razón de esfuerzos (k) especificada. Se supone una relación de esfuerzos k = 1 en ambas horizontales (x, y), es decir, se representa una condición hidrostática de esfuerzos in situ. Esto en base a sugerencias de P. Gómez (Gerente General de Itasca Chile Spa.; comunicación personal, 27 de octubre 2021), quien afirma que para una modelación de este tipo una constante de esfuerzos igual a 1 es apropiado al no contar con más datos.

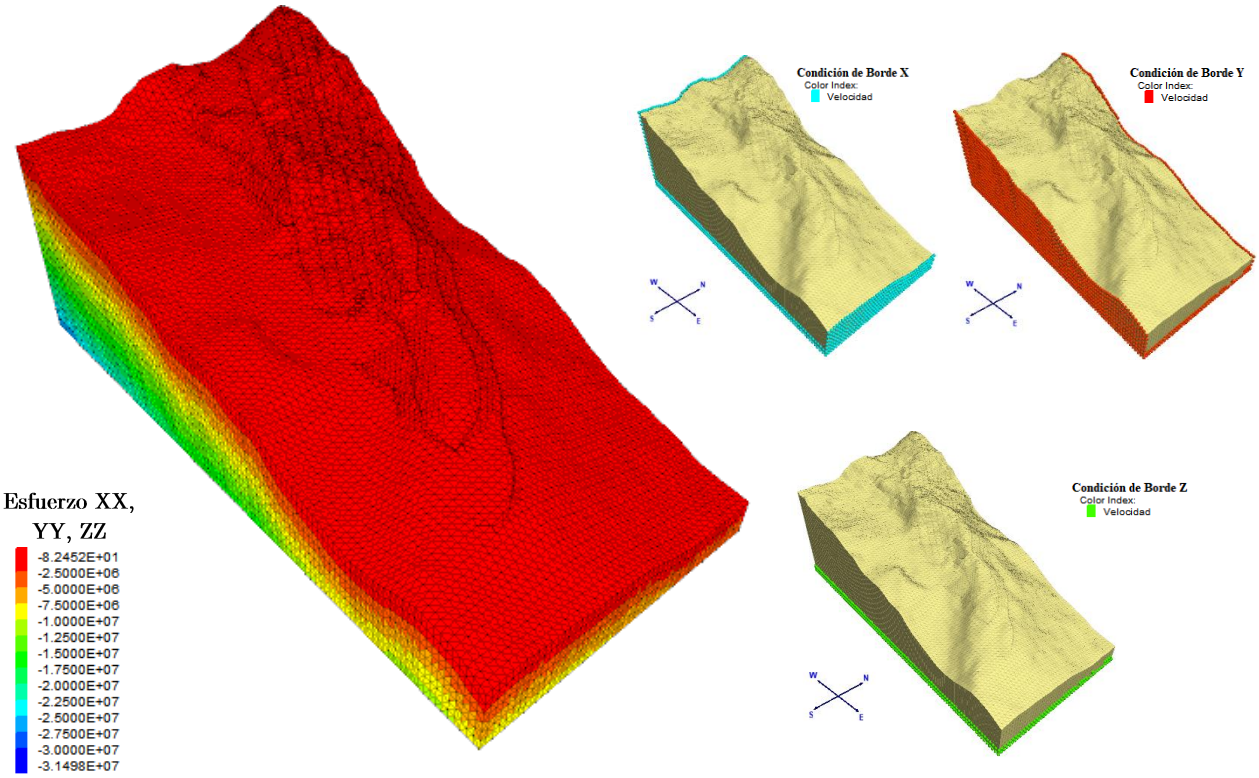


Figura 33. Inicialización de esfuerzos xx, yy y zz, y condiciones de borde aplicadas en el modelo 3DEC.

4.5. Generación de Modelos

Tomando como base la geometría y condiciones descritas en las secciones previas, se construyen los modelos numéricos 3D. En primer lugar, se debe generar un modelo estático del problema, tal como se explica en la sección 'Análisis Estático'. Una vez alcanzado un estado de equilibrio en el modelo, es posible hacer las modificaciones o alteraciones requeridas. En particular, para el caso de estudio se incorpora en una primera fase la carga glaciar, para luego analizar los efectos de la desglaciación sobre la ladera afectada por el deslizamiento. Posteriormente, también se estudia el efecto del agua como factor desencadenante. Para ello se utilizan dos enfoques de análisis de agua; el primero corresponde a la incorporación de un nivel freático en la ladera, el cual permite establecer presiones de poro tanto en los bloques como en las discontinuidades (ver sección 'Análisis de agua' para más detalle) y simula una saturación completa del modelo, y el segundo consiste en la aplicación del método de Ru, el cual permite simular una condición parcialmente saturada. A continuación, se describe la generación de cada uno de los modelos empleados para el análisis de los casos de estudio.

4.5.1. Modelo Estático

El modelo estático corresponde a una configuración a partir de la cual se alcanza un estado de equilibrio, bajo la acción de la carga gravitacional exclusivamente. La elaboración del modelo estático involucra un trabajo iterativo, modificando la geometría, propiedades o condiciones del modelo hasta alcanzar una condición de equilibrio definida en base al criterio del usuario. Diversas configuraciones deben ser estudiadas hasta conseguir el modelo estático final.

Si bien, en el apartado siguiente de "Resultados" se muestran exclusivamente los resultados derivados del modelo estático final, cuyas propiedades y geometría corresponden a las descritas en las subsecciones previas, es importante señalar que la creación de aquel modelo requirió de bastantes ejecuciones de 'prueba y error'. En aquel sentido, es altamente recomendable incorporar las complejidades del modelo de forma paulatina, de modo de verificar la estabilidad del modelo para cada cambio.

Las variables y parámetros que se pueden ajustar para la configuración del modelo estático son las estructuras geológicas (espaciamiento, extensión, posición, cantidad, etc.), la zonificación (es decir, el tamaño de la malla), las condiciones de borde y, en última instancia, los parámetros constitutivos de los materiales (bloques intactos y/o discontinuidades).

En general, los modelos numéricos suelen ser bastante sensibles a cambios bruscos

aplicados en sus condiciones. En consecuencia, para evitar un 'choque' del modelo, se incorporan los cambios de forma gradual. De este modo, para la creación del modelo estático se ejecutan dos etapas; etapa elástica y etapa plástica. La etapa elástica involucra una ejecución del modelo considerando exclusivamente las propiedades elásticas de los bloques intactos y de las discontinuidades, mientras que la etapa plástica incorpora las propiedades asignadas al modelo constitutivo plástico prescrito. Lo anterior posibilita inicializar los esfuerzos de manera adecuada a través de la corrida elástica, para luego alcanzar el equilibrio del modelo mediante la corrida plástica.

El criterio de estabilidad empleado para definir la estabilidad del modelo corresponde a la verificación de las fuerzas desbalanceadas, la razón de fuerzas desbalanceadas, los desplazamientos de puntos de control y la plasticidad del modelo (ver sección 'Análisis Estático' para más detalles).

El siguiente esquema resume el procedimiento realizado para la obtención del modelo estático. Cabe resaltar que las características descritas en las subsecciones anteriores describen la geometría y propiedades definitivas del modelo estático empleado.

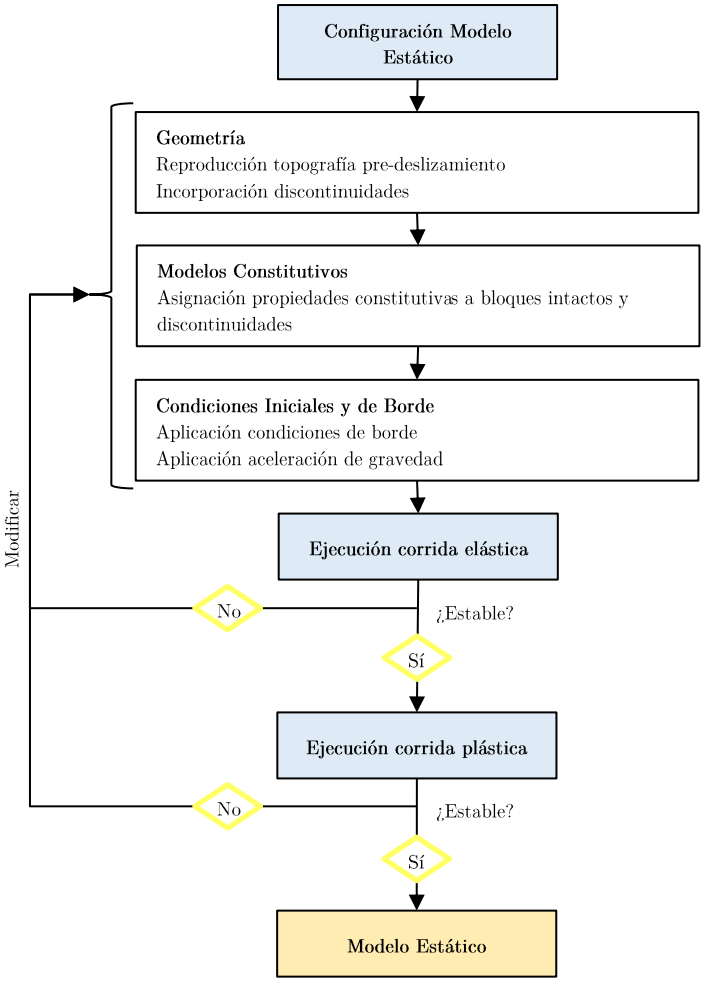


Figura 34. Procedimiento aplicado para la obtención del Modelo Estático 3DEC.

4.5.2. Modelo Mecánico

Tomando como base el modelo estático elaborado, se reestablecen los desplazamientos y velocidades, y se incorporan las cargas glaciares asociadas al área de estudio. En una primera fase, se aplica una carga glaciar máxima sobre una región en particular de la superficie del modelo y, luego, se procede a ejecutar distintas etapas de descarga glaciar.

Para la aplicación de la carga glaciar se opta por modelarla como una condición de borde hidrostática, tal como se ha simulado en otros modelos numéricos (Burgos, 2022; Grämiger, 2017; Morcioni et al., 2022; Tobar, 2021), lo que se traduce en la aplicación de esfuerzos de igual magnitud en cada componente (x, y, z). Se adopta este criterio de modelación principalmente a causa de dos fundamentos: en primer lugar, debido a que, de acuerdo a lo que señala Grämiger (2017), el hielo glaciar en escalas de tiempo geológicas posee un comportamiento dúctil, por lo que es más apropiado implementar la carga glaciar de este modo; y, además, en una modelación 3D puede resultar problemática la sobreposición de bloques que representen el hielo glaciar sobre la topografía, en cuanto a un adecuado ajuste de la sobreposición de bloques, lo que puede generar resultados no realistas, por lo que la modelación elástica de la carga glaciar a través de 3DEC puede resultar poco práctica.

La representación del nivel máximo de carga glaciar en el modelo, así como también la representación del proceso de descarga, se desarrolla de dos formas diferentes:

- **Caso 1**: el nivel máximo glaciar se aplica a un nivel tal que cubre toda la zona asociada a la ladera en estudio, mientras que el proceso de descarga se efectúa de forma **uniforme**, es decir, se disminuye el nivel glaciar de forma paulatina a una tasa constante. Además, por medio de este enfoque se asume que la superficie glaciar es plana en toda la extensión del modelo sobre la que se aplica.
- **Caso 2**: el nivel glaciar máximo y las etapas de descarga se simulan de forma tal de representar las **etapas glaciares reales** de la zona establecidas por Rivera (2017)(ver Figura 13). De este modo, el nivel del último máximo glaciar holocénico corresponde al nivel máximo glaciar, el nivel de la 'Pequeña Edad del Hielo' representa la primera etapa de descarga, la segunda etapa de descarga corresponde al nivel del glaciar alcanzado en 1986 y, finalmente, se aplica una última etapa de descarga en la cual se elimina toda la carga glaciar del modelo. La simplificación que se realiza en este enfoque es que se asume que la superficie glaciar se asocia a la ecuación de un plano.

Se describe a continuación, en mayor detalle, cada uno de estos casos analizados, incluyendo las suposiciones realizadas.

4.5.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga uniforme

La carga glaciar aplicada en este caso simula un glaciar de superficie plana, que cubre de forma completa la ladera en estudio y cuya cota es constante a lo largo de la superficie en la que se extiende. En otras palabras, el glaciar se representa como un plano horizontal.

De forma inicial, el hielo glaciar cubre hasta la elevación 1.500 m s.n.m. (z_{gmax}). Dicha elevación se va disminuyendo de forma gradual, tomando un paso de disminución de la altura glaciar (Δh) de 11,5 [m], hasta generar una descarga completa. De este modo, las etapas glaciares definidas según Rivera (2017) no son representadas tal cual, sino más bien se hace un análisis simplificado de la dinámica glaciar, similar al realizado por Burgos (2022) en sus análisis bidimensionales del deslizamiento de Villa Santa Lucía (ver Figura 35).

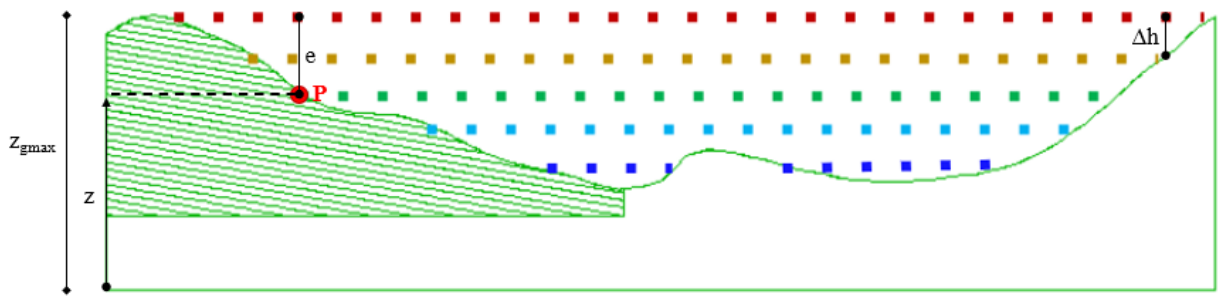


Figura 35. Esquematización proceso de descarga del modelo, Caso 1- Descarga Uniforme. Fuente: (Modificado) Burgos, (2022).

La carga glaciar, tal como se indica previamente, se aplica como una condición de esfuerzos hidrostáticos. Para una elevación glaciar dada, la magnitud del esfuerzo aplicada sobre la superficie varía en cada punto de acuerdo con la componente vertical, puesto que se calcula según el espesor del glaciar que se encuentra sobre cada uno. En consecuencia, a medida que se van implementando las etapas de descarga glaciar, y con ello se disminuye de forma progresiva la elevación del glaciar, también disminuyen las magnitudes de aquellos esfuerzos aplicados.

El esfuerzo ejercido por la carga glaciar sobre la superficie se define en función de la densidad del hielo ($\rho = 917$ kg/m^3; Eberhardt et al., 2004), la gravedad (g = 9,81 m/s^2) y el espesor del glaciar (e). El procedimiento para derivar la ecuación que define la aplicación de esfuerzos asociados a la carga glaciar, que posteriormente se introduce como condición de borde en 3DEC, se describe en lo que sigue.

La carga glaciar aplicada en un punto en particular (P) de la superficie del modelo corresponde a,

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g e \tag{4.5.1}$$

Luego, asumiendo una elevación glaciar z_g y evaluando la carga en el punto P con coordenadas (x, y, z), se tiene,

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g\left(z_g - z\right) \tag{4.5.2}$$

Entonces, la ecuación se puede reescribir de la siguiente forma,

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g z_g + \rho g z \tag{4.5.3}$$

$$\boxed{\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = s_o + zgrad \cdot z} \tag{4.5.4}$$

donde s_o representa el esfuerzo aplicado en el modelo según el nivel de elevación del hielo glaciar ($\rho g z_g$), referido al punto de origen (0,0,0), mientras que zgrad representa el valor del gradiente del esfuerzo (ρg) asociado a la vertical.

Tomando en consideración la elevación del glaciar establecida para la etapa de carga (1.500 m s.n.m), la ecuación introducida en 3DEC es:

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -13.493.655 + 8995.77 \cdot z \tag{4.5.5}$$

Esta ecuación posteriormente es modificada de forma secuencial para cada etapa de descarga, lo cual se efectúa por medio de una función construida mediante lenguaje FISH. En total se ejecutan 58 etapas de descarga, considerando el paso $\triangle$h igual a 11,5 [m], disminuyendo el nivel del glaciar desde 1.500 m s.n.m. hasta 833 m s.n.m., eliminando así la carga completa.

Este paso de disminución de la altura glaciar ($\triangle$h) se establece de forma tal de conseguir una disminución paulatina de la carga glaciar, para evitar el 'choque' del modelo, pero a la vez tomando en cuenta un valor que no implique un tiempo de procesamiento excesivo.

Tras la ejecución de cada etapa de descarga se calcula un nuevo estado cuasi-estático, lo que se consigue por medio de la ejecución de 250 ciclos (pasos de tiempo).

4.5.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas

Con la finalidad de aplicar la carga glaciar de una manera más realista, se toman en consideración las etapas glaciares planteadas por Rivera (2017). La principal simplificación que se realiza en este caso es la asociación de la superficie glaciar a la ecuación de un plano. Si bien, en la realidad la superficie glaciar supone una forma más irregular, que depende en gran medida de diversos factores, aquellas complejidades para efectos de este estudio, además de escaparse de su alcance, no influyen de manera significativa en los resultados.

A diferencia del caso anterior, en el cual la superficie glaciar se supone como un plano horizontal que cubre el valle, en este caso dicha superficie glaciar posee cierta inclinación. Dicha inclinación se define de modo tal que la superficie cubierta por el glaciar coincida en cada etapa con lo propuesto en el estudio glaciológico de la zona (Rivera, 2017). Esto permite representar el proceso de retroceso glaciar de una forma más cercana a la realidad en base a lo planteado en aquel estudio, a diferencia del proceso de descarga ejecutado en el caso anterior, en el cual se simula como una disminución paulatina de la cota del glaciar.

Las etapas glaciares consideradas para esta modelación consisten en una etapa de carga glaciar, seguido de tres etapas de descarga. En la etapa de carga glaciar se asume una condición de carga tal que represente el nivel alcanzado durante el último máximo glaciar holocénico. Luego, se ejecuta una primera etapa de descarga, disminuyendo el alcance del glaciar hasta el nivel asociado a la pequeña edad del hielo, correspondiente al nivel alcanzado hace 150 años aproximadamente. Posteriormente, se aplica una segunda etapa de descarga, disminuyendo nuevamente el nivel del glaciar, esta vez hasta el nivel del glaciar definido para el año 1986. Finalmente, la tercera y última etapa de descarga, consiste en una descarga completa del modelo. En resumen, las etapas glaciares se asocian de la siguiente manera:

- Etapa de carga → Último Máximo Glaciar Holocénico (UMG)
- 1° Etapa de descarga → Pequeña Edad del Hielo (PEH)
- 2° Etapa de descarga → 1986
- 3° Etapa de descarga → Descarga completa

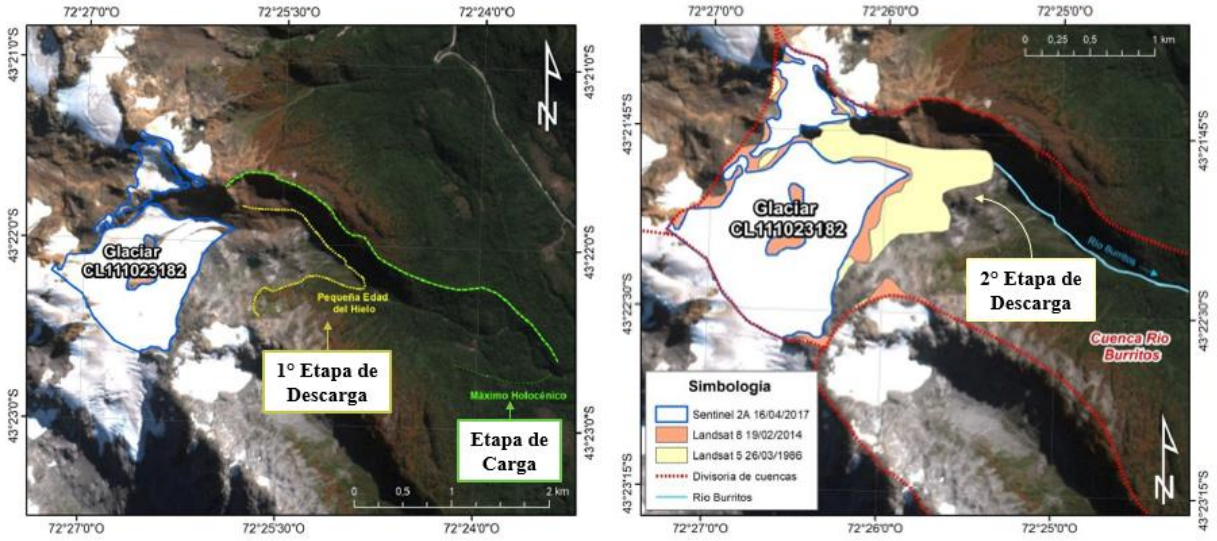


Figura 36. Etapas glaciares del sector, indicando etapas seleccionadas para el modelo, Caso 2 - Descarga según etapas. Fuente: (Modificado) Rivera, (2017).

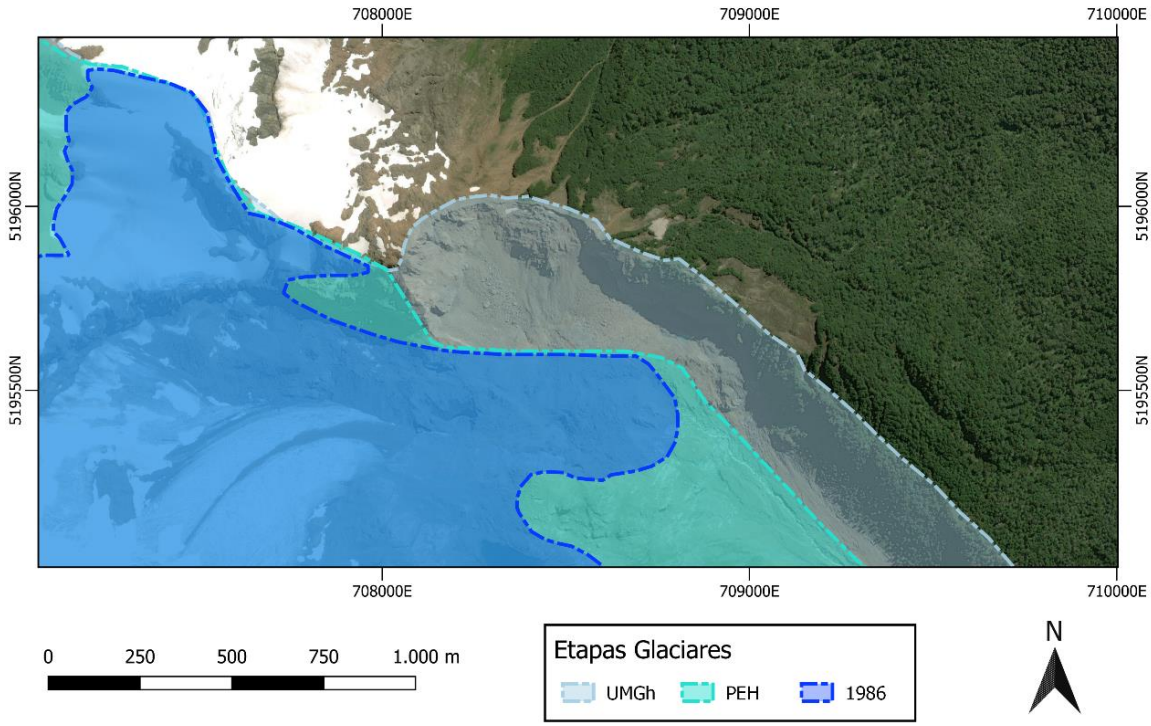


Figura 37. Etapas glaciares del área de estudio consideradas en modelo 3DEC, Caso 2 - Descarga según etapas. Elaboración propia.

Dado que, mediante este enfoque de modelamiento glaciar, las variaciones entre cada etapa de descarga glaciar no se ejecutan de forma paulatina como en el caso anterior, se calcula un estado cuasi-estático para cada cambio, prolongando la aplicación de la carga durante una cantidad de pasos mayor, de modo de alcanzar un estado de equilibrio entre cada etapa.

A continuación, se describe el procedimiento aplicado para derivar las ecuaciones de las condiciones de esfuerzo implementadas en 3DEC. En primer lugar, se define una ecuación del plano para representar la superficie glaciar de cada etapa. De forma general, aquellas ecuaciones pueden ser caracterizadas tomando un punto en particular del plano, junto con un vector normal que lo defina. Considerando un vector normal $\vec{n} = (n_1, n_2, n_3)$, la superficie glaciar queda caracterizada por la siguiente ecuación del plano,

$$\pi: \quad n_1 x + n_2 y + n_3 z_g + D = 0 \tag{4.5.6}$$

donde (x, y, z_g) corresponden a coordenadas asociadas a la superficie glaciar. Luego, imponiendo cierta elevación glaciar en el punto (0, 0, z_1), se puede definir la constante D como sigue,

$$D|_{(0,0,z_1)} = -n_3 z_1 \tag{4.5.7}$$

Reescribiendo la ecuación del plano y despejando la elevación glaciar (z_g), se deriva la ecuación que representa la superficie glaciar:

$$\pi: \quad n_1 x + n_2 y + n_3 z_g - n_3 z_1 = 0 \tag{4.5.8}$$

$$z_g = -\frac{n_1}{n_3} \cdot x - \frac{n_2}{n_3} \cdot y + z_1 \tag{4.5.9}$$

$$\boxed{z_g = ax + by + c} \tag{4.5.10}$$

Una vez establecida la ecuación del plano de la superficie glaciar, se encuentra una expresión para introducir los esfuerzos ejercidos por la carga glaciar en 3DEC, de forma semejante al caso anterior.

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g e \tag{4.5.11}$$

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g \left(z_g - z\right) \tag{4.5.12}$$

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g (ax + by + c - z) \tag{4.5.13}$$

$$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = -\rho g c - \rho g a \cdot x - \rho g b \cdot y + \rho g \cdot z \tag{4.5.14}$$

$$\boxed{\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz} = s_o + xgrad \cdot x + ygrad \cdot y + zgrad \cdot z} \tag{4.5.15}$$

donde s_o representa el esfuerzo aplicado en el punto de origen (0,0,0) del modelo ($\rho g c$), mientras que xgrad, ygrad y zgrad representan el valor del gradiente del esfuerzo asociado a los ejes (x, y, z), respectivamente.

En resumen, para implementar las condiciones de esfuerzos en 3DEC relativas a la carga glaciar, en primer lugar, se impone una elevación glaciar (z_1) en el punto (0,0) y se establece un vector normal al plano (ver Tabla 8). A partir de aquellos valores, se define la ecuación del plano que representa cada etapa, según la ecuación (4.5.10; ver Tabla 9). Finalmente, se calculan los valores s_o, xgrad, ygrad y zgrad que se introducen como condición de borde en el software (ver Tabla 10).

Tabla 8. Vectores normales y elevación glaciar z_1, definidos para cada etapa glaciar.

Etapa	$\mathbf{n_1}$	$\mathbf{n_2}$	$\mathbf{n_3}$	$\mathbf{z_1}$
UMG	0,2917	0,0204	0,9563	1828
PEH	0,3570	-0,0312	0,9336	1740
G85	0,3159	-0,0788	0,9455	1605

Tabla 9. Constantes (a, b, c) asociadas a la ecuación del plano de las etapas glaciares.

Etapa	**a**	**b**	**c**
UMG	-0,3050	-0,0213	1828
PEH	-0,3824	0,0335	1740
G85	-0,3341	0,0833	1605

Tabla 10. Variables asociadas a la condición de esfuerzos implementada en 3DEC.

Etapa	$\mathbf{s_o}$	**xgrad**	**ygrad**	**zgrad**
UMG	-16444267,56	2743,59	191,85	8995,77
PEH	-15652639,80	3440,01	-300,96	8995,77
G85	-14438210,85	3005,48	-749,35	8995,77

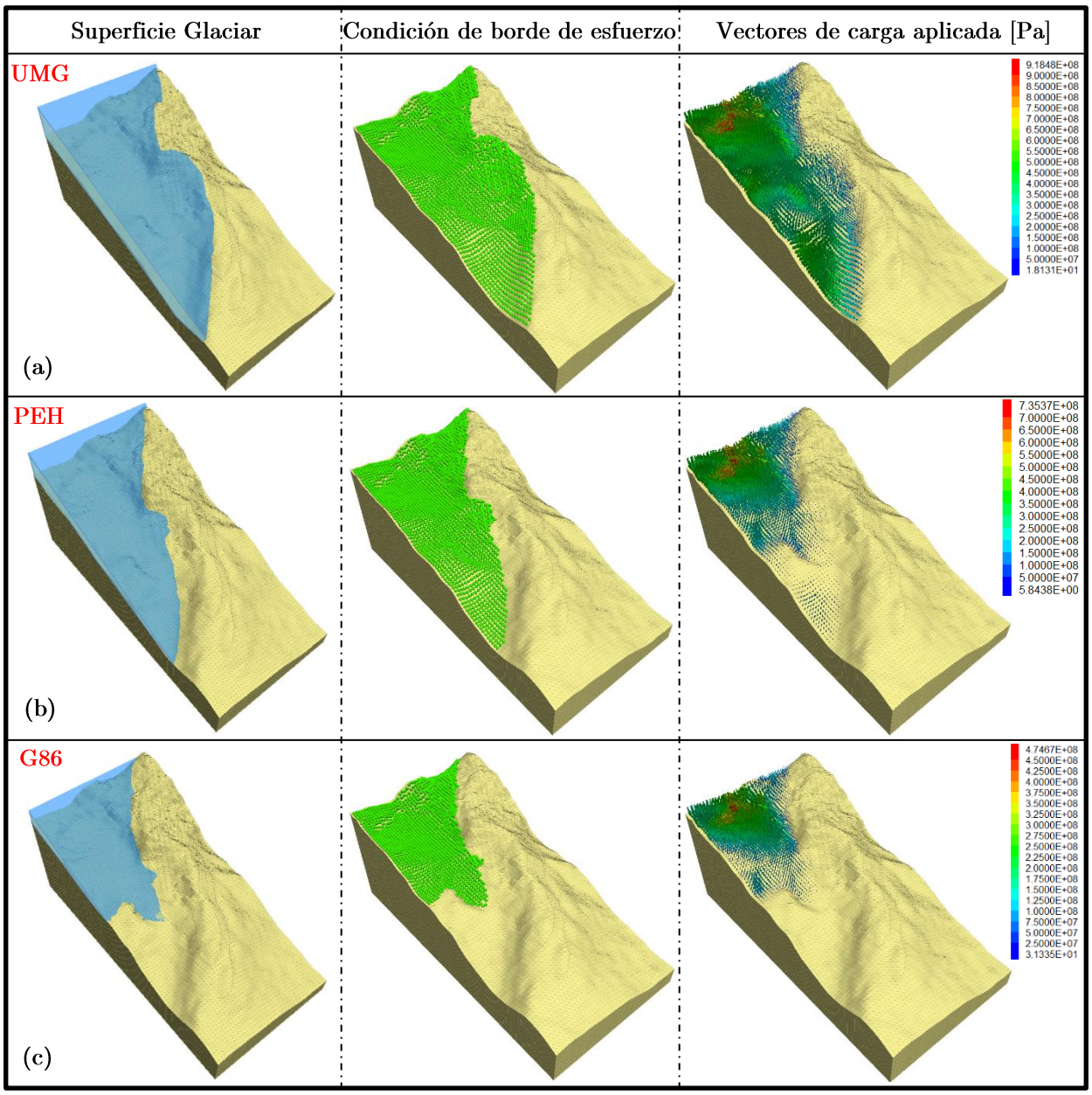


Figura 38. Esquematización proceso de descarga según etapas, Caso 2. Representación de la superficie glaciar, puntos asignados con condiciones de borde de esfuerzo y vectores de carga aplicados en cada etapa: (a) Último Máximo Glaciar Holocénico; (b) Pequeña Edad del Hielo; (c) Glaciar año 1986.

4.5.3. Modelo Hídrico

El factor desencadenante principal identificado en el deslizamiento de la Villa Santa Lucía corresponde a las lluvias intensas registradas días previos al suceso. Por consiguiente, adquiere una importancia significativa el estudio de la influencia del agua como factor gatillante, por lo que se analiza dentro del modelo numérico 3DEC.

A causa de lo anterior, tras la aplicación de la descarga glaciar se estudia el efecto de la incorporación de agua en el modelo. Tal como se señala en la sección 'Análisis de agua', 3DEC (v. 5.0) dispone básicamente de dos tipos de análisis distintos para aquellos fines: especificación de nivel freático y flujo de fluido a través de discontinuidades.

La lógica de análisis de flujo de fluido de 3DEC involucra la incorporación de parámetros hidrogeológicos del problema, los que son difícil de estimar de forma precisa si no se cuenta con mediciones y/o monitoreo in situ de aquellas variables. Debido a aquello, para poder efectuar un análisis de flujo formal se requiere conocer en forma concreta los parámetros hidrogeológicos del estudio. Al no ser el caso del estudio en curso, se determina que el análisis por medio de la especificación del nivel freático es más aplicable. Además, por medio de la incorporación del nivel freático, es posible estudiar la influencia de las presiones de poro tanto en las discontinuidades como en los bloques, a diferencia del análisis de flujo de fluido disponible en la versión 5.0 de 3DEC, el cual asume bloques impermeables en su cálculo.

Mediante la incorporación del nivel freático, también es posible definir dos enfoques diferentes de análisis:

(1) **Saturación completa**: se puede desarrollar un análisis extremista del comportamiento del modelo ante la presencia del agua, asumiendo una condición completamente saturada del modelo.

(2) **Infiltración de agua - Coeficiente de Ru**: para simular una infiltración de agua superficial de forma simplificada, a través de la especificación del nivel freático, se puede aplicar un coeficiente de Ru, mediante el cual se representa cierto grado de saturación del material.

Ambos enfoques de análisis son llevados a cabo para efectos de este estudio, con la finalidad de evaluar diferentes escenarios que podrían haber propiciado las condiciones gatillantes del deslizamiento.

4.5.3.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa

Para un primer acercamiento sobre el comportamiento del modelo ante la incorporación de agua, a modo de simular la influencia del factor gatillante de precipitaciones intensas, se analiza la respuesta de la ladera ante una condición de saturación completa. Dicha condición se implementa a través de la especificación del nivel freático a nivel de la superficie topográfica, de modo de asignar presiones de poro a la totalidad del modelo.

Al incorporar presiones de poros y utilizar modelos constitutivos plásticos, la falla, tanto de los bloques como de las discontinuidades, es controlada por el estado de tensión efectiva. Aquellos esfuerzos efectivos se calculan según las siguientes expresiones:

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} + p\delta_{ij} \tag{4.5.16}$$

$$\sigma'_n = \sigma_n + p \tag{4.5.17}$$

donde σ'_{ij} es el esfuerzo efectivo (según la definición de Terzaghi), σ_{ij} el esfuerzo total, p la presión de poros, δ_{ij} el delta de Kronecker, σ'_n el esfuerzo normal efectivo de la discontinuidad y σ_n el esfuerzo normal total de la discontinuidad (Itasca, 2019).

El nivel freático se incorpora en 3DEC por medio del comando **water table**, el cual calcula de forma automática la distribución de presión intersticial hidrostática, por debajo del nivel freático. Mediante este modo de cálculo solo se debe especificar la densidad del fluido y la gravedad. No se requieren propiedades del fluido como la porosidad y la permeabilidad, ni tampoco las condiciones de contorno del fluido (Itasca, 2019). Es importante resaltar, además, que se debe tener la precaución de asignar la densidad saturada a los materiales ubicados por debajo del nivel freático.

En concreto, para la simulación de este escenario (saturación completa) se llevan a cabo dos etapas: en la primera se especifica el nivel freático a nivel del contacto geológico; y en la segunda etapa se establece según la superficie de la topografía previa. La primera etapa se ejecuta meramente con la intención de evitar el 'choque' del modelo. Ambos niveles freáticos se incorporan de acuerdo con geometrías de archivos *.dxf* antes creados y asumiendo una densidad del agua igual a 1000 [kg/m^3].

4.5.3.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru

El escenario analizado mediante el enfoque anterior es una situación completamente hipotética y es poco factible que se produzca en la realidad. A causa de ello, es necesario emplear otro tipo de enfoque para modelar la influencia del agua. En aquel contexto, P. Gómez (comunicación personal, 16 de marzo 2022), Gerente General de Itasca Chile Spa., sugiere emplear un coeficiente de Ru para efectos de la simulación de infiltración de agua superficial.

El coeficiente de Ru es un parámetro utilizado para describir de forma simplificada las condiciones de presión de poros en análisis de estabilidad de taludes. El valor de Ru es una relación entre la presión de poros y el esfuerzo litostático, definiéndose como (Gündoğdu, 2011):

$$R_u = \frac{u}{\gamma z} \tag{4.5.18}$$

donde u es la presión de poros, γ es el peso unitario del material (suelo o roca) y z es la profundidad por debajo de la superficie del terreno. El valor de Ru varía entre 0 y 1, donde un valor superior representa un nivel de saturación mayor del material.

Este método ha sido aplicado en algunos estudios de minería, como por ejemplo en rajos abiertos en alta cordillera donde se han producido movilización de taludes tras eventos pluviométricos de alta intensidad, en los cuales los niveles freáticos del agua subterránea se encuentran por debajo de las áreas afectadas y no se ven afectados (P. Gómez, comunicación personal, 17 de marzo 2022). En consecuencia, este método se ajusta bien para el propósito del estudio.

Para efectos de la modelación mediante 3DEC, este escenario se implementa incorporando el nivel freático al nivel de la superficie topográfica, tal como en el caso anterior, modificando el valor de entrada de la densidad del agua dependiendo del coeficiente de Ru adoptado. Se debe tener en cuenta que en este caso solo se emplea el valor de la densidad natural de los materiales litológicos, a diferencia del análisis de saturación completa.

Cabe hacer notar que el análisis de saturación completa (Caso 1) antes descrito, es semejante a la aplicación de un coeficiente Ru de 0,45 y 0,36, para la toba y tonalita, respectivamente. Tomando aquello en consideración, se evalúa el comportamiento de la ladera ante distintos valores de Ru; 0,10, 0,20 y 0,30, lo que se traduce en la suposición de una densidad del agua de 200, 400 y 600 [kg/m^3], respectivamente. De este modo, se analizan distintos escenarios de infiltración de agua, donde el coeficiente de Ru 0,10 representa un caso menos saturado, mientras que el caso de Ru 0,30 reproduce una situación de mayor saturación, mas no de saturación completa, ya que es el escenario analizado mediante el Caso 1.

Capítulo 5

Resultados

El capítulo presente expone los resultados obtenidos a partir de la modelación numérica con 3DEC. Los códigos de dicha modelación se detallan en Anexo E.

5.1. Modelo Estático

Según las condiciones y propiedades descritas en la sección anterior, se desarrolla la configuración del modelo estático. Los criterios de estabilidad aplicados corresponden a la verificación de las velocidades y desplazamientos de puntos de control y del gráfico de fuerzas desbalanceadas. Para la evaluación de la estabilidad del modelo estático se define una razón de fuerzas desbalanceadas (ratio) de 1e-04 y 1e-06, para la ejecución elástica y plástica, respectivamente. Es decir, una vez alcanzados esos valores, la simulación se detiene, para chequear la estabilidad.

Los puntos de control considerados para la validación del modelo estático se esquematizan en la figura siguiente.

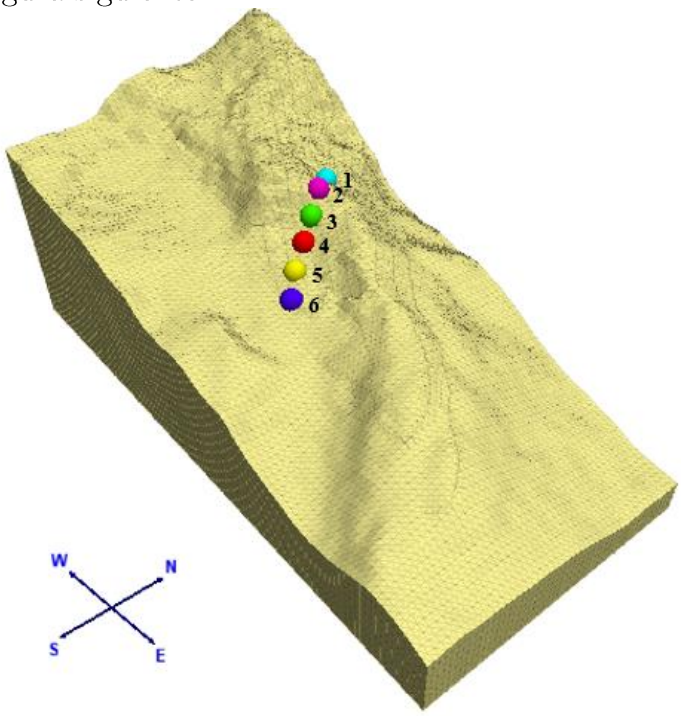


Figura 39. Puntos de control considerados para validación de modelo estático.

Debido a que la ejecución elástica se realiza meramente con el propósito de ajustar los esfuerzos iniciales del modelo, las figuras presentadas en lo que sigue corresponden a los resultados obtenidos tras ejecutar la corrida plástica del modelo. Las figuras siguientes representan los resultados obtenidos tras 130 [s] de modelación, aproximadamente.

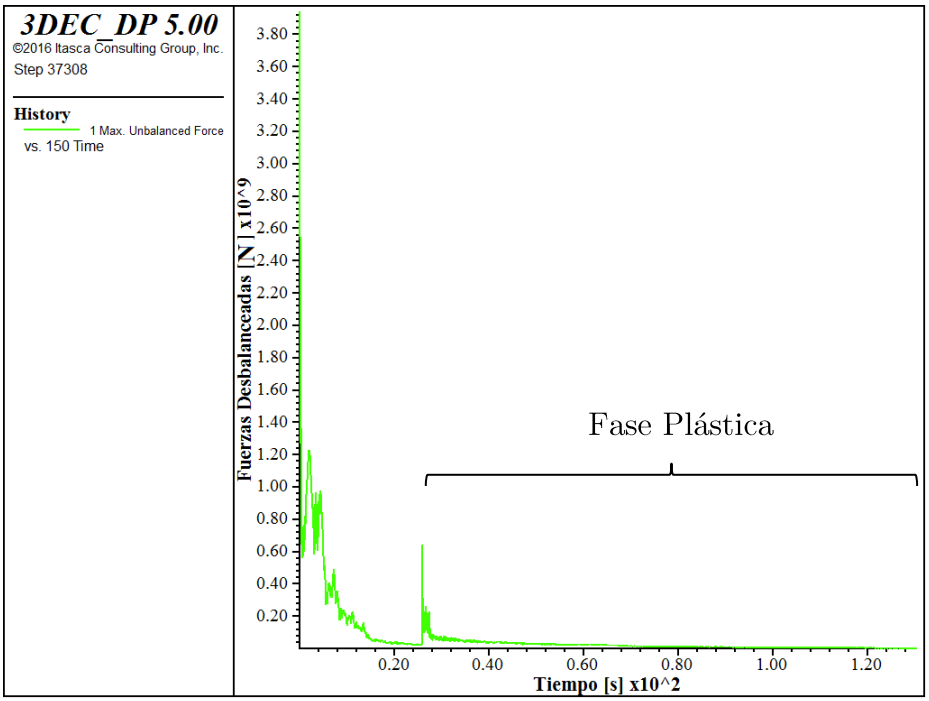


Figura 40. Fuerzas desbalanceadas en el tiempo, Modelo Estático.

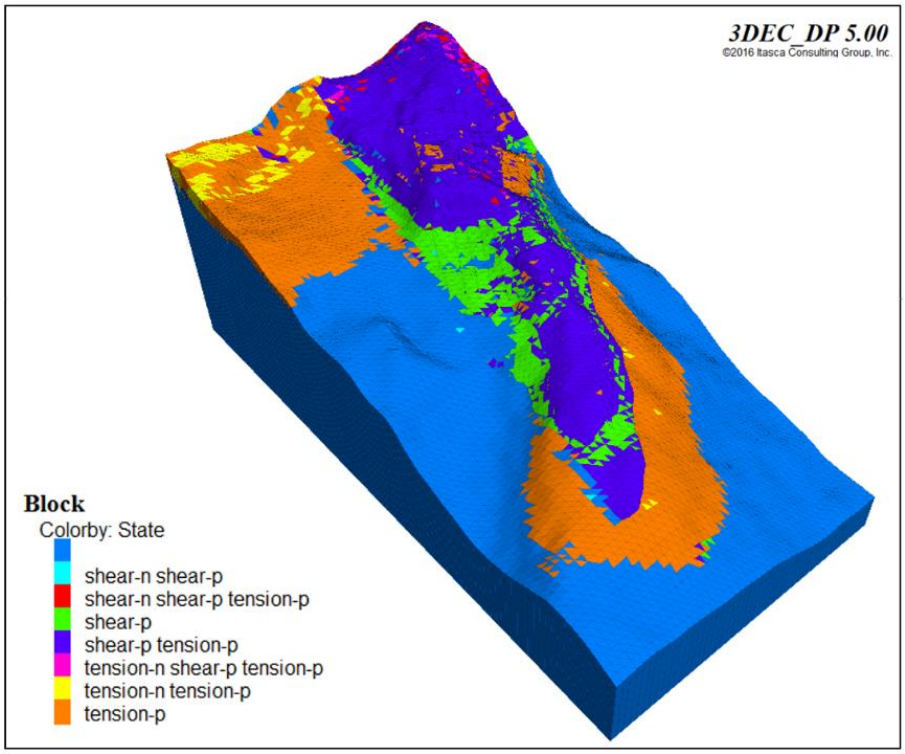


Figura 41. Indicadores de plasticidad por zonas, Modelo Estático.

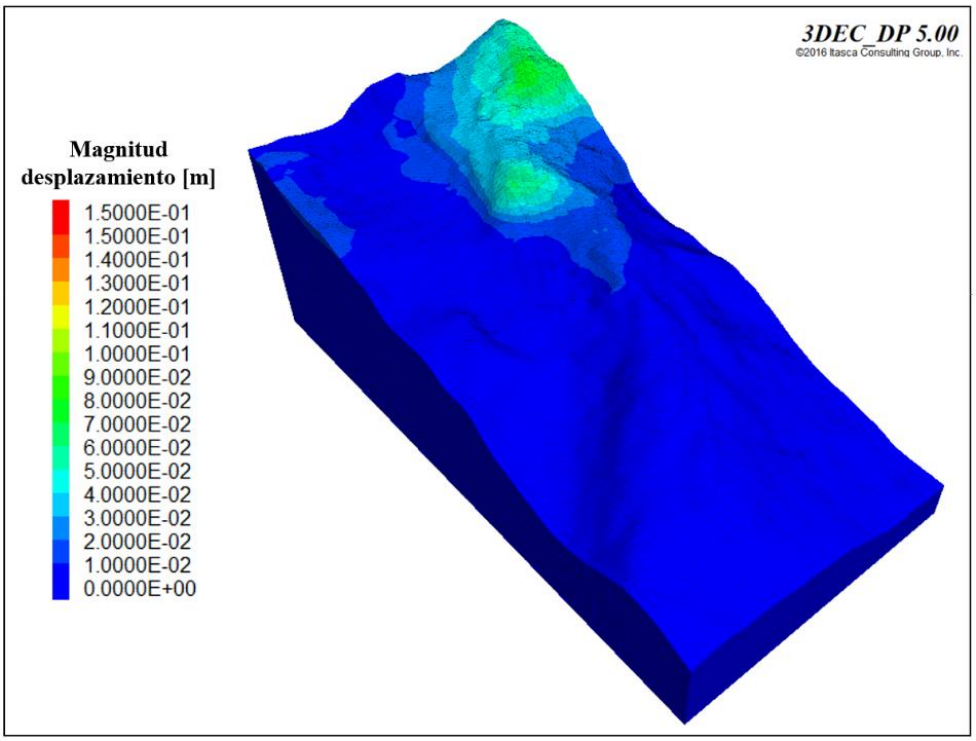


Figura 42. Contorno de desplazamiento, Modelo Estático.

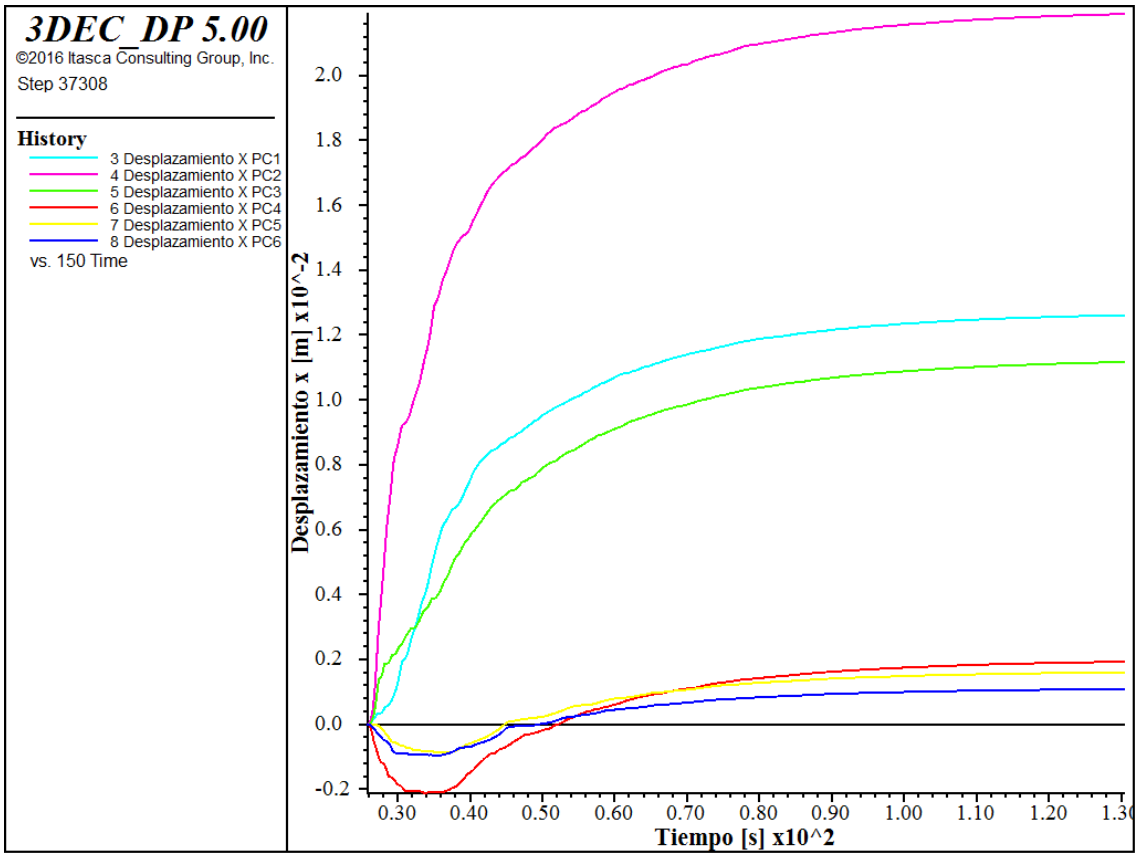


Figura 43. Desplazamiento en eje X de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático.

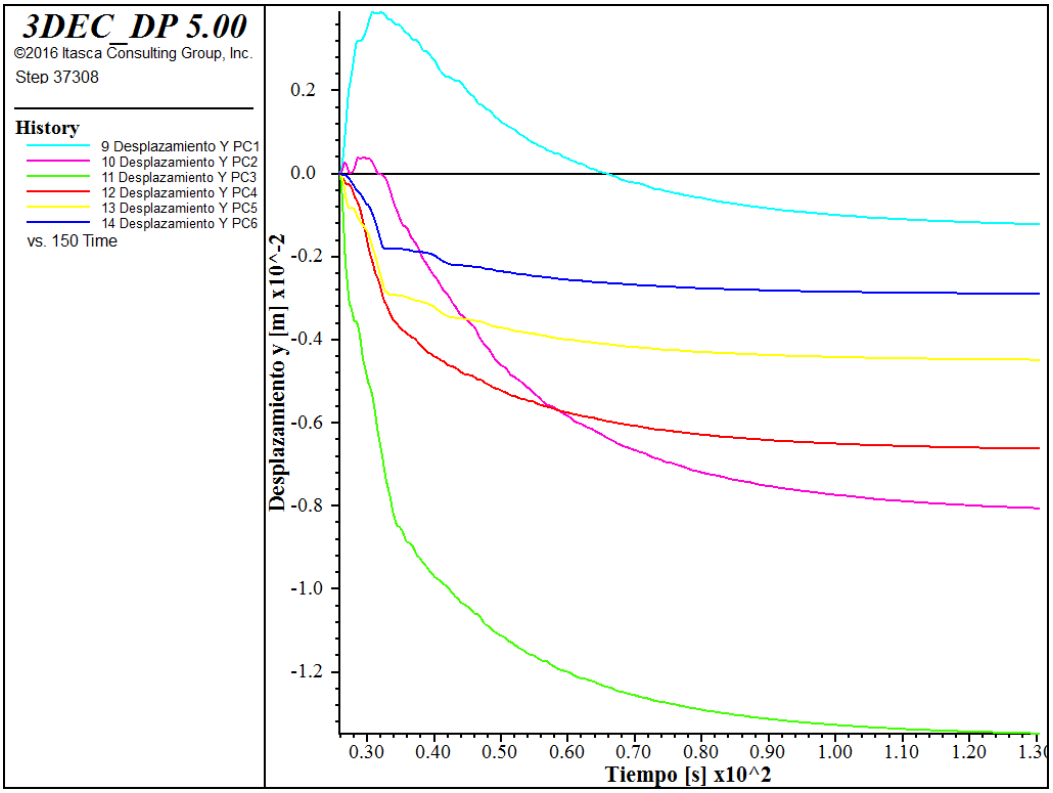


Figura 44. Desplazamiento en eje Y de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático.

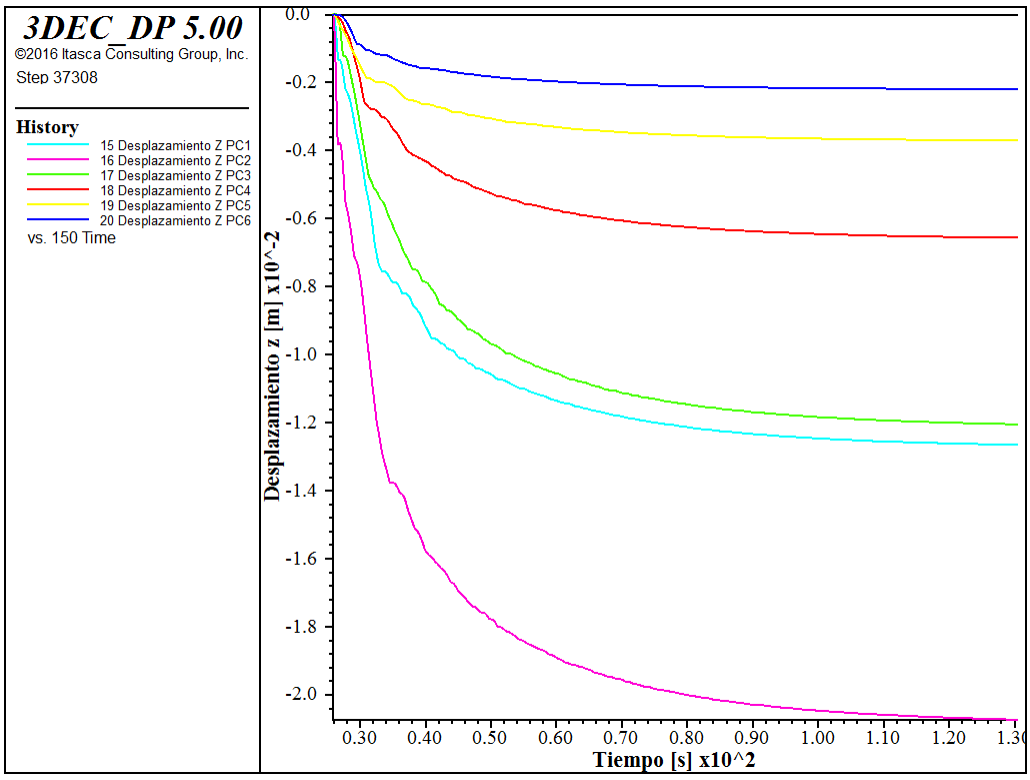


Figura 45. Desplazamiento en eje Z de los puntos de control, en función del tiempo. Modelo Estático.

Las fuerzas desbalanceadas en el tiempo (Figura 40) alcanzan un gran valor en la fase inicial de la simulación, lo que se debe al ajuste del modelo ante la aplicación de la gravedad. Aquel valor disminuye de forma progresiva hasta aproximadamente los 26 [s] de ejecución, momento en el cual se hace el cambio de las propiedades elásticas a plásticas, generando así una perturbación en el sistema, que a su vez induce un nuevo incremento de las fuerzas desbalanceadas. Nuevamente, la magnitud de las fuerzas desbalanceadas disminuye de forma progresiva hasta alcanzar un estado de equilibrio.

El gráfico de contorno de desplazamiento (Figura 42) indica que los desplazamientos producidos en la zona superficial alcanzan un orden de magnitud de 0,1 [m] aproximadamente, es decir, no se generan desplazamientos significativos. Por otra parte, los gráficos asociados a los desplazamientos de los puntos de control (Figura 43, Figura 44 y Figura 45) presentan desplazamientos de un orden de magnitud menor, no superando más de 0,03 [m] de desplazamiento. Considerando aquel hecho y que además todos los puntos de control, en todas las componentes (x, y, z), se estabilizan, convergiendo a algún valor en particular, es posible señalar que el modelo es estable de acuerdo con el criterio de desplazamiento.

Los indicadores de plasticidad del modelo (Figura 41) muestran ciertas zonas con fluencia activa ('now'), principalmente de tensión, que podrían indicar una falla o inestabilidad, no obstante, de acuerdo con lo conversado con P. Gómez (comunicación personal, 28 de octubre 2021) para que fuese aquel el caso tendría que presentarse una amplia porción del modelo en condición de falla 'now' en vez de 'past', lo que no se observa en este modelo en particular. Por otro lado, de acuerdo con lo inferido a partir de los otros criterios de estabilidad, las zonas con fluencia activa no son influyentes en el comportamiento general que presenta el modelo. De este modo, el modelo en evaluación se puede considerar estable y es utilizado como base para los análisis siguientes.

5.2. Modelo Mecánico

A continuación, se presentan los resultados obtenidos tras la aplicación de la carga glaciar y sus respectivas etapas de descarga, dependiendo del caso analizado: Caso 1 – descarga uniforme; Caso 2 – descarga según etapas. En particular, para el caso 1, aunque se ejecutan múltiples etapas sucesivas de descarga, para efectos de la presentación de resultados se muestra el comportamiento del talud cuando el nivel glaciar alcanza la elevación 1.250 y 1.000 m s.n.m., y en la fase de descarga completa.

Para ambos casos planteados, se analizan posteriormente los resultados asociados a los contornos de desplazamiento y el incremento máximo de la deformación de corte. Asimismo, también se presentan resultados asociados a la razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, de modo de reflejar las discontinuidades que se encuentran en estado crítico. Además de estudiar los resultados generales del modelo, también se analizan los escenarios en base a dos perfiles (longitudinal y transversal al valle), que permiten comprender el comportamiento del modelo en profundidad, ante la carga glaciar. Estos perfiles se definen de forma estratégica, incorporando el sector asociado al bloque colgante actual en el perfil transversal y haciendo coincidir el perfil longitudinal con el estudiado por Burgos (2022). La siguiente figura representa la traza de aquellos perfiles.

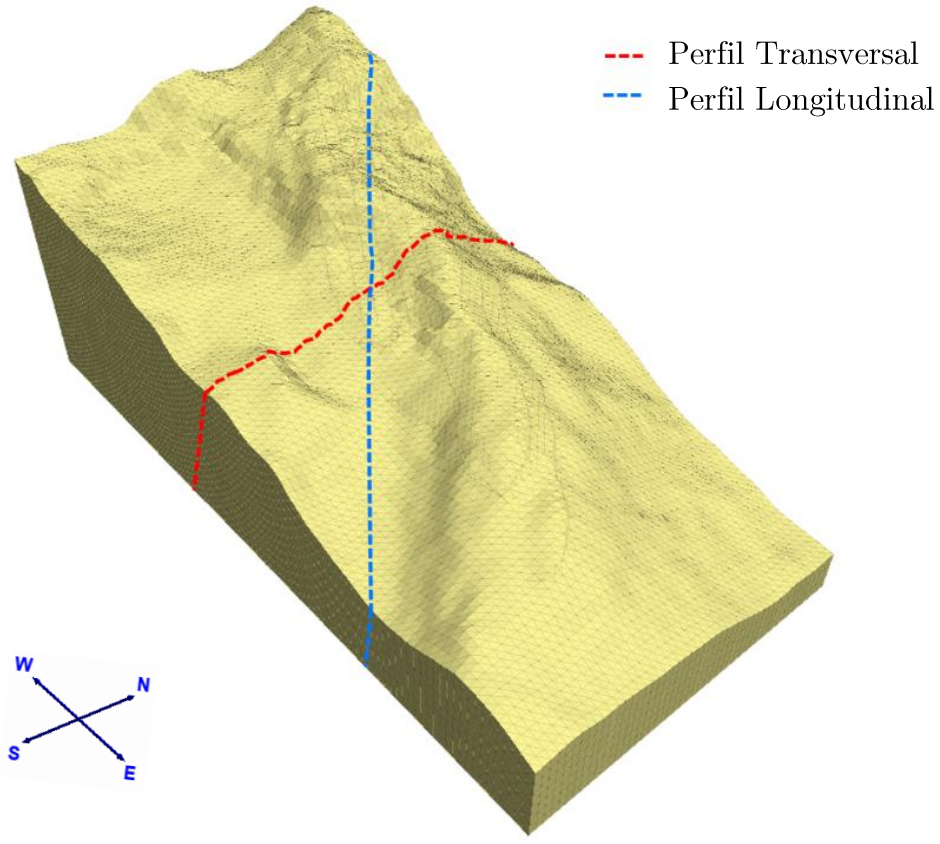


Figura 46. Representación de perfiles analizados en la modelación.

5.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga uniforme

En esta subsección se exponen los resultados derivados de la modelación mecánica aplicando el Caso 1, es decir, ejecutando la descarga uniforme del modelo. Antes de entrar en detalle con los resultados, es necesario esclarecer ciertos hechos respecto a las figuras expuestas en lo que sigue, que permitirán interpretarlas adecuadamente. En general, en todas las figuras se compara el estado del modelo en distintas etapas. Referente a ello es importante resaltar que el estado expuesto en cada etapa es la condición alcanzada por el modelo respecto a una misma situación inicial. O sea, la comparación no se realiza respecto a una etapa anterior, sino que en base a un punto inicial. El incremento máximo de deformación de corte se comienza a registrar desde el inicio de la simulación del modelo, vale decir, el punto inicial es el comienzo de la corrida elástica. En tanto, los desplazamientos son medidos desde el comienzo de la ejecución del modelo mecánico (o sea, desde la aplicación de la carga glaciar), dado que son reestablecidos (inicializados en 0) tras alcanzar el estado de equilibrio estático. A modo de ejemplo, esto significa que los desplazamientos que se muestran en una imagen de la etapa 'Descarga Glaciar 2' corresponden a los desplazamientos netos producidos desde el inicio de la simulación del modelo mecánico, no son los desplazamientos que se producen posterior a la 'Descarga Glaciar 1'.

Las etapas que son consideradas en los resultados del Caso 1 son enumeradas a continuación.

1. Condición inicial (Pre-UMG): corresponde al estado del modelo tras alcanzar el estado de equilibrio estático. Esta etapa no se considera para los resultados de desplazamientos, puesto que una vez finalizada los desplazamientos son reestablecidos.

2. Carga glaciar (1500 m s.n.m.): estado del modelo tras la aplicación de la carga glaciar.

3. Descarga glaciar 1 (1250 m s.n.m.): estado del modelo tras la disminución de la elevación glaciar a la cota 1250 m s.n.m.

4. Descarga glaciar 2 (1000 m s.n.m.): estado del modelo tras la disminución de la elevación glaciar a la cota 1000 m s.n.m.

5. Descarga glaciar 3 (descarga completa): corresponde al estado del modelo tras eliminar la carga glaciar por completo.

En la Figura 47 se observa que el incremento máximo de deformación de corte producido para la condición inicial del análisis (1), es decir, previo a la aplicación de la carga glaciar (modelo estático), se concentra fundamentalmente en las zonas de mayor elevación, ubicadas en el sector noroeste del modelo, alcanzando valores de deformación dentro del rango de 0,0001 - 0,0003 [-]. Una vez se incorpora la condición de esfuerzo hidrostática que simula la carga ejercida por el glaciar (2), cuya elevación se supone a los 1500 m s.n.m., la deformación de corte se concentra ahora en la superficie sobre la que se aplica dicha carga, concentrándose primordialmente en la ladera en estudio, adquiriendo valores máximos de deformación de corte del orden de 0,0003 [-]. A medida que se progresa con las etapas de descarga (3 y 4), disminuye de forma paulatina el incremento máximo de la deformación de corte, no obstante, se aprecia que en ciertos puntos singulares de la ladera se mantiene una alta deformación de corte tras el proceso de descarga glaciar, en comparación a la condición inicial. Es importante notar que en la etapa de descarga completa (5) hay un cambio de escala en la magnitud del incremento máximo de deformación de corte (0 - 1,5 x 10^{-5} [-]), en relación con las otras etapas exhibidas (0 - 3 x 10^{-4} [-]). Esta última etapa de descarga refleja que las magnitudes de deformación de corte alcanzadas disminuyen en un orden de magnitud con respecto a la condición inicial, alcanzando valores máximos de 1,5 x 10^{-5} [-] aproximadamente. También se observa que, tras la desglaciación, se presenta un amplio sector que queda con concentración de deformaciones de corte, abarcando por completo la zona afectada por el deslizamiento.

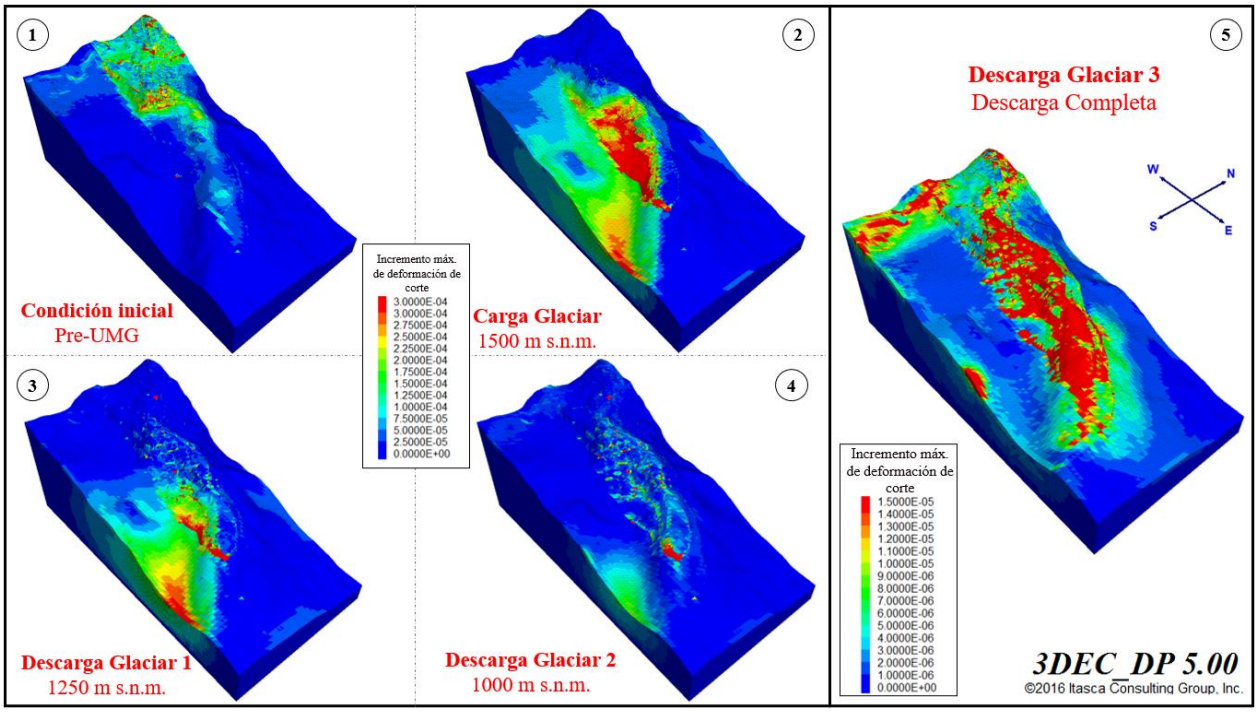


Figura 47. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar. Caso 1, descarga uniforme.

La Figura 48 y Figura 49 evidencian el mismo comportamiento antes descrito. En ambos perfiles se refleja que en la etapa inicial (1) el incremento máximo de deformación de corte se concentra a mayores altitudes, alcanzando valores máximos del orden de 0,00015 - 0,0003 [-]. Una vez se incorpora la carga glaciar (2), los sectores de mayor altitud dejan de ser la zona con mayor incremento máximo de deformación de corte, siendo ahora la cara de la ladera afectada por el deslizamiento el área más crítica, consiguiendo valores máximos de 0,0003 [-] aproximadamente. A medida que disminuye la elevación del glaciar (3 y 4), disminuyen en forma simultánea las deformaciones de corte, quedando primordialmente zonas someras con concentración de ellas tras el proceso de descarga glaciar (5).

Es importarte recalcar que, tal como en la figura anterior (Figura 47), las figuras en análisis tienen asociado un cambio de escala en la etapa final de descarga completa (5), mostrando para dicha etapa valores dentro del rango 0 - 1,5 x 10^{-5} [-]. En el caso particular del perfil longitudinal (Figura 48) se aprecia que tras la etapa de descarga glaciar completa (5) la superficie en la que se concentran deformaciones de corte concuerda bastante bien con el sector del talud que se ve afectado por el deslizamiento, no obstante, solo se concentran en zonas someras (15 [m] de profundidad en promedio), sin afectar en profundidad. Por otro lado, el perfil transversal (Figura 49), asociado al bloque colgante, en comparación con el perfil longitudinal expone una condición de deformación más crítica, que se extiende a mayor profundidad (30 – 35 [m]), abarcando una parte significativa de la zona deslizada.

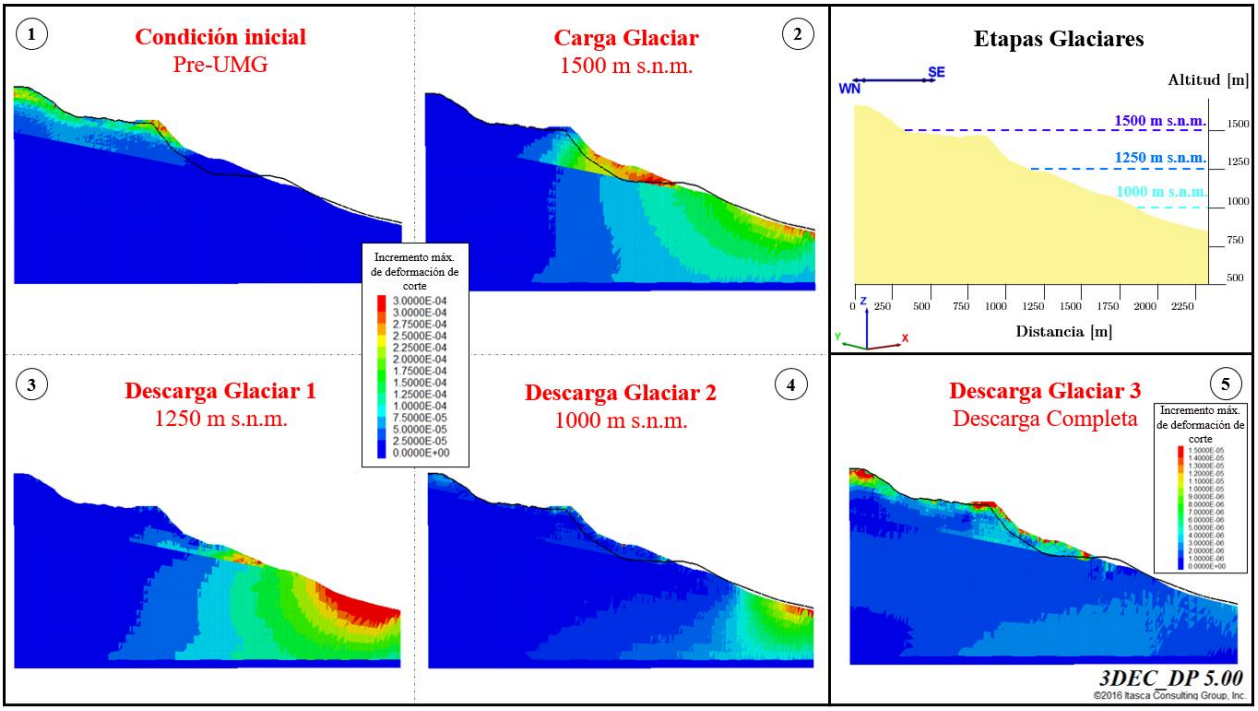


Figura 48. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil longitudinal, descarga uniforme (C1). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

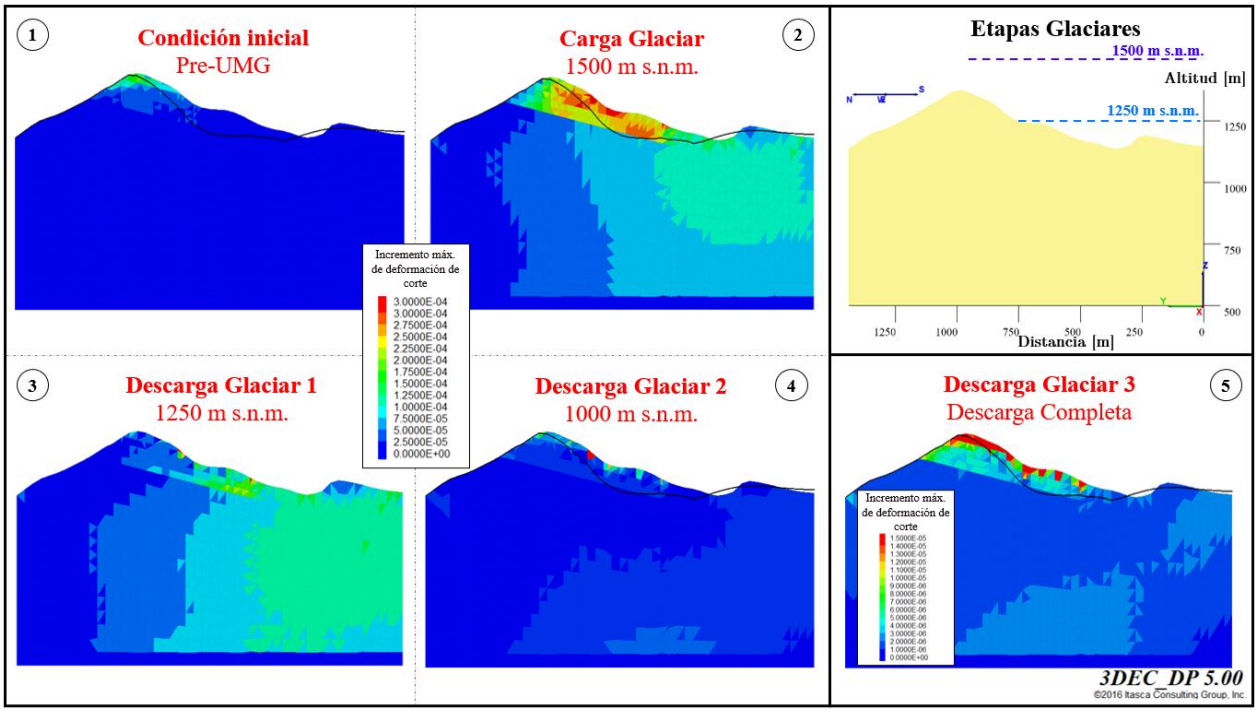


Figura 49. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil transversal, descarga uniforme (C1). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

Por otra parte, en los gráficos de desplazamientos (Figura 50) también se aprecia la tendencia de una disminución en su magnitud a medida que se descarga el modelo, alcanzando valores de desplazamiento máximos de 0,15 [m], 0,08 [m], 0,03 [m] y 0,003 [m] en las etapas de carga glaciar, descarga glaciar 1, descarga glaciar 2 y descarga glaciar 3, respectivamente. Esto quiere decir que se produce un rebote a causa del proceso de desglaciación. En particular, en la etapa de descarga glaciar completa (4) se observa que los desplazamientos finales se concentran en la ladera de estudio, con desplazamientos netos del orden de 0,002 – 0,003 [m], aunque los desplazamientos mayores se detectan hacia sectores singulares al oeste del modelo.

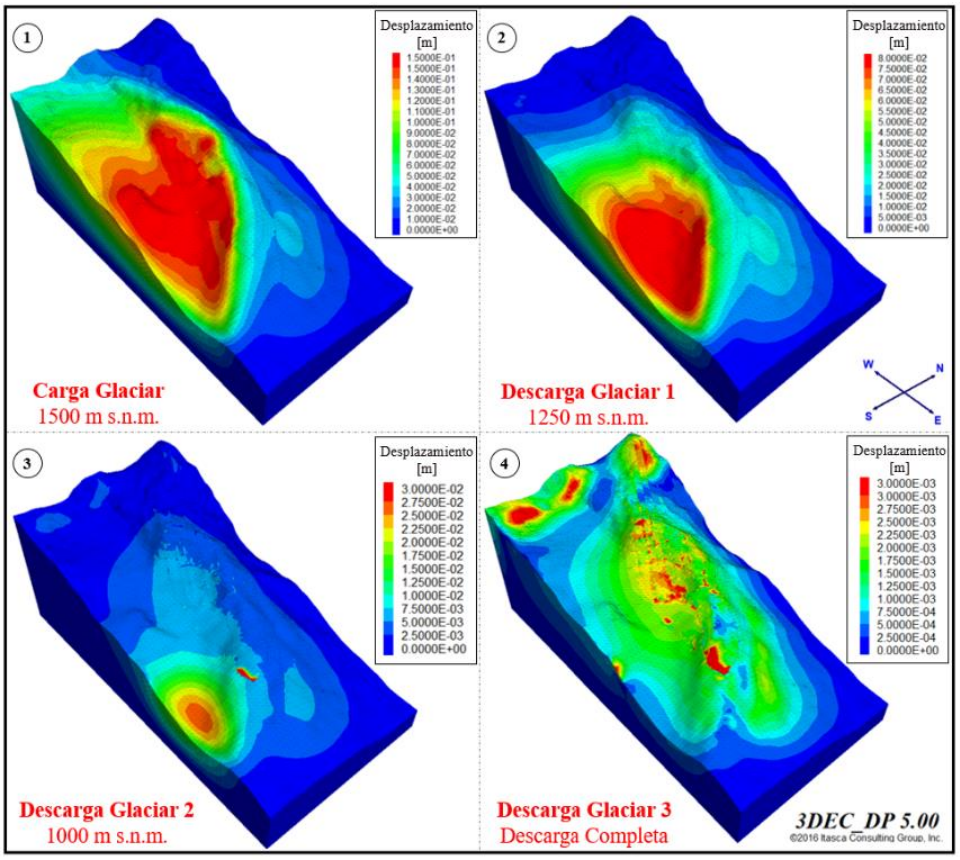


Figura 50. Contorno de desplazamiento de cada etapa glaciar. Caso 1, descarga uniforme.

Los vectores de desplazamientos del perfil longitudinal (Figura 51) y del perfil transversal (Figura 52), muestran el mismo comportamiento antes descrito. Luego de aplicar la carga glaciar (1) todos los vectores indican un desplazamiento concordante con el sentido de aplicación de dicha presión glaciar, alcanzando magnitudes máximas de hasta 0,18 [m]. Al ejecutar las etapas de descarga glaciar (2, 3 y 4), la magnitud de los vectores de desplazamientos disminuye considerablemente. En el caso del perfil longitudinal, se alcanzan magnitudes de desplazamiento máximas de 0,087, 0,025 y 0,003 [m] en las etapas de descarga glaciar 1, 2 y 3, respectivamente, mientras que en el perfil transversal se

alcanzan valores máximos de 0,058, 0,006 y 0,002 [m]. En general, en cada una de las etapas de descarga, se evidencia una tendencia de los vectores de desplazamiento a orientarse hacia el interior de la cara de la ladera afectada por el deslizamiento.

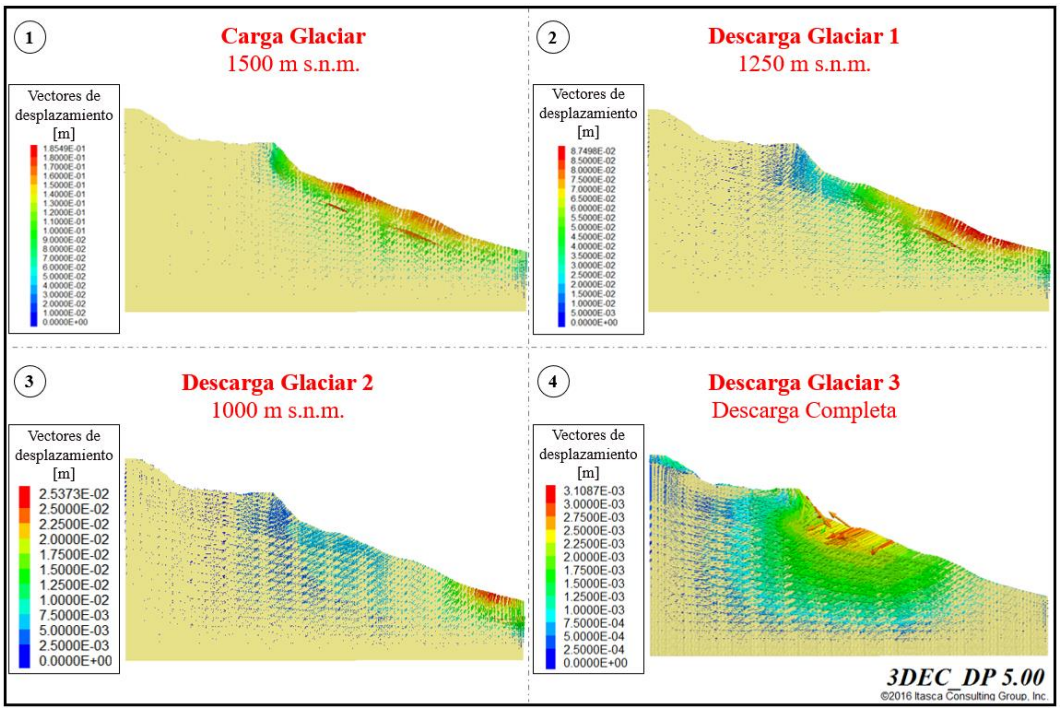


Figura 51. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil longitudinal. Caso 1, descarga uniforme.

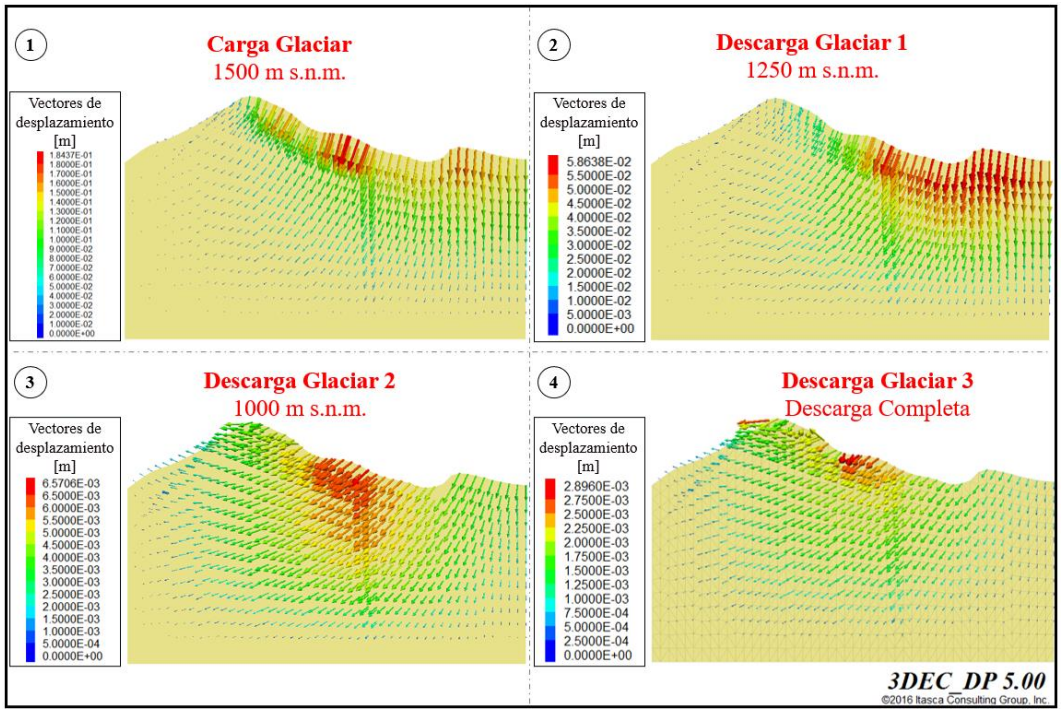


Figura 52. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil transversal. Caso 1, descarga uniforme.

Las Figura 53 y Figura 54 exponen resultados asociados al estado de las discontinuidades en cada etapa glaciar. Los contornos de aquellas figuras señalan la razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, que se calcula dividiendo la resistencia al corte de la discontinuidad por su esfuerzo de corte actual. En otras palabras, se representa el "factor de seguridad" (FS) al corte de las discontinuidades, donde valores superiores indican que la discontinuidad se encuentra sometida a bajos esfuerzos de corte en relación con su resistencia y, por ende, se encuentra en una condición segura (lejana a la falla). Al contrario, cuando el valor de la razón adquiere un valor cercano a 1 implica que el estado de esfuerzo al corte de la discontinuidad se aproxima al valor de su resistencia, alcanzando así un estado crítico, cercano a la falla por corte. En particular, en las figuras en cuestión las secciones de color verde de las discontinuidades representan una situación segura ($FS \geq 3$), mientras que la condición crítica queda representada con las trazas de color rojo ($FS \leq 1$), es decir, aquellas zonas se encuentran cercanas a la falla en corte, o bien ya fallaron. De este modo, es posible evaluar el estado de esfuerzos de las discontinuidades y analizar qué tan crítica es su condición (criticidad de discontinuidades) tras cada etapa ejecutada.

A través de este análisis se observa que tanto en el perfil longitudinal como transversal a medida que avanzan las etapas de descarga, incrementa la criticidad de las discontinuidades. En otras palabras, aumenta la longitud de las discontinuidades que se encuentra en un estado crítico. En el perfil longitudinal (Figura 53) se observa que en la etapa de carga glaciar (1) solo se encuentran críticamente estresadas discontinuidades que se ubican en el área de mayor altitud, extendiéndose aquella condición exclusivamente a zonas superficiales, relativamente distantes del sector deslizado. Luego, al ejecutar la primera etapa de descarga glaciar (2), se percibe que nuevos tramos de discontinuidades están en un estado crítico, particularmente en sectores superficiales de la cara de la ladera donde se produce el proceso de descarga reciente (1500 a 1250 m s.n.m.). Posteriormente, tras la simulación de la segunda etapa de descarga (3), se observa que hay una prolongación de los tramos de discontinuidades que se encuentran críticamente estresadas, incorporando sectores de menor elevación, donde se genera la descarga (1250 a 1000 m s.n.m.). En el perfil transversal (Figura 54) tras el proceso de carga glaciar (1) se nota una condición segura de las discontinuidades. No obstante, a medida que se simulan las etapas de descarga se identifican tramos críticamente estresados. En particular, tras el proceso de descarga glaciar 1 (2) se distinguen tramos críticamente estresados en sectores superiores. Dicha condición se extiende a elevaciones menores tras el proceso de descarga glaciar 2 (3). En ambos perfiles, en la última etapa de descarga glaciar (4) no se distinguen variaciones del estado de las discontinuidades con respecto a la situación expuesta en la etapa de descarga glaciar previa. Aquello se debe a que en la última descarga se elimina la presión glaciar que se encuentra a elevaciones menores, por debajo de la ubicación de las estructuras geológicas, por lo que estas no son afectadas por dicha etapa.

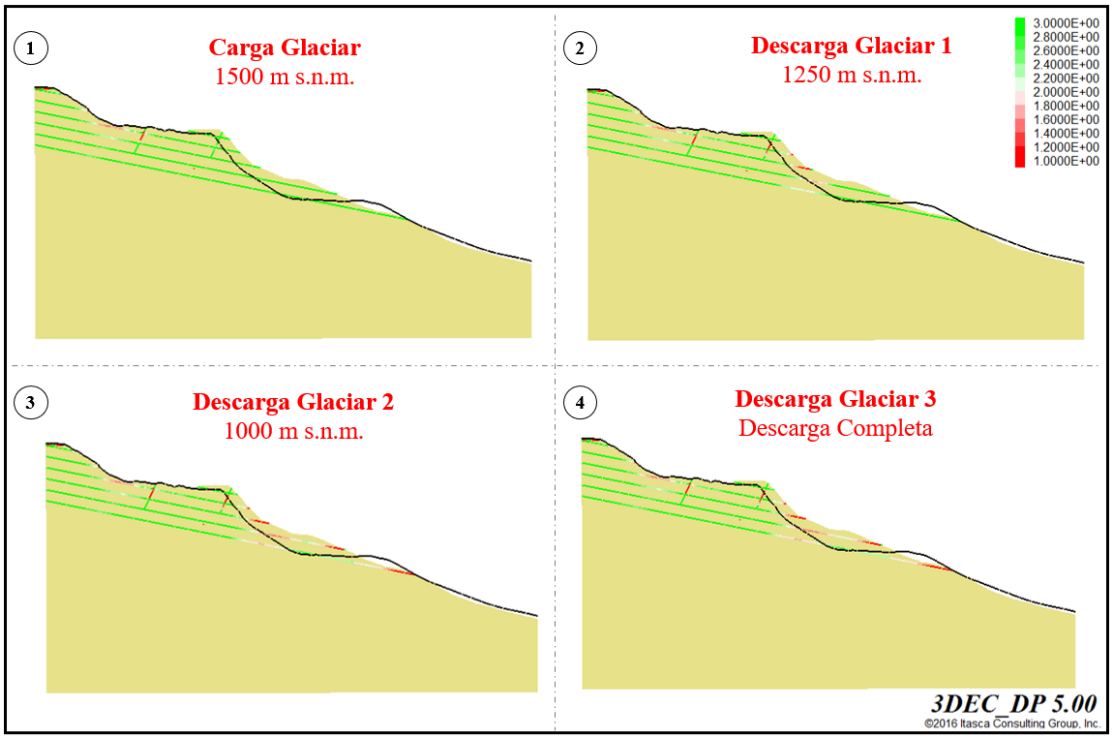


Figura 53. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil longitudinal. Caso 1, descarga uniforme. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

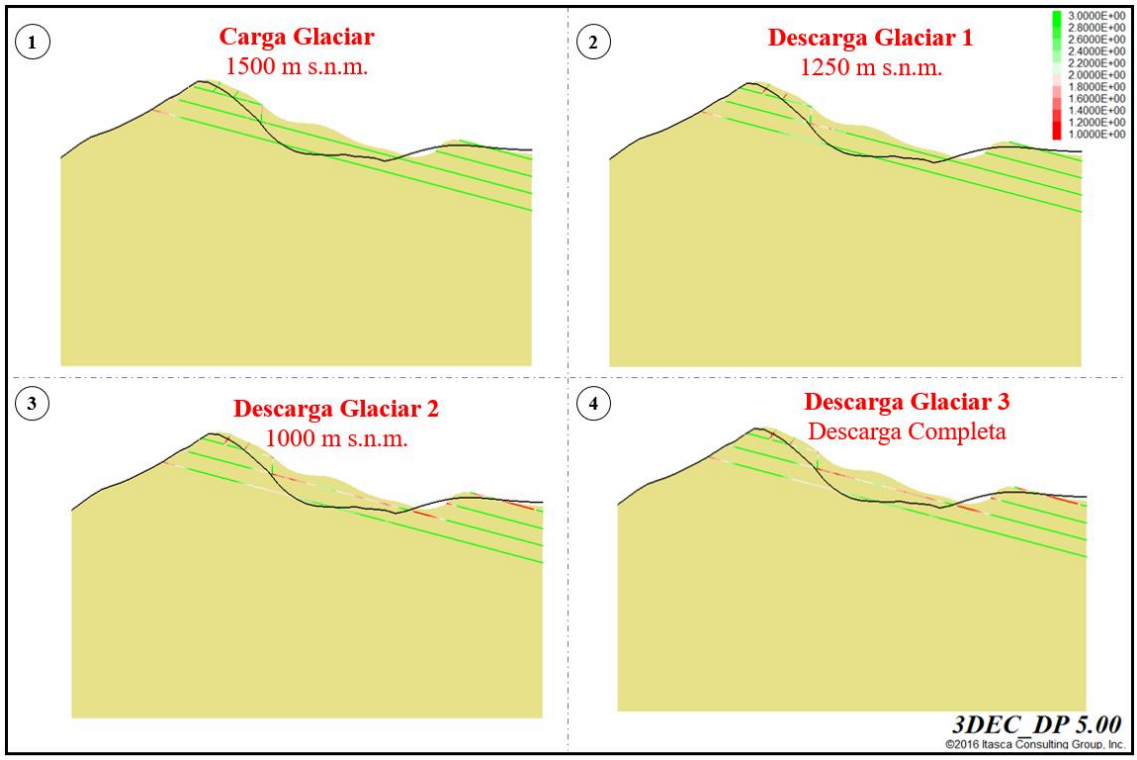


Figura 54. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal. Caso 1, descarga uniforme. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

5.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas

En esta subsección se exponen los resultados derivados de la modelación mecánica aplicando el Caso 2, es decir, ejecutando la descarga en el modelo según etapas glaciares. Las etapas que son consideradas en los resultados del Caso 2 son enumeradas a continuación.

1. Condición inicial (Pre-UMG): es el mismo estado considerado para el Caso 1, correspondiendo a la condición del modelo tras alcanzar el estado de equilibrio estático. Esta etapa no se considera para los resultados de desplazamientos, puesto que una vez finalizada los desplazamientos son reestablecidos.

2. Carga glaciar (UMG): estado del modelo tras la aplicación de la carga glaciar, de acuerdo con el nivel glaciar alcanzado en el Último Máximo Glaciar Holocénico.

3. Descarga glaciar 1 (PEH): estado del modelo tras la disminución de la elevación glaciar al nivel asociado a la Pequeña Edad del Hielo.

4. Descarga glaciar 2 (G86): estado del modelo tras la disminución de la elevación glaciar al nivel asociado al año 1986.

5. Descarga glaciar 3 (descarga completa): corresponde al estado del modelo tras eliminar la carga glaciar por completo.

En relación con los contornos de incremento máximo de deformación de corte obtenidos (Figura 55), a modo general, se presenta un comportamiento similar al registrado en el Caso 1 (descarga uniforme; Figura 47), detectándose una disminución gradual de la magnitud de las deformaciones a medida que se implementan las etapas de descarga, disminuyendo su valor máximo de 0,0003 [-] en la etapa inicial (1), a 3 x10^{-5} [-] en el escenario de descarga total (5). En este caso, al aplicar la carga glaciar (2), se observa que la concentración de deformación de corte no solo se produce en la ladera en estudio, sino que también en la ladera lateral asociada a los niveles volcánicos, adquiriendo valores máximos de deformación de corte del orden de 0,0003 [-]. Tal como en el caso de estudio anterior, se percibe que al avanzar con las etapas de descarga (3 y 4) disminuye progresivamente la deformación de corte en el modelo, aunque se mantienen ciertos puntos singulares con una alta deformación en la ladera en estudio. Es importante destacar que nuevamente hay un cambio de escala en la magnitud del incremento máximo de deformación de corte en la etapa de descarga completa (0 - 3 x 10^{-5} [-]), en relación con las otras etapas exhibidas (0 - 3 x 10^{-4} [-]). En aquella última etapa glaciar de descarga

completa se aprecia que la condición final de las deformaciones de corte tiene una configuración muy similar a la derivada de los resultados del Caso 1 (descarga uniforme), diferenciándose primordialmente que en este caso también se concentran deformaciones en las zonas de mayor altitud, en el sector noroeste del modelo.

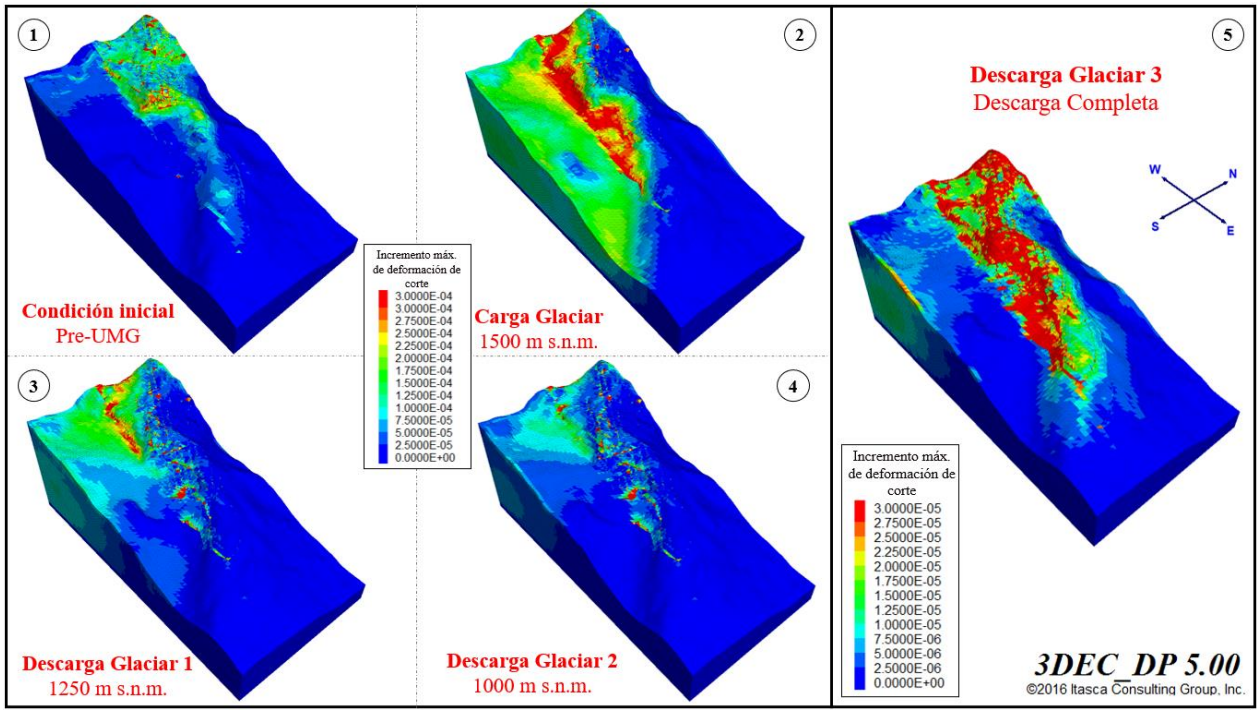


Figura 55. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar. Caso 2, descarga según etapas.

Al analizar el perfil longitudinal (Figura 56) y transversal (Figura 57) se aprecia que, tal como en el Caso 1, tras incorporar la carga glaciar (2) el incremento máximo de deformación de corte se concentra principalmente a los pies del talud, alcanzando valores del orden de 0,0003 [-]. Luego, al ejecutar las etapas de descarga glaciar (3 y 4) la magnitud de aquella deformación de corte disminuye visiblemente. Tras la eliminación completa de la carga glaciar, se observa que el sector en el que se concentra la deformación de corte en el perfil longitudinal (Figura 56) coincide con el sector que se distingue en el Caso 1, aunque, en el caso de análisis actual (Caso 2), el alcance de la concentración de las deformaciones en superficie es levemente superior (20 – 50 [m]), tanto en extensión como en profundidad. Al contrario, en el perfil transversal, si bien se observa una concordancia con el área principal de concentración de deformación de corte del Caso 1, en el caso de análisis actual se concentra en un área levemente menor, influyendo en profundidades de hasta 30 [m].

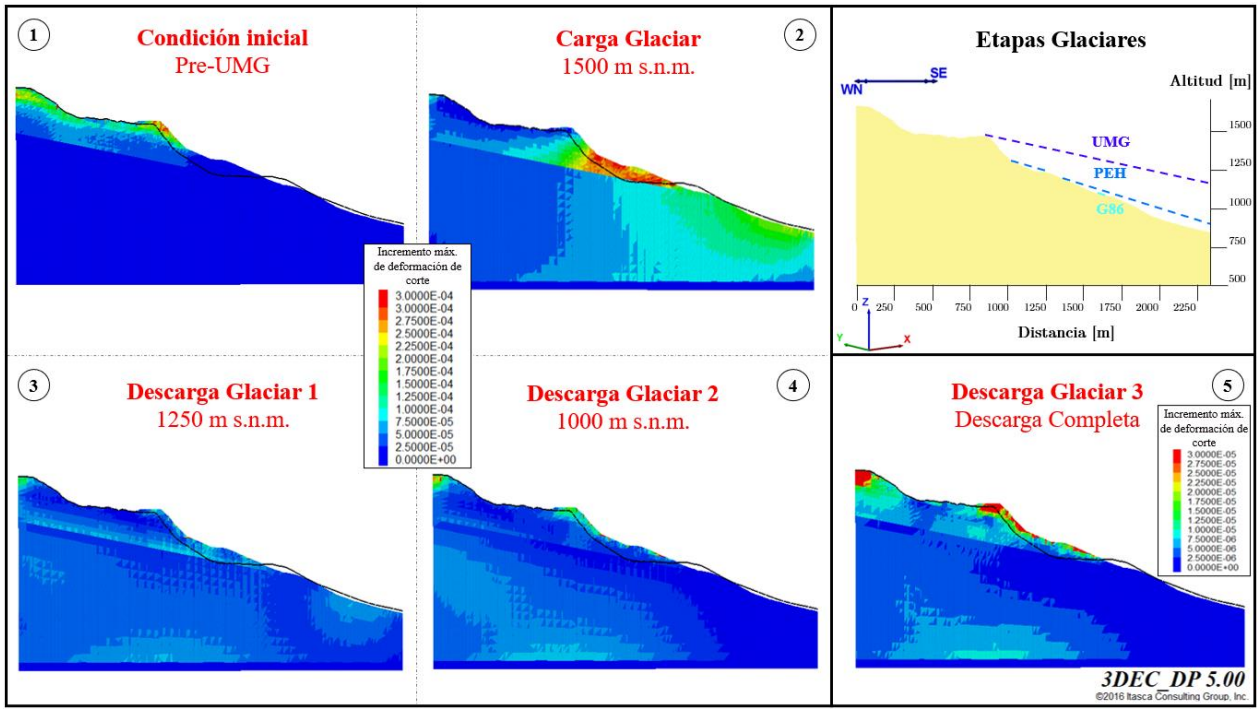


Figura 56. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil longitudinal, descarga según etapas (C2). La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

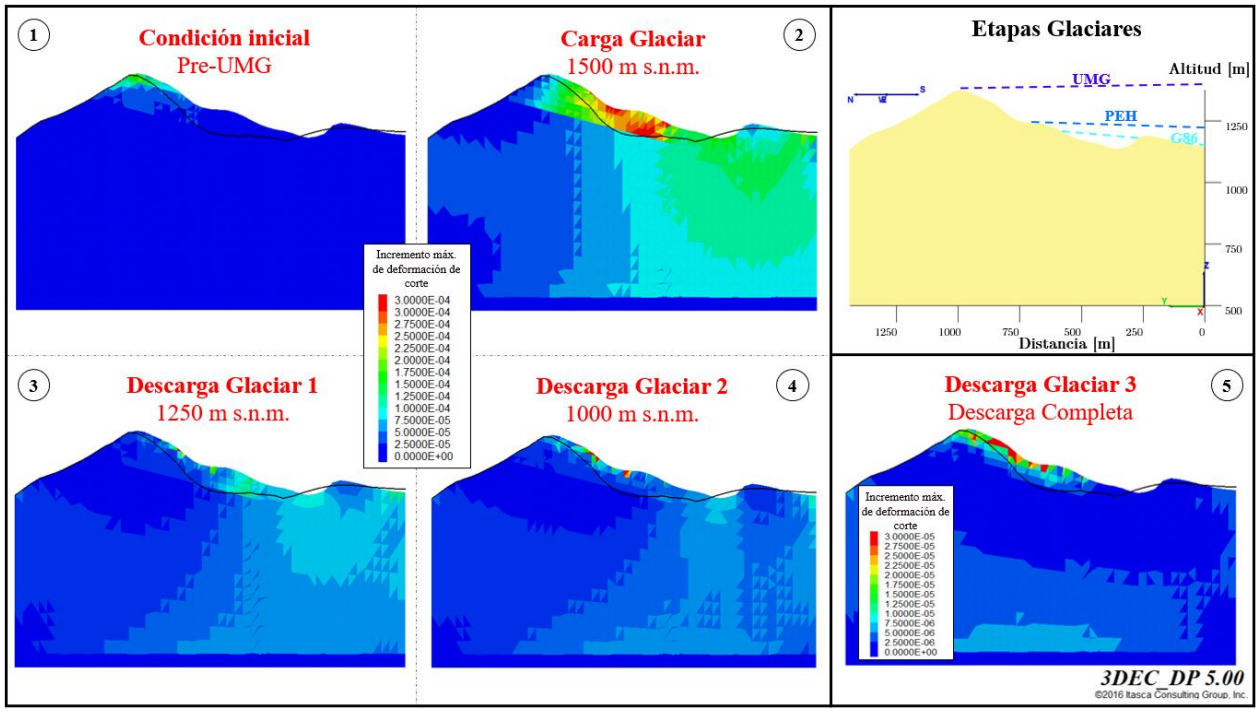


Figura 57. Incremento máximo de deformación de corte de cada etapa glaciar, perfil transversal, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

En la Figura 58 se muestran los contornos de desplazamientos en cada etapa. En este caso, al aplicar la carga glaciar (1) los desplazamientos máximos (0,15 [m] aproximadamente) se detectan en el sector suroeste del modelo, donde se aplican los mayores esfuerzos producto de la forma de representación de la carga glaciar. Tal como en el Caso 1 (descarga uniforme), la magnitud de los desplazamientos disminuye de forma progresiva acorde a las etapas de descarga ejecutadas. Sin embargo, a diferencia del Caso 1, en el caso actual (Caso 2) se producen desplazamientos máximos de un orden de magnitud superior en la descarga final (0,015 [m]) y, además, se identifica una zona con concentración de desplazamientos en el sector noroeste, que podría indicar una posible inestabilidad.

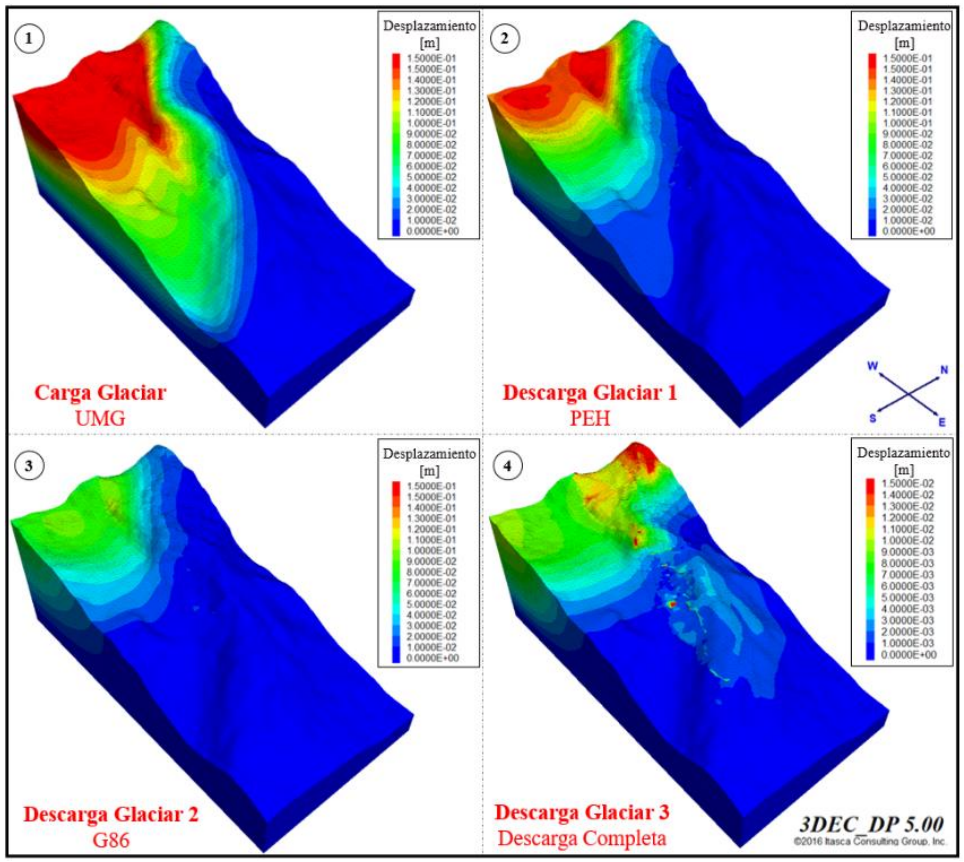


Figura 58. Contorno de desplazamiento de cada etapa glaciar. Caso 2, descarga según etapas.

Al aplicar la carga glaciar (1) todos los vectores de desplazamiento, tanto del perfil longitudinal (Figura 59) como del perfil transversal (Figura 60), indican un desplazamiento concordante con el sentido de aplicación de dicha presión glaciar, alcanzando magnitudes máximas de hasta 0,12 [m]. De forma semejante al Caso 1 (descarga uniforme), se aprecia que al ejecutar las etapas de descarga glaciar (2, 3 y 4), la magnitud de los vectores de desplazamientos disminuye considerablemente, hasta en un orden de magnitud en relación con la etapa de aplicación de la carga glaciar. En el

caso del perfil longitudinal, se alcanzan magnitudes de desplazamiento máximas de 0,023, 0,012 y 0,011 [m] en las etapas de descarga glaciar 1, 2 y 3, respectivamente, mientras que en el perfil transversal se alcanzan valores máximos de 0,039, 0,022 y 0,021 [m]. A diferencia del Caso 1, en donde los vectores de desplazamiento en cada etapa apuntan hacia el interior del talud, al aplicar la descarga según etapas se hace notoria una tendencia de los vectores a orientarse en el sentido de la ladera en el perfil longitudinal (Figura 59) a partir del escenario de descarga glaciar 2 (3). Aquel hecho se acentúa aún más ante el escenario de descarga glaciar 3 (4), donde algunos vectores de desplazamiento indican movimiento hacia afuera del talud. Comportamiento similar se da en torno al perfil transversal (Figura 60), pero en menor grado, distinguiéndose a partir de la etapa de descarga glaciar 2 (3) que un punto en particular es el que se desestabiliza en la ladera, el cual coincide con la intersección en superficie de un estrato con una discontinuidad subvertical.

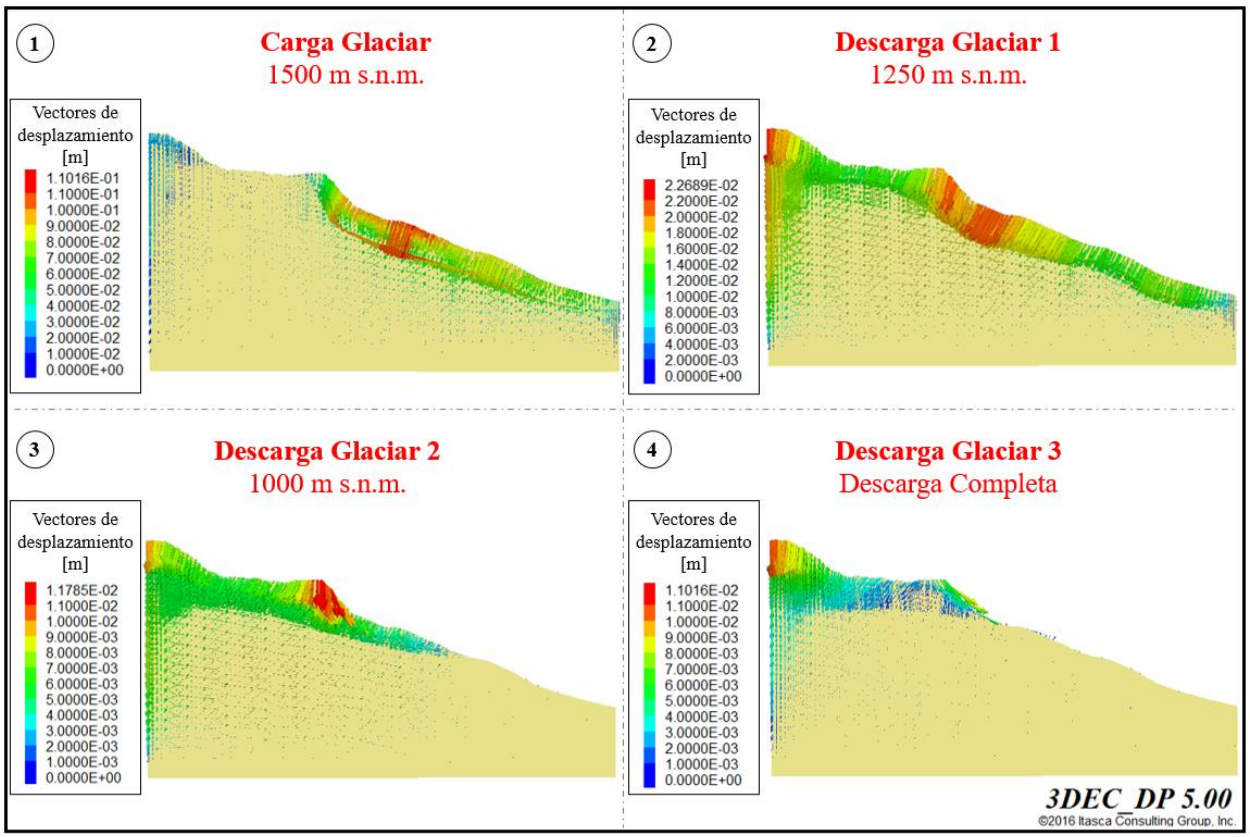


Figura 59. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil longitudinal. Caso 2, descarga según etapas.

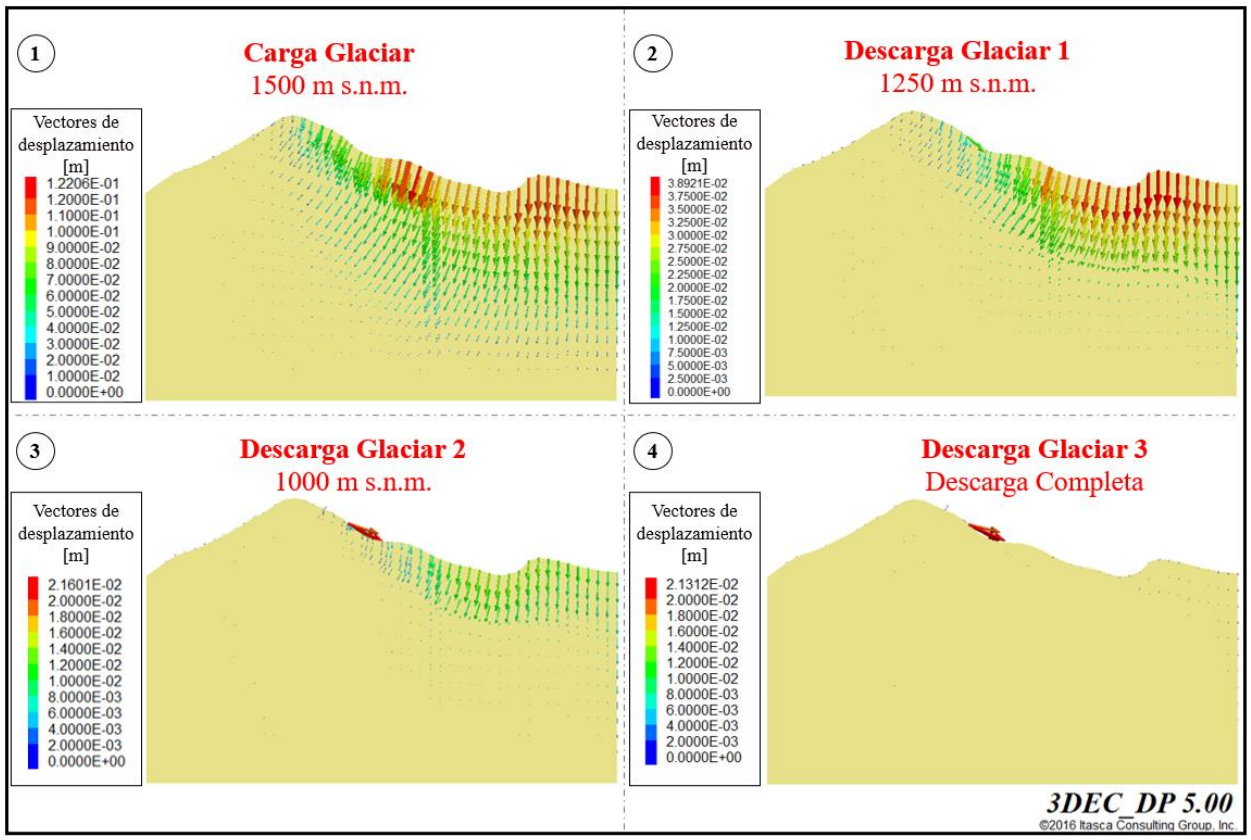


Figura 60. Vectores de desplazamiento de cada etapa, perfil transversal. Caso 2, descarga según etapas.

Lo que respecta al comportamiento de las discontinuidades (Figura 61 y Figura 62), se identifica una evolución del grado de criticidad de ellas prácticamente idéntica a la expuesta para el Caso 1, es decir, el estado crítico de las discontinuidades incrementa a medida que transcurren las etapas de descarga glaciar. Al aplicar la carga glaciar (1) se observa en ambos perfiles que, en general, se tiene una condición segura de las discontinuidades. Luego, al ejecutar la primera etapa de descarga glaciar asociada al nivel de la Pequeña Edad del Hielo (2), se distingue que surgen tramos de las discontinuidades en estado crítico en la cara de la ladera en estudio. Dichos tramos críticamente estresados se prolongan, posteriormente, tras la ejecución de la etapa de descarga glaciar 2 y 3.

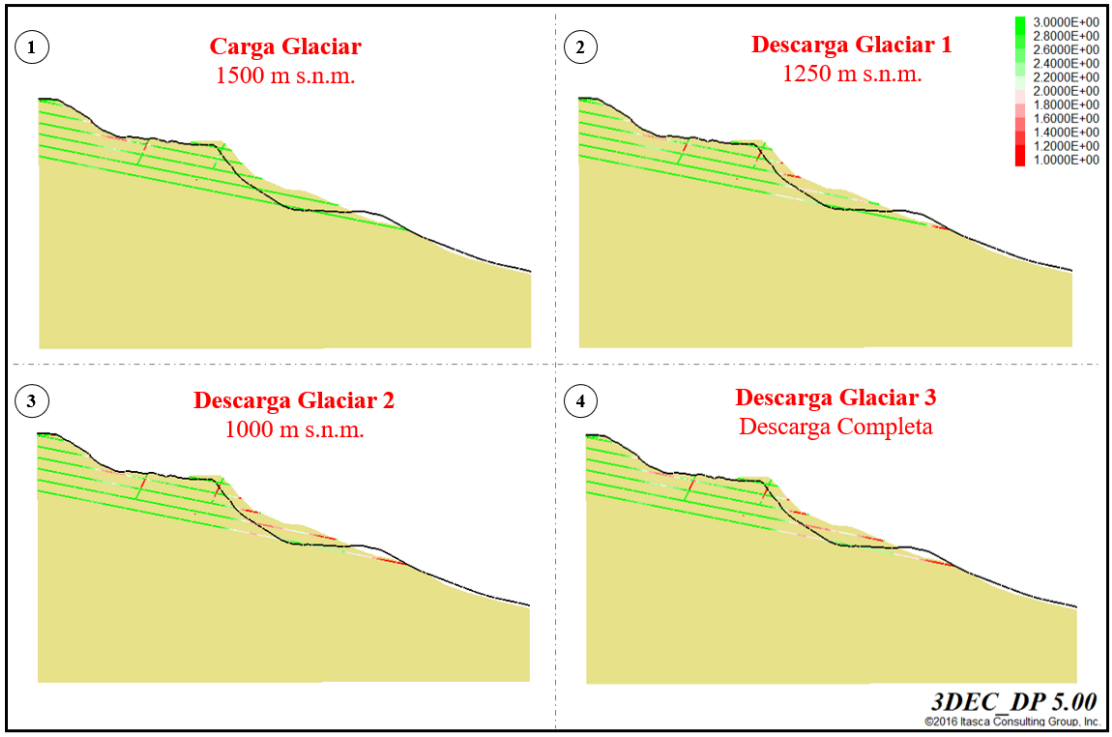


Figura 61. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil longitudinal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

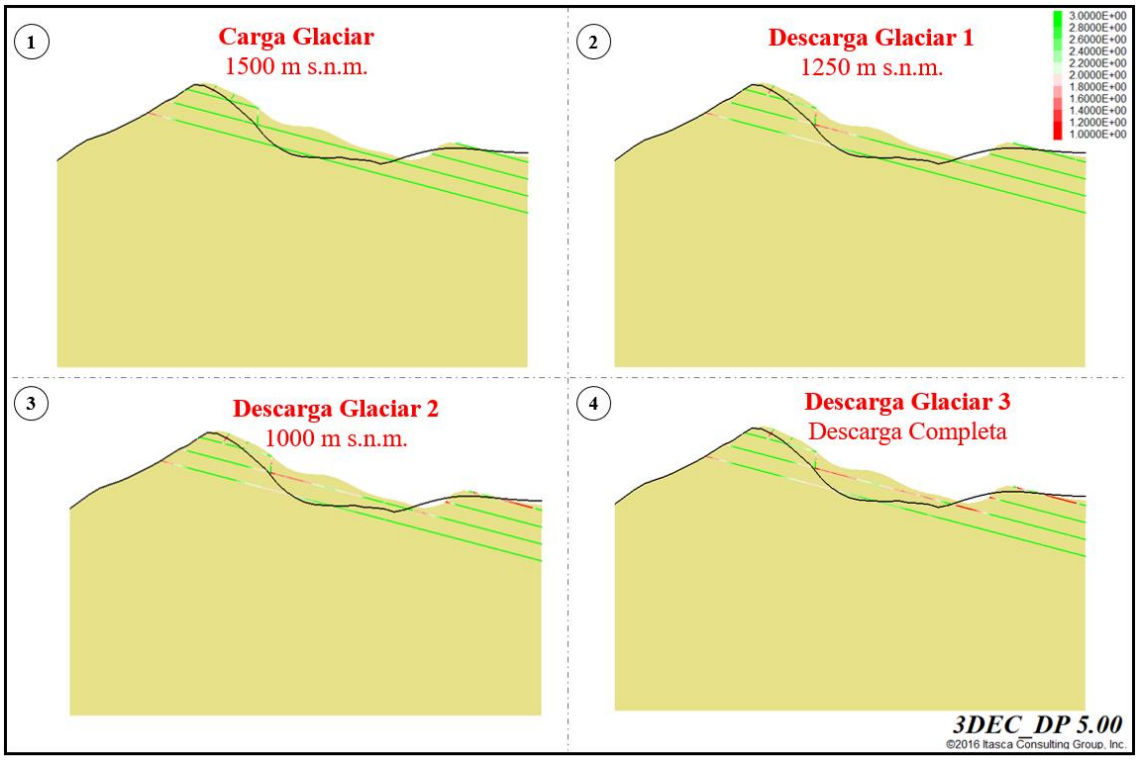


Figura 62. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

5.3. Modelo Hídrico

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de la modelación hídrica. Es importante recordar que estos modelos toman como base la condición final a la que se llega a través de los modelos mecánicos. Así entonces se simulan distintos escenarios de infiltración de agua lluvia posteriores al proceso de desglaciación experimentado localmente en el área de estudio. Si bien se aplica la simulación hídrica para ambos modelos mecánicos desarrollados, a continuación, se presentan exclusivamente los resultados obtenidos al considerar como base la descarga glaciar completa del Caso 2 (descarga según etapas), puesto que, de acuerdo a lo comentado previamente, aquel caso representa etapas glaciares más cercanas a la realidad en base al estudio glaciológico de la zona elaborado por Rivera (2017). Además, los resultados de las simulaciones hídricas ejecutadas en base al Caso 1 (descarga uniforme), cuyos resultados se exponen en Anexo D, son bastante cercanos a los derivados de las simulaciones hídricas que se ejecutan tomando como base el Caso 2.

5.3.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa

Las figuras siguientes exhiben los resultados que se obtienen al considerar una condición completamente saturada del modelo, lo que para efectos de modelación se consigue asumiendo un nivel freático a nivel superficial. Con aquel propósito, tal como se explica en secciones previas, se llevan a cabo dos fases en la modelación: en primer lugar, se aplica un nivel freático hasta el nivel del contacto geológico (Nivel freático 1) y, luego, se eleva hasta la superficie topográfica (Nivel freático 2). Las figuras siguientes muestran los resultados asociados a cada fase. Cabe resaltar que, en general, la condición que se evidencia en la fase del nivel freático 1 es muy similar al comportamiento que se observa en la descarga glaciar completa del modelo mecánico del Caso 2.

En la Figura 63 se observa que al incorporar el nivel freático a nivel superficial incrementa la deformación de corte en un orden de magnitud, de 3 x 10^{-5} [-], en la fase del nivel freático 1, a 8 x 10^{-4} [-]. Además, se aprecia que a nivel superficial el área con incremento máximo de deformación de corte disminuye en extensión, concentrándose mayoritariamente en la zona del deslizamiento y en un sector al noroeste del modelo. En tanto, los perfiles reflejan que la saturación completa induce una concentración de deformación de corte principalmente en la zona superior del escarpe, teniendo un efecto a mayor profundidad (100 – 150 [m]), a diferencia de la napa freática a nivel de contacto o del estado final del modelo mecánico (descarga completa) que evidencian un daño solo a nivel superficial (20 – 50 [m]).

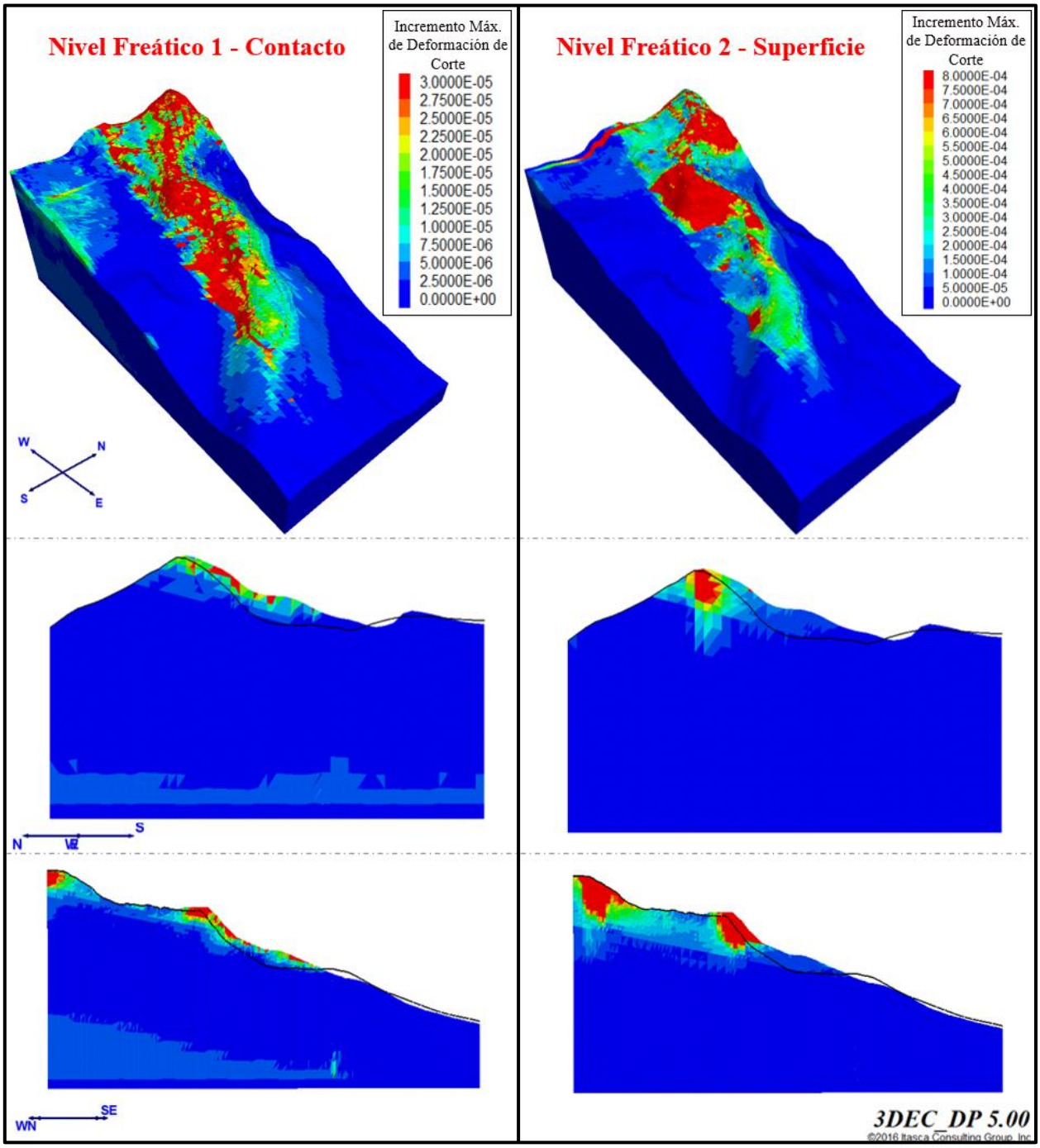


Figura 63. Incremento máximo de deformación de corte al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 2 (descarga según etapas). Enfoque saturación completa. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

El contorno de desplazamientos (Figura 64) señala que los desplazamientos que se producen en la condición de saturación completa son de un orden de magnitud superior (1,5 [m] aproximadamente) que los calculados para la fase del nivel freático situado a nivel de contacto (0,015 [m]). Por otro lado, los vectores de desplazamiento de ambos perfiles reflejan un desequilibrio de la ladera, presentando una tendencia a salir de la cara

del talud. Esta situación es más evidente en el caso del perfil longitudinal, en el cual se detectan vectores de desplazamientos máximos de 1 [m], mientras que en el perfil transversal la inestabilidad es menos notoria, produciéndose valores de desplazamiento máximos de 0,13 [m].

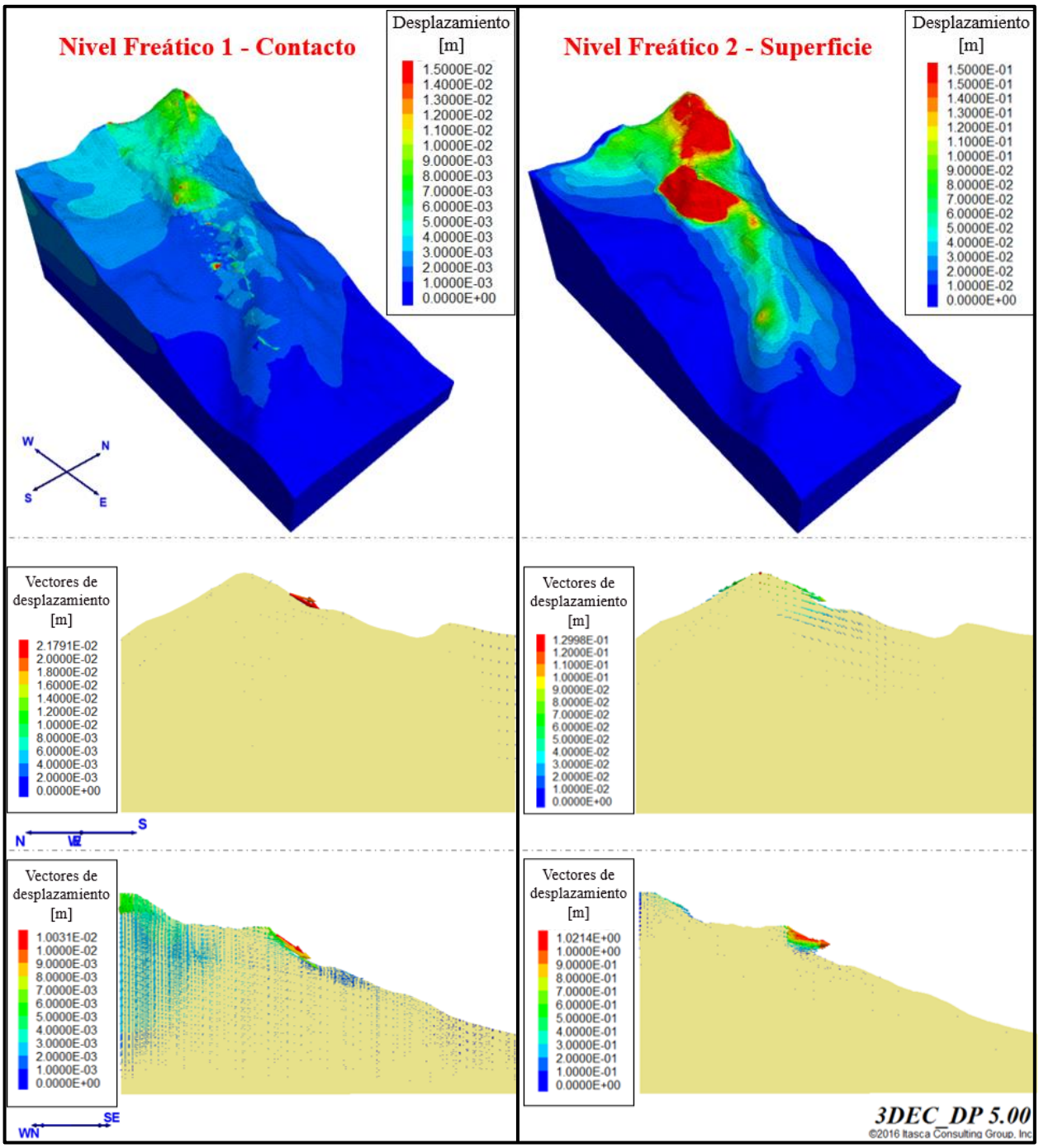


Figura 64. Contorno y vectores de desplazamiento al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 2 (descarga según etapas). Enfoque saturación completa.

5.3.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru

Por medio de la aplicación del método de Ru (o bien, coeficiente de Ru) es posible analizar simplificadamente distintos escenarios de infiltración de agua lluvia. Es importante recordar que un valor mayor de Coeficiente de Ru representa un nivel de saturación mayor. Los casos analizados corresponden a valores de Ru de 0,1 (caso menos saturado), 0,2 (caso de saturación intermedia) y 0,3 (caso más saturado, aunque no al punto de saturación completa).

La Figura 65 expone los contornos de incremento máximo de deformación de corte y desplazamiento para cada escenario de análisis. Cabe notar que la escala utilizada para los contornos estudiados es la misma para cada caso, de modo de poder comparar los distintos estados alcanzados. En términos generales, se observa que a medida que se adopta un valor de Ru superior, incrementan los desplazamientos y deformaciones de corte en el modelo. En el caso de Ru 0,1 los desplazamientos alcanzan valores máximos del orden de 0,02 [m] aproximadamente, mientras que la deformación de corte en ciertos puntos singulares de la ladera alcanza valores máximos de 8 x 10^{-4} [-], sin apreciarse zonas concretas con concentración de deformación. Por otro lado, al aplicar un coeficiente Ru de 0,2 los desplazamientos máximos alcanzan valores del rango 0,04 – 0,07 [m] y se distingue una concentración de deformación de corte limitada a la zona superior del escarpe con valores del orden de 3 - 5 x 10^{-4} [-]. En tanto, los contornos asociados al coeficiente de Ru de 0,30 exhiben notablemente una concentración de deformación de corte y desplazamientos en el sector del escarpe de la ladera, sin embargo, no afecta de forma sustancial al sector del bloque colgante. En el escarpe los desplazamientos máximos alcanzan valores de al menos 0,15 [m], mientras que los valores de incremento máximo de deformación de corte son de 8 x 10^{-4} [-].

El perfil longitudinal (Figura 66) indica una condición inestable para todos los valores de Ru adoptados, mostrando una tendencia de los vectores de desplazamientos a salir de la cara de la ladera. Nuevamente queda en evidencia que la condición de inestabilidad es mayor a medida que se incrementa el coeficiente de Ru. Los desplazamientos máximos alcanzan valores de 0,018, 0,048 y 0,13 [m] para el caso de Ru 0,10, 0,20 y 0,30, respectivamente, mientras que los valores máximos de la deformación de corte son 2 x 10^{-4}, 5 x 10^{-4} y 8 x 10^{-4} [-] aproximadamente. En el caso de Ru 0,30 la zona con concentración penetra hasta una profundidad de 80-100 [m]. Por otro lado, el perfil transversal (Figura 67) no exhibe una condición de inestabilidad notable al considerar un valor de Ru de 0,10, alcanzando una magnitud de desplazamiento máxima de 0,022 [m]. En tanto, para los casos de Ru 0,20 y 0,30 se alcanzan desplazamientos máximos de 0,025 y 0,033 [m], respectivamente, y un incremento máximo de deformación de corte de 2x10^{-4} y 5 x 10^{-4} [-] aproximadamente.

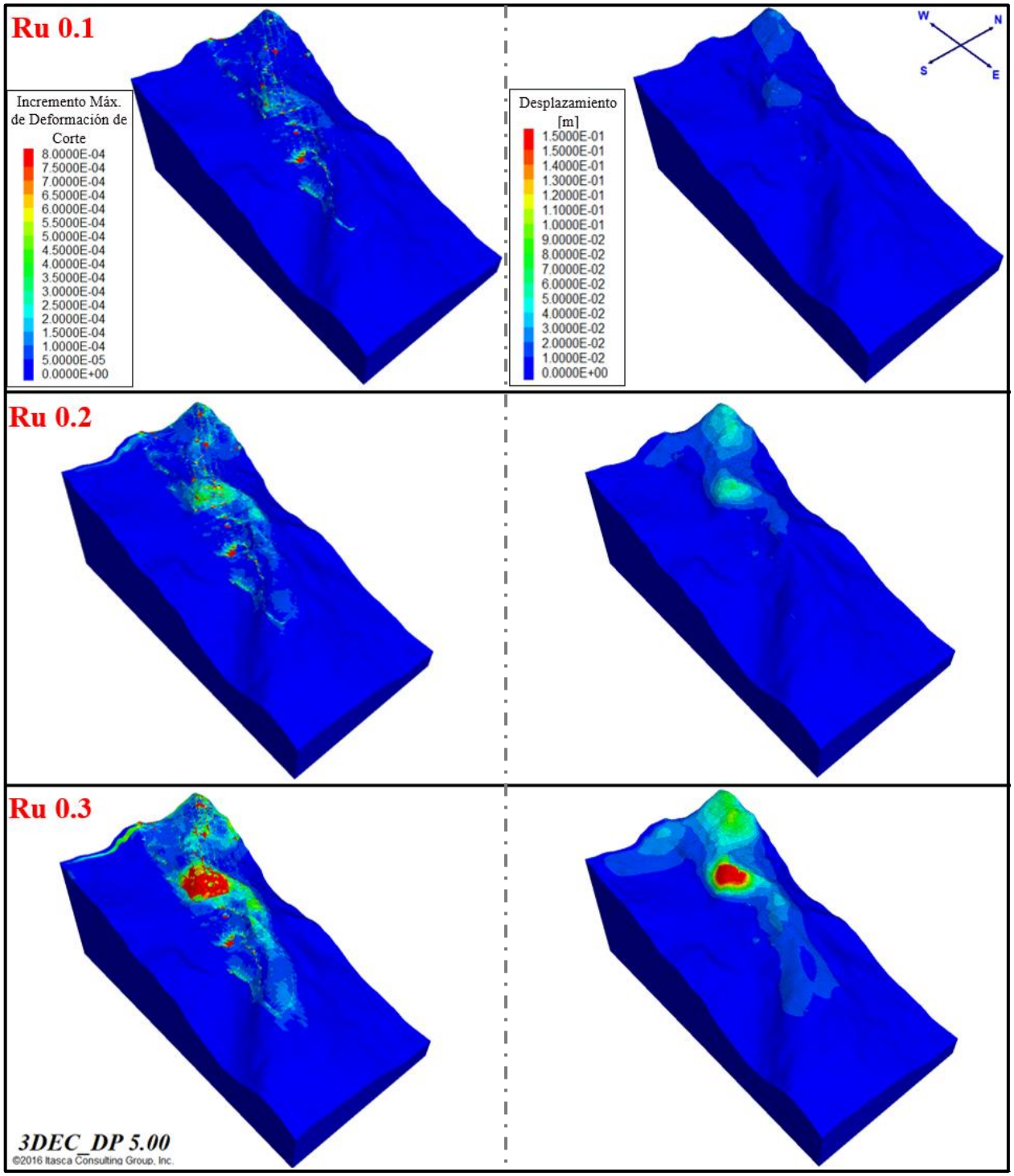


Figura 65. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas.

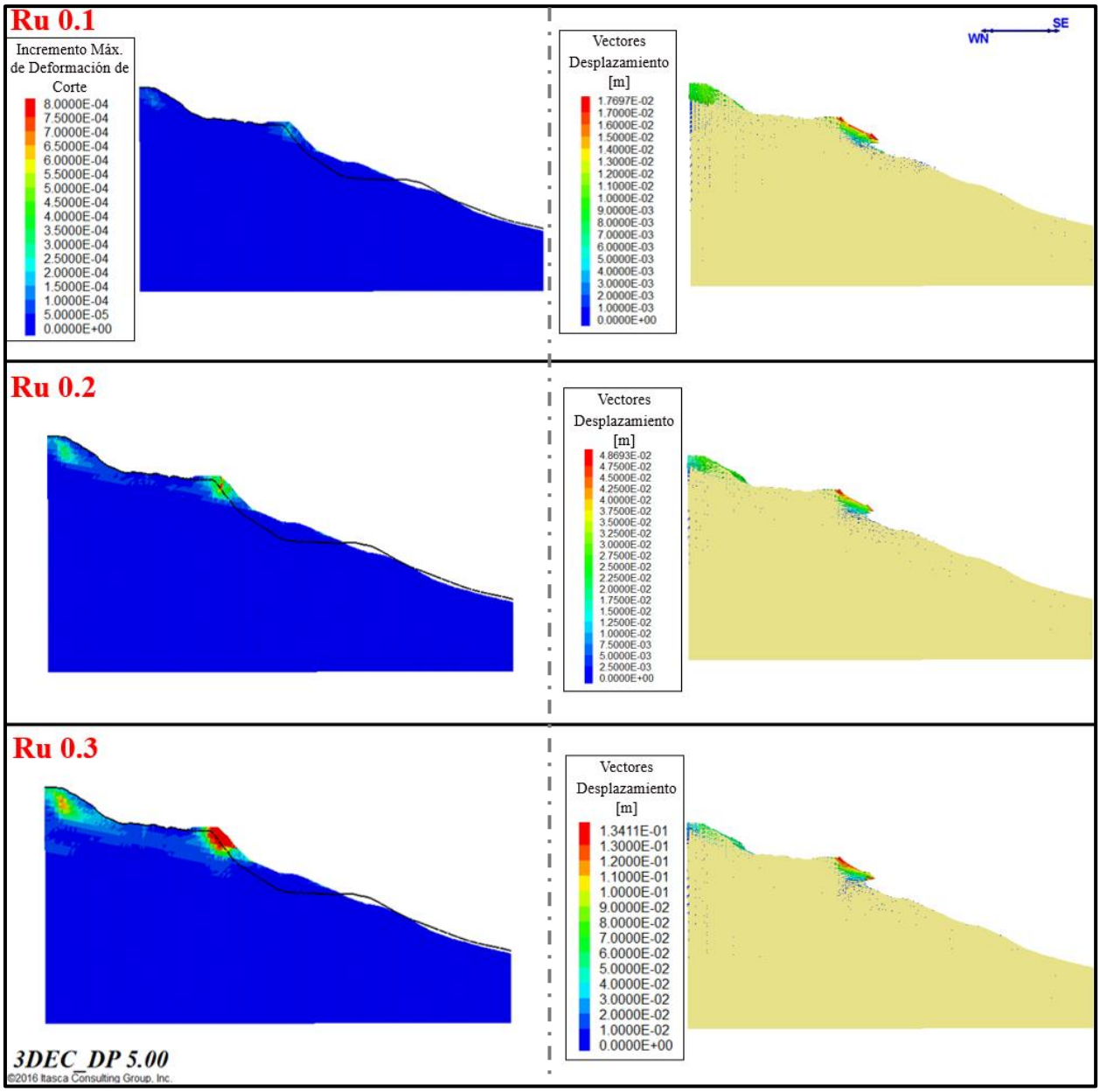


Figura 66. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

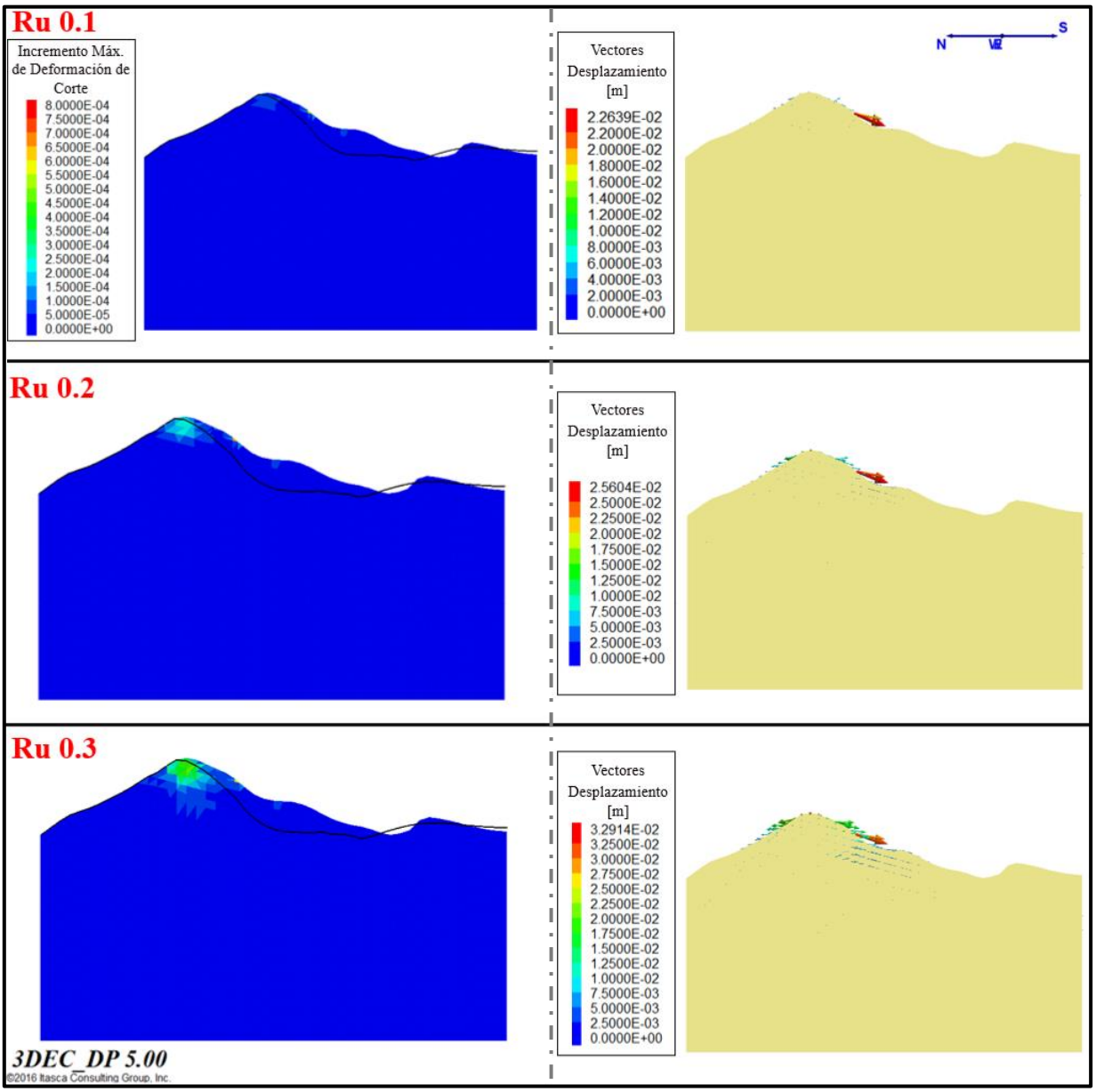


Figura 67. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

La Figura 68 expone el estado de las discontinuidades para cada caso hídrico analizado, incorporando incluso el escenario de saturación completa. En general, se aprecia que a medida que se considera una condición de saturación mayor, incrementa la extensión de los tramos de las discontinuidades que se encuentran críticamente estresados, es decir, cercanos a la falla en corte, o bien ya fallaron. Analizando en particular la condición de las discontinuidades en la superficie de falla, se observa que en el caso de Ru 0,30 prácticamente todos los tramos de las discontinuidades abarcados por aquella zona se encuentran en un estado crítico (rojo), en cambio para valores de Ru inferiores

(0,10 y 0,20) se encuentran ciertos tramos en un estado relativamente estable (FS=2), mientras que para el caso de saturación completa el estado crítico de las discontinuidades se extiende a gran parte del modelo.

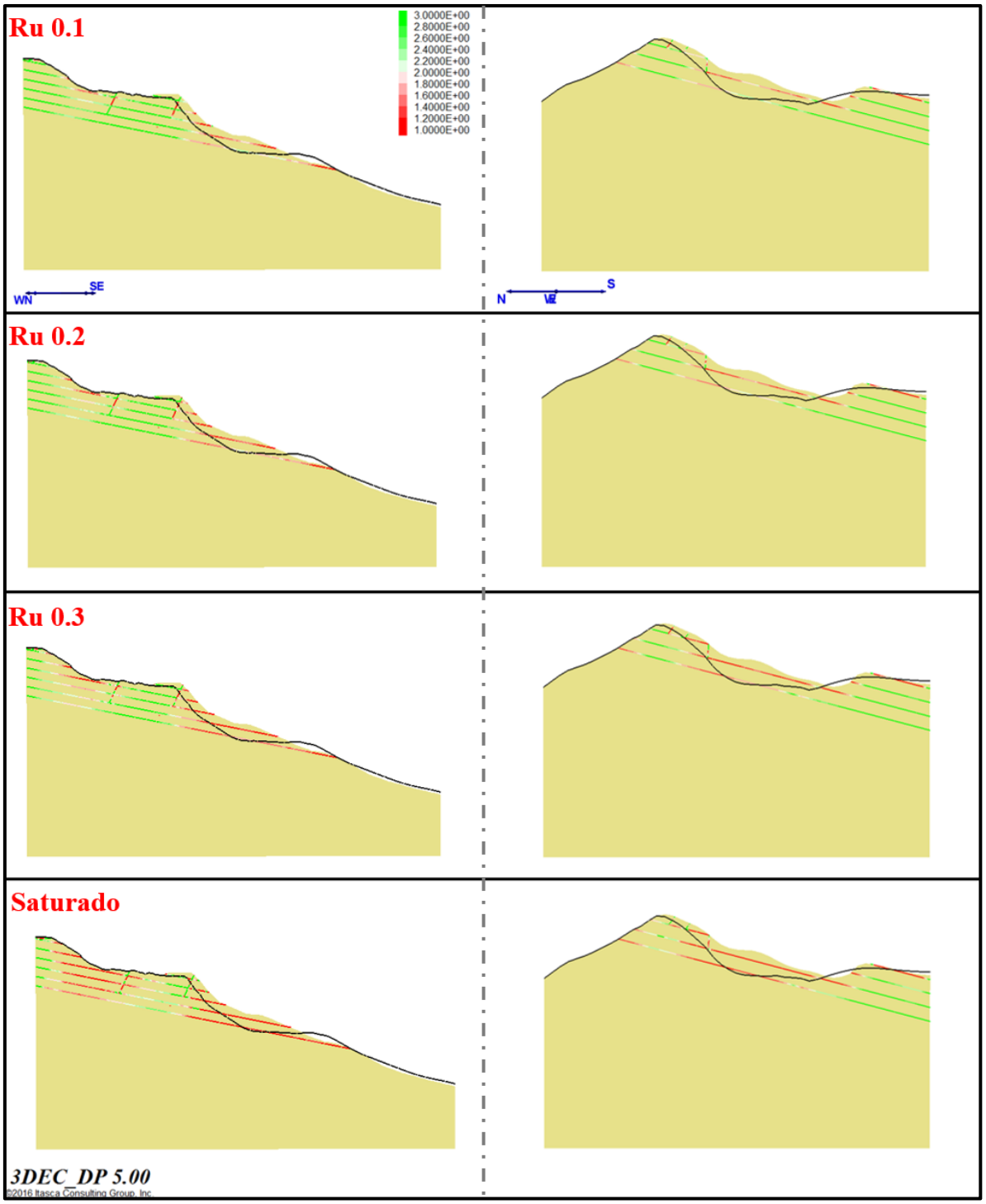


Figura 68. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal y longitudinal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

Capítulo 6

Discusiones

En el presente capítulo se lleva a cabo un análisis y discusión de los resultados expuestos en la sección anterior. Para aquellos fines, se subdivide el capítulo en tres secciones: la primera sección aborda discusiones sobre la construcción general del modelo y la validación del modelo estático; por otra parte, la segunda sección corresponde principalmente a una interpretación de los resultados de los modelos mecánicos; mientras que, por otro lado, la tercera sección presenta análisis de los resultados de los modelos hídricos.

6.1. Construcción Geométrica y Validación Estática

A continuación, se hace un análisis y discusión sobre los aspectos más críticos con relación a las consideraciones aplicadas para la modelación. Las subsecciones se presentan según el orden en que se realiza la construcción del modelo.

6.1.1. Delimitación Área de Estudio

En una etapa inicial, es necesario delimitar el área de estudio de lo que se pretende modelar. Para ello se debe tener claridad respecto a la zona afectada por el deslizamiento, que corresponde al sector de principal interés. Además, se debe tener la precaución de seleccionar un área de estudio tal que el modelo no se vea afectado por efectos de borde. Es decir, los bordes del modelo se deben disponer a una distancia prudente del área de interés, para evitar que las condiciones de borde posteriormente impuestas influyan en el comportamiento del modelo.

6.1.2. Configuración Topográfica

La primera etapa de modelación corresponde a la representación topográfica del problema. Existen múltiples formas para llevar a cabo esta tarea, cuya selección dependerá del enfoque del estudio, así como también del nivel de detalle requerido. La metodología empleada para desarrollar el modelo influye de manera directa en la cantidad de bloques que se construyen y, en consecuencia, en el tiempo de ejecución de los modelos 3D. Por lo tanto, es fundamental seleccionar una metodología de construcción de la topografía apropiada.

En general, las metodologías más aplicadas para la construcción topográfica en 3DEC corresponde a la construcción de conjuntos de bloques que poseen diferentes alturas, utilizada, por ejemplo, por Kalenchuk (2010) y Van Zeyl (2009), y la extrusión de poliprismas, aplicada por Aravena (2017), Saavedra (2018) y Vejar (2016). Esta última metodología se lleva a cabo mediante el método explicado en detalle en la sección 'Configuración Topográfica y Geométrica'. Ambas metodologías requieren de un Modelo de Elevación Digital (DEM), a partir del cual se definen las coordenadas y cotas de cada bloque o prisma. Los modelos de bloques representan la topografía de forma aproximada e irregular, mientras que los modelos de poliprismas generan una superficie continua. Precisamente por aquel motivo se opta por la construcción topográfica a partir de la **extrusión de poliprismas**.

La resolución del DEM utilizado como base, rige la dimensión de los poliprismas creados (ver Figura 69). Mientras menor sea el tamaño de los pixeles del DEM, es decir, a mayor resolución del DEM, menor será la dimensión de los poliprismas, reproduciendo con mayor detalle la topografía del área. A su vez, mientras menor sea la dimensión de los poliprismas, más bloques se generan para cubrir el área de estudio y, en consecuencia, se tiene un mayor tiempo de ejecución. Por lo tanto, se debe establecer un nivel de resolución del DEM criterioso, tal que brinde un nivel de resolución adecuado para la reproducción de la topografía, y a la vez sea eficiente en términos de tiempo de ejecución. Para estos efectos, se utiliza un DEM de una resolución de 30 [m] por píxel para el presente estudio.

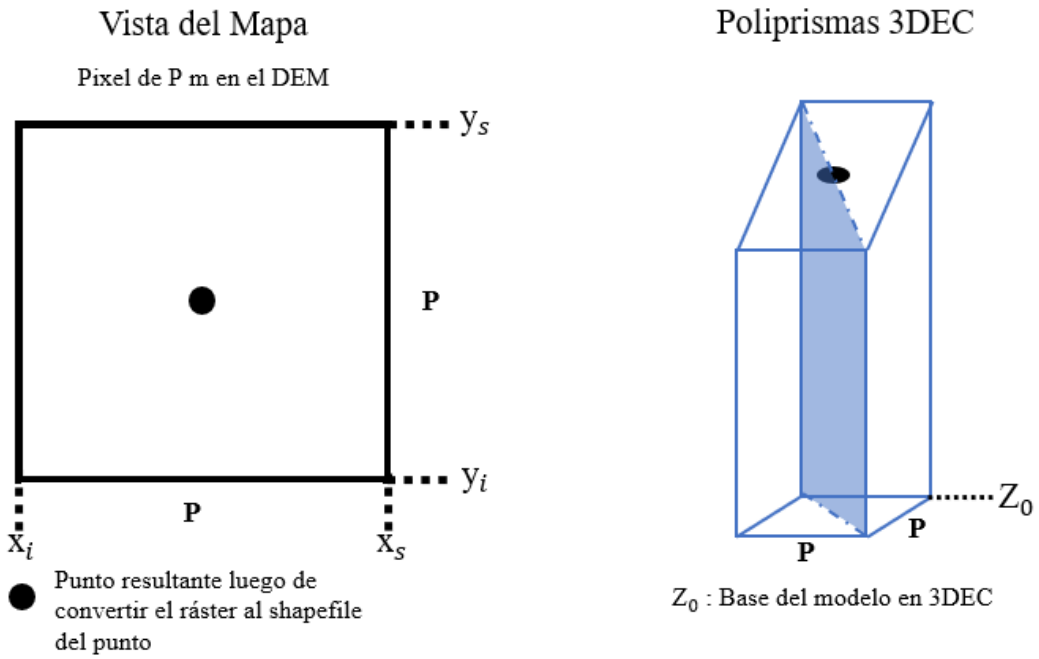


Figura 69. Esquematización de la creación de poliprismas a partir de la resolución del DEM. (Modificado) Vejar, (2016).

Por otro lado, también es importante definir la topografía que se pretende modelar, es decir, la condición previa o posterior al deslizamiento, o una combinación de ambas. Para ello se debe tomar en consideración qué es lo que se desea estudiar mediante la investigación. En este caso, dado que se pretende analizar el efecto de la carga y descarga glaciar sobre la ladera en la que se genera el deslizamiento, lo más apropiado es utilizar la **topografía previa**, de modo de verificar si las principales zonas afectadas por aquel proceso mecánico coinciden con el sector de generación.

Algunos hechos sobre la topografía que se deben tener en consideración dentro del análisis, que podrían representar una situación no tan realista, pero que son inherentes al problema, corresponden a:

1. La topografía previa que representa la condición previa al deslizamiento de la Villa Santa Lucía se construye en base a un ráster del año 2011. Esta situación significa que la topografía que se está reproduciendo corresponde al estado de la ladera en el año 2011, por lo que se podría estar representando una topografía con disconformidades notables con respecto a la configuración topográfica del año 2017, previa al deslizamiento.

2. Otro aspecto por considerar sobre el DEM utilizado para la reconstrucción de la topografía en el modelo 3DEC, es que incorpora en su superficie el glaciar. Es decir, el glaciar presente en el año 2011 se incluye como parte de la topografía.

La evolución topográfica de la zona entre los años 2011 y 2017 se expone en la Figura *70* en base a imágenes satelitales. La diferencia más notable entre ambos años corresponde al retroceso del frente del glaciar, el cual en dicho periodo de seis años retrocede una distancia de aproximadamente 200 [m]. Dada la resolución de las imágenes satelitales es difícil distinguir con gran detalle los cambios en la ladera de estudio entre el año 2011 y 2017, sin embargo, a simple vista es posible distinguir una variación en el volumen del material coluvial depositado en la parte alta de la cabecera del Río Burritos, el cual aumenta a lo largo del tiempo, lo que se asocia a posibles desprendimientos pequeños previos al deslizamiento masivo del año 2017. Esto deja en evidencia entonces las diferencias topográficas de la zona entre el año que se reproduce en el modelo (2011) y la situación previa al deslizamiento (2017).

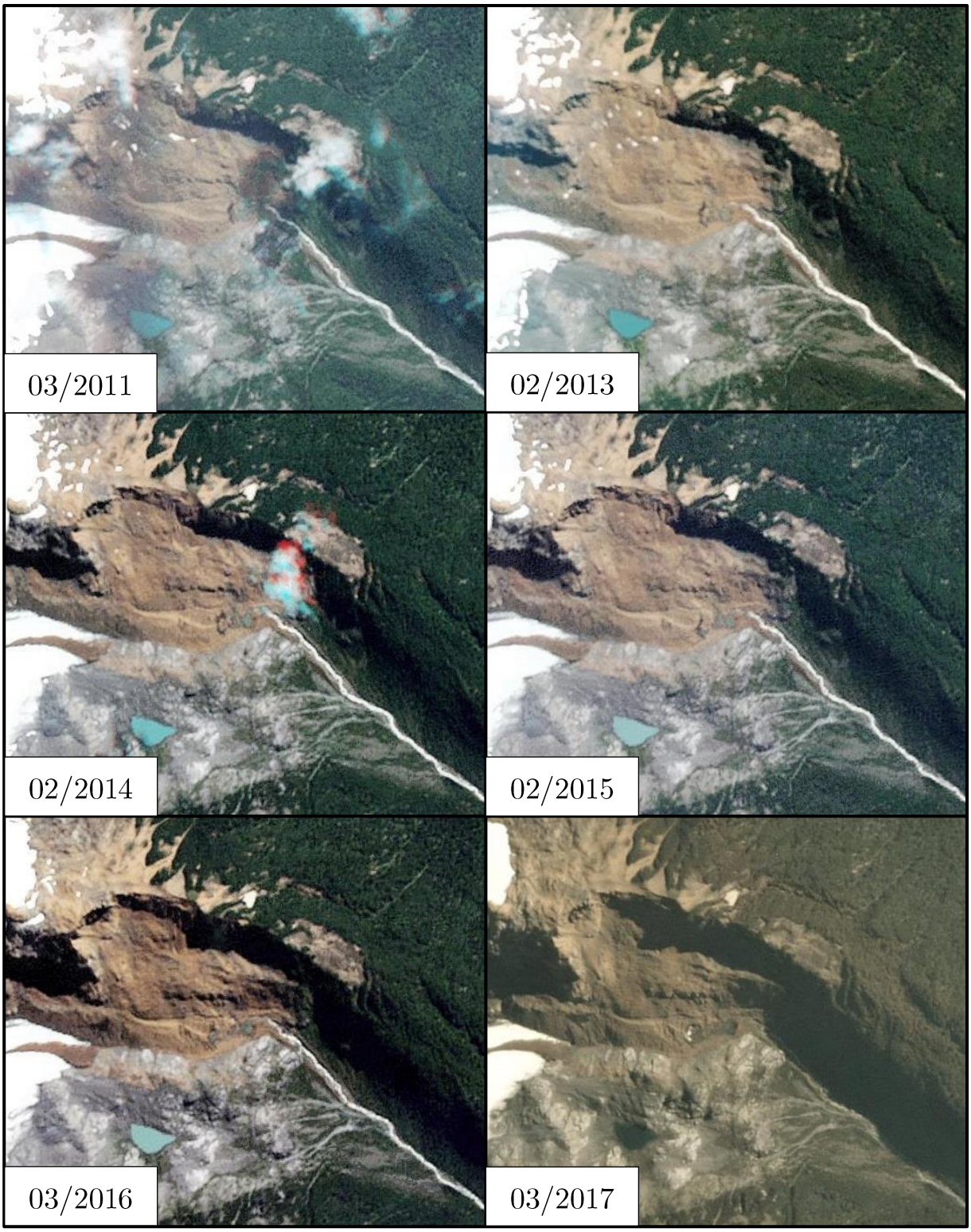
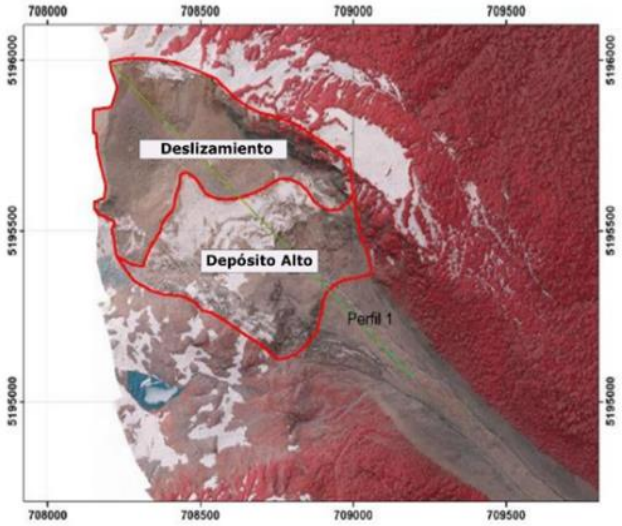


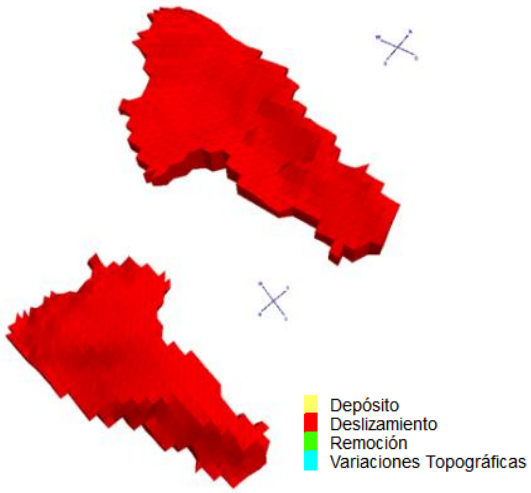
Figura 70. Evolución topográfica de la zona de estudio entre los años 2011 -2017, en base a imágenes satelitales. Fuente: (Modificado) Oyarzún, 2019.

Aunque para efectos de las simulaciones no se utiliza la topografía actual, esta si tiene un papel importante para delimitar el área que fue afectada por el deslizamiento. Mediante una comparación entre ambos ráster (pre y post deslizamiento), se determinan las diferencias entre las dos topografías, lo que se visualiza a través de la extrusión de bloques con 3DEC, para luego estimar el volumen asociado al deslizamiento. De este modo, se obtiene la condición representada en la figura siguiente.

(1) Área de deslizamiento, Sernageomin (2018)

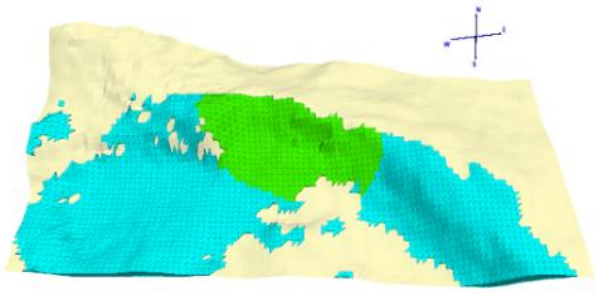


(3) Zona inferida de deslizamiento



(2) Variación topográfica

a) Delimitación remoción



b) Diferenciación entre deslizamiento y depósito

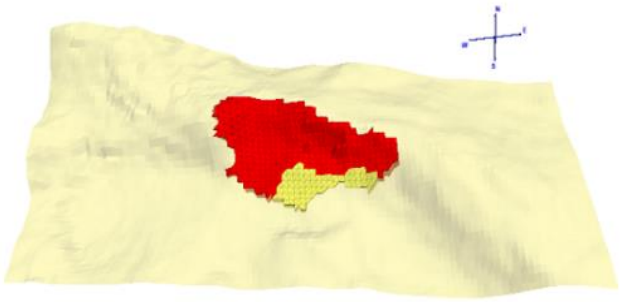


Figura 71. Delimitación zona del deslizamiento de Villa Santa Lucía. (1) Fotointerpretación de área de generación (Sernageomin, 2018). (2) Variaciones topográficas entre condición pre-deslizamiento (ráster año 2011) y post-deslizamiento (ráster año 2018), distinguiendo área de remoción entre deslizamiento y depósito. (3) Vista frontal y trasera de área de deslizamiento inferida.

Tal como se observa en la Figura 71 (2a) las variaciones topográficas incluyen una extensa superficie, la cual no solo involucra cambios topográficos originados por el deslizamiento mismo, sino que también refleja cambios asociados a otros procesos geológicos producidos entre los años 2011-2018, como por ejemplo variaciones en el nivel glaciar o manto nival. Por consiguiente, se debe delimitar de forma estimativa el área asociada al proceso de remoción, para cuyos efectos se emplea como base el área de generación establecida por Sernageomin (2018) (ver Figura 71 (1)). De este modo se infiere la zona de remoción representada en la Figura 71 (2a) en color verde. Posteriormente, también se hace la distinción entre el sector involucrado en el deslizamiento (Figura 71 (3)), representado en rojo, y la zona del depósito alto, representado en amarillo. Así entonces se estima que los bloques de 3DEC, asociados a la zona de deslizamiento inferida, involucran un volumen de aproximadamente 15,5 Mm^3.

Sernageomin (2018) también estima el volumen involucrado en el evento, reportando volúmenes que rondan los 7-10 Mm^3. Esta estimación se realiza mediante la comparación de distintos modelos de elevación digital (DEM) previos al evento (INTERMAP, 2015; SRTM 30, 2000) con el modelo de elevación digital levantado por SAF (Servicio Aerofotogramétrico) el día 19 de diciembre de 2017, posterior al evento. Los volúmenes estimados por Sernageomin son resumidos en la tabla siguiente.

Tabla 11. Estimación de volumen [m^3] del deslizamiento de Villa Santa Lucía efectuado por Sernageomin (2018).

DEM pre/post evento	DSM SAF, 2017	DTM SAF 2017
INTERMAP, 2015	7.180.443	7.738.459
SRTM 30, 2000	10.005.370	10.556.045

En consecuencia, el volumen estimado a través de 3DEC (15,5 Mm^3), en el presente estudio, es prácticamente el doble que el establecido por Sernageomin (2018). Cabe destacar, sin embargo, que Sernageomin (2018) señala que el levantamiento realizado por SAF (post-evento) no incluye un sector del área de generación del deslizamiento (parte alta), por lo que los volúmenes estimados en su estudio pueden ser considerados mínimos. Por consiguiente, se considera que el volumen del deslizamiento de Villa Santa Lucía es más bien del orden de 15,5 Mm^3.

Para efectos de análisis de resultados es más sencillo comparar los resultados con referencia a la superficie afectada por el deslizamiento que en base al volumen involucrado, por lo tanto, se delimita dicho valor por medio de Civil 3D, estimando así una superficie afectada de 364.855 m^2.

Tabla 12. Estimaciones del volumen y superficie del deslizamiento de Villa Santa Lucía, estimada mediante 3DEC y Civil 3D.

Medida	Unidad	Valor
Volumen	Mm^3	15,49
Superficie	m^2	364.855,52

6.1.3. Características Estructurales

Bastantes estudios han indicado que las estructuras geológicas juegan un papel significativo en la estabilidad de laderas, siendo en ocasiones un factor condicionante en la generación de procesos de remoción en masas, especialmente en mecanismos de deslizamiento. Por lo tanto, es primordial introducir en la modelación rasgos estructurales afines a la condición real de la ladera.

Para efectos de una modelación tridimensional de las características geológicas estructurales son múltiples los parámetros geométricos que deben ser definidos de manera criteriosa. Además de establecer la orientación de las discontinuidades, por medio de la especificación del dip y dip direction, también se debe definir el espaciamiento y cantidad de discontinuidades, así como también se debe delimitar su extensión tanto en profundidad como de forma lateral. Condiciones que, por lo general, no están bien definidas en la realidad y, por ende, su introducción en la modelación implica un alto grado de incertidumbre.

En base a distintas simulaciones de prueba ejecutadas para obtener el modelo estático del presente trabajo, queda en evidencia la influencia que tienen los parámetros geométricos de la configuración estructural en el comportamiento presentado. Tanto la ubicación, extensión y espaciamiento de las estructuras geológicas, tienen un rol relevante en el equilibrio estático del modelo. Por lo tanto, se debe ser cauteloso al seleccionar aquellos parámetros a la hora de construir el modelo estático.

Por otro lado, de acuerdo a lo que señala Itasca (2013) se debe evitar la incorporación de un alto nivel de detalle de las estructuras geológicas en los modelos, a causa de tres argumentos principales: (1) es difícil disponer de datos suficientes para modelar el macizo rocoso fracturado con todo detalle; (2) no se cumple con los requisitos de hardware informático para llevar a cabo un modelo detallado; y (3) la comprensión de los resultados del modelo se vuelve menos efectiva a medida que se agregan más detalles. En consecuencia, en el modelo se deben introducir solo aquellas discontinuidades que son más críticas para la respuesta mecánica (Itasca, 2013).

Tomando en consideración todos los comentarios anteriores, y luego de distintas ejecuciones de prueba, se establecen los parámetros presentes en la Tabla 4 para describir las principales estructuras geológicas de la zona, cuyos espaciamientos no representan los espaciamientos reales, estimados en 5-8 [m] para la estratificación y 2-5 [m] para el fracturamiento subvertical, sino que corresponden a los espaciamientos introducidos en el modelo para incorporar las estructuras más representativas del problema.

Es importante recalcar, además, que las orientaciones de las estructuras fueron determinadas solo a través de estimaciones realizadas mediante QGIS y Google Earth, a partir de imágenes satelitales, dado que en terreno no fue posible medir de manera directa la orientación y espaciamiento de ellas, debido a las dificultades de acceso al área de escarpe. Lo anterior implica que los parámetros introducidos en el modelo para definir la orientación de las discontinuidades tienen asociado inherentemente cierto grado de incertidumbre.

6.1.4. Identificación y Subdivisión de Litologías

De forma local, el área de estudio seleccionada para el modelo 3DEC dispone de tres principales litologías de acuerdo con el mapa geológico regional (Figura 12): rocas metamórficas, correspondientes a anfibolitas y esquistos micáceos; basamento intrusivo, constituido por tonalitas; y rocas volcánicas, correspondientes a tobas de lapilli, brechas y bloques andesíticos. Según Sernageomin (2018) el área de deslizamiento propiamente tal se produce en las rocas volcánicas, las cuales se superponen sobre el intrusivo tonalítico, lo que se ratifica visualmente en la visita a terreno. Por lo tanto, en base a ello y tomando en cuenta la dificultad de delimitar la ubicación espacial de la litología de origen metamórfico, a causa del manto nival que cubre aquel sector en las imágenes satelitales disponibles, se establece incorporar para efectos del modelo exclusivamente las litologías asociadas a las rocas volcánicas y el intrusivo tonalítico. Es decir, se excluye del análisis las rocas metamórficas, puesto que no se ven comprometidas ni influyen en el desarrollo del deslizamiento de Villa Santa Lucía.

Con relación a los niveles volcánicos correspondientes al material litológico en el que se produce el deslizamiento, compuesto principalmente por tobas y andesitas, se considera únicamente la toba para representar las rocas de origen volcánico en el modelo 3DEC. Aquella simplificación se hace necesaria para efectos de la modelación, ya que, tal como se ha comentado anteriormente, a medida que se incrementa el nivel de detalle y complejidad del modelo, mayor es el tiempo de ejecución y se pueden generar respuestas erróneas y/o difíciles de interpretar. Además, tampoco se cuenta con la información suficiente para lograr definir la distribución espacial de dichos materiales. Por otra parte, tal como menciona Burgos (2022) en su trabajo sobre el deslizamiento de la Villa Santa

Lucía, los parámetros mecánicos de la toba son significativamente inferiores que los que definen a las andesitas, por lo que al asignar las propiedades de la toba, se están suponiendo parámetros resistentes más conservadores. En el contexto de la presencia de alteración hidrotermal en la mayoría de las rocas volcánicas, aquella suposición cobra sentido, puesto que, en general, la resistencia de las rocas debiese ser menor.

De este modo, los materiales litológicos contemplados dentro del proceso de modelación corresponden a **toba**, representando las rocas volcánicas, y **tonalita**, asociada al intrusivo. Una vez establecidos estos criterios, es necesario establecer la forma de subdividir las litologías dentro del modelo, con el objetivo de posteriormente asignar las propiedades constitutivas correctamente.

En dicha línea, de forma inicial se prueba un modelamiento implementando la subdivisión de las litologías según un plano de discontinuidad creado por medio del comando **jset**. Si bien es un buen primer acercamiento, tras la visita a terreno se detecta la presencia de tonalita en un punto singular (Figura 27), aledaño a la zona de escarpe, por lo que se redefine el criterio de subdivisión de litologías y se opta por la creación de una superficie que represente el nivel de contacto geológico, para luego hacer la subdivisión de acuerdo con ella.

La creación del contacto geológico, al no contar con información detallada, se construye en base a lo que se observa en las imágenes satelitales disponibles, delimitando los sectores en los que se distingue la presencia de tonalita (Figura 28). El nivel de contacto en las zonas que no son visibles en las imágenes satelitales, debido a la presencia de vegetación, glaciar o cubierta nival, se infiere de forma estimativa, analizando perfil por perfil la posible ubicación del nivel de contacto. Al tener un alto grado de incertidumbre respecto a la ubicación real del contacto geológico, es necesario tener esto en cuenta a la hora de interpretar los resultados posteriores, puesto que esta consideración podría ser causante de ciertas singularidades en la respuesta.

Tal como se señala en la sección 'Subdivisión de litologías' del Capítulo 4, a través de la superficie de contacto creada en formato *.dxf*, se puede subdividir la litología de dos formas diferentes; considerando una subdivisión de la topografía mediante una agrupación de bloques (Opción A), o bien, sobreponiendo los bloques de cada litología para conformar la topografía previa (Opción B).

En modelos preliminares se hace una prueba mediante ambos métodos, para definir cuál es la opción más apropiada. La Figura 72 refleja los resultados estáticos de aquellas simulaciones, presentando tanto la configuración de bloques según la clasificación de materiales litológicos, como los resultados asociados a las fuerzas desbalanceadas y el

incremento máximo de las deformaciones de corte. Por medio de este ejercicio, se identifica que la Opción B (topografía sobrepuesta) requiere una mayor cantidad de pasos para llegar al equilibrio estático y, además, la sobreposición de los bloques genera alteración de la respuesta, concentrando deformaciones excesivas en los puntos de contacto de ambos materiales.

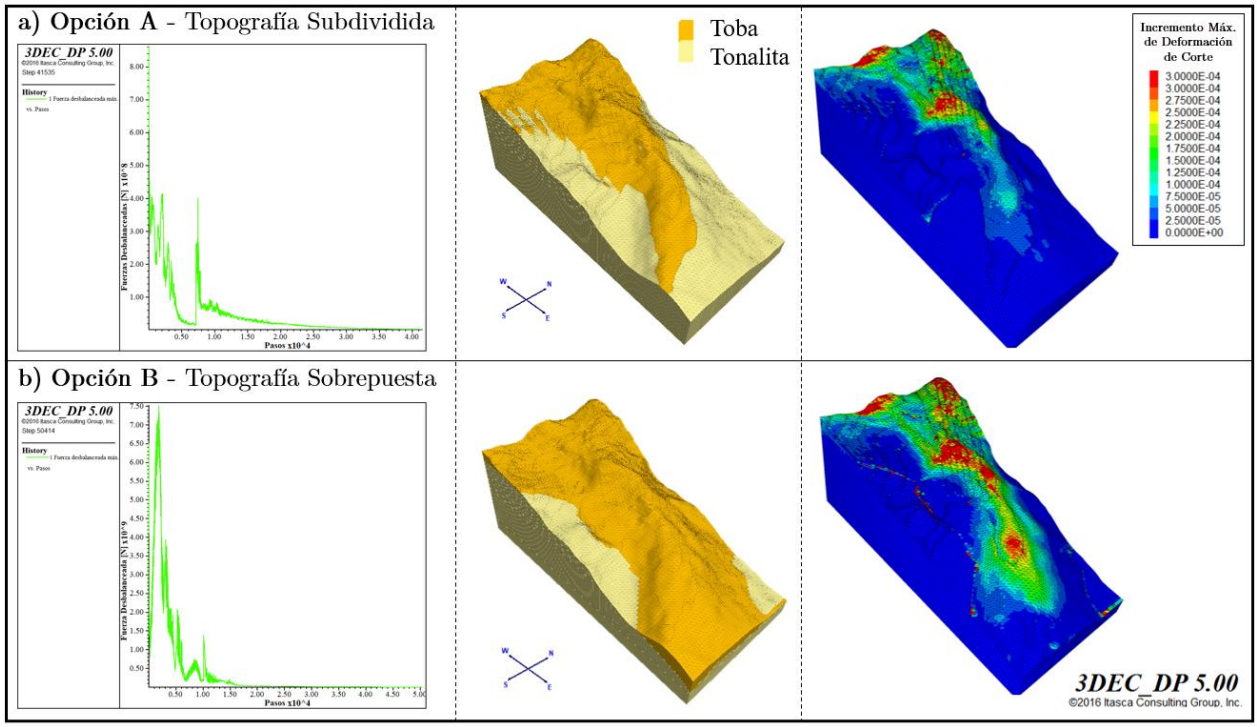


Figura 72. Resultados (fuerza desbalanceada máxima e incremento máximo de deformación de corte) de modelos preliminares al aplicar ambos métodos de subdivisión de litologías: Opción A, subdivisión de topografía según grupos; Opción B, sobreposición de materiales litológicos.

La Opción B permite subdividir las litologías de forma más precisa respecto a la superficie de contacto inferida, sin embargo, la alteración que se detecta en el comportamiento del modelo, indica que la Opción A es el método más apropiado. Si bien la Opción A agrupa las litologías solo en base a los bloques que constituyen el modelo, generando una subdivisión menos realista, no pierde su validez, tomando en consideración que el nivel de contacto es completamente inferido, por lo que no se requiere una representación fiel de él.

6.1.5. Zonificación del Modelo

La zonificación refiere a la discretización de los bloques por medio de una malla tetraédrica, que permite analizar los bloques como deformables, lo que es fundamental para estudios de este carácter, en los cuales se requiere analizar precisamente la

deformación general del modelo.

Según lo indicado por Lorig & Varona (2005), y también sugerido por P. Gómez (comunicación personal, 28 de octubre 2021), se requieren al menos 20 (y preferiblemente 30) zonas que cubran la altura del talud de interés. Aquello se traduce en la aplicación de una zonificación de a lo más 20 [m] en la zona de interés del trabajo en curso, tomando en consideración que el escarpe posee una diferencia de cota de 350-400 m aproximadamente. No obstante, tras la ejecución de múltiples pruebas para validar un modelo estático considerando una zonificación de 20 [m] o menos en la zona de interés, probando diversas combinaciones geométricas, condiciones y propiedades, no se logra alcanzar ningún estado estable con aquella zonificación, o bien se produce algún error al momento de zonificar. Luego de muchas pruebas, la menor zonificación del área de interés con la que se obtiene un modelo estático es de 30 [m]. Si bien dicho valor de zonificación no se encuentra dentro del rango deseable, se considera óptimo para la modelación, tomando en cuenta que en otros estudios de estabilidad de laderas simulados mediante 3DEC se utilizan valores de zonificación mayores (por ejemplo, Aravena (2017), Saavedra (2018) y Vejar (2016)).

Así, entonces, para el área de interés, definida como los bloques que se encuentran asociados a la toba, se considera una zonificación de 30 [m], mientras que para el resto del modelo se asigna una zonificación de 50 [m].

6.1.6. Modelos Constitutivos

Los criterios constitutivos considerados en la modelación rigen la respuesta del modelo, por lo que es necesario evaluar cautelosamente cuál es más apropiado para representar el comportamiento del problema, considerando, por supuesto, el comportamiento que presenta el material en la realidad.

Las relaciones esfuerzo-deformación elásticas lineales, perfectamente plásticas, son las utilizadas más comúnmente en modelos materiales de macizos rocosos, los cuales, típicamente, utilizan parámetros de resistencia de Mohr-Coulomb (Lorig & Varona, 2005). En general, la mayoría de los estudios asociados a estabilidad de laderas rocosas utiliza el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb, debido en parte a la simplicidad de su aplicación, pero también a causa de que existe una mayor facilidad para definir sus parámetros, estando además bastante bien establecidos en la literatura.

Si bien los resultados obtenidos en investigaciones desarrollas con el criterio de Mohr-Coulomb, han proporcionado una buena aproximación sobre la respuesta de macizos rocosos, no se debe dejar a un lado el hecho de que aquel modelo es un criterio lineal.

Al contrario del modelo constitutivo Mohr-Coulomb, el criterio de Hoek-Brown, también muy común para macizos rocosos, es un criterio de falla no lineal, que representa de forma más realista el comportamiento de los geomateriales (P. Gómez, comunicación personal, 27 de octubre 2021). El criterio de falla de Hoek-Brown es una relación empírica que caracteriza las condiciones de esfuerzo que conducen a la falla en rocas y macizos rocosos intactos (Lorig & Varona, 2005). Ha sido ampliamente aceptado y utilizado de forma exitosa en variados proyectos (Hoek et al., 2002).

A causa de lo antes señalado, se opta por aplicar el modelo constitutivo de Hoek-Brown para los bloques en el modelo 3DEC. Cabe comentar, de todos modos, que en etapas preliminares se realizan pruebas de modelación del deslizamiento de Villa Santa Lucía aplicando el modelo constitutivo de Mohr-Coulomb, consiguiendo un modelo estable de manera directa, sin requerir procesos iterativos para ajustar las condiciones y/o parámetros del modelo. No así es el caso de Hoek-Brown, el cual para su aplicación se requieren múltiples ejecuciones de prueba y error para conseguir un modelo estable. O sea, se requiere mucho más trabajo para lograr el modelo estático de Hoek-Brown que el de Mohr-Coulomb, por lo que puede ser razonable el uso de este último en situaciones en las que no se consigue con ninguna configuración un modelo estático con Hoek-Brown.

Por otro lado, también se requiere un modelo constitutivo para representar el comportamiento de las discontinuidades, siendo el más aplicado el de Mohr-Coulomb. Sin embargo, existen otros modelos que representan de mejor manera el comportamiento de las discontinuidades, como por ejemplo el modelo empírico de Barton Bandis (Iakovlev, 2015; Prassetyo et al., 2017). Pese a ello, en este estudio se aplica el criterio de Mohr-Coulomb, debido al desconocimiento respecto de las características y propiedades resistentes reales de las discontinuidades. Aplicar modelos constitutivos más desarrollados, en este contexto, resulta poco práctico, ya que no se dispone de todos los parámetros que se requieren para su implementación. En caso de disponer con análisis de laboratorio que determinen de forma precisa los parámetros requeridos para la aplicación del modelo constitutivo seleccionado, es altamente recomendable implementarlos en la modelación, para así representar un comportamiento más cercano a la realidad.

En resumen, los modelos constitutivos que se consideran más pertinentes para el presente trabajo corresponden al modelo constitutivo de Hoek-Brown para el macizo rocoso y Mohr-Coulomb para las discontinuidades. La definición de estos modelos se realiza en base al comportamiento real de los materiales, así como también teniendo en cuenta la disponibilidad de los parámetros requeridos para su aplicación.

6.1.7. Parámetros Constitutivos

Una vez seleccionados de forma criteriosa los modelos constitutivos de los

materiales y discontinuidades, se deben establecer los parámetros de entrada requeridos para la implementación de cada uno.

En el caso de los materiales rocosos, en primer lugar, se deben asignar los grupos asociados a cada litología. Aquello tomando en consideración las simplificaciones antes descritas, de la subdivisión en dos litologías principales; toba y tonalita. A la vez, la litología de toba es subdividida en subgrupos, dependiendo del valor de GSI estimado en campo. Si bien los valores de GSI que definen, posteriormente, los parámetros resistentes de los subgrupos son establecidos según la configuración actual del talud, cuando en la realidad se debiesen considerar los valores previo al deslizamiento, al no tener claridad ni disponer de aquellos índices para ese entonces, se considera que es una suposición válida. Esto dado que, en general, se puede esperar que el daño superficial externo sea mayor que el daño interno del talud (Stead & Eberhardt, 2013), o sea, el escarpe actual podría representar de forma cercana la condición de la ladera previa al deslizamiento. Otro aspecto que se debe destacar es que los valores GSI se estiman respecto a lo que se observa en superficie, por lo que la extensión en profundidad de cada uno de los subgrupos se hace de forma especulativa.

De forma preliminar, al no contar inicialmente con datos de laboratorio, se consideran algunos parámetros resistentes de las rocas según valores de literatura, tomando en consideración las estimaciones de GSI efectuadas en la salida a terreno, mientras que otros son calculados de forma matemática a partir de expresiones ya conocidas. Se opta por calcular de forma matemática aquellas variables desconocidas, en vez de definirlas a través de bibliografía, puesto que de esta manera se garantiza que exista cierto grado de concordancia entre los parámetros adoptados.

De este modo, la densidad seca y saturada del material, la constante del material de roca intacta (m_i), la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta (σ_{ci}) y el coeficiente de Poisson (ν), se definen de acuerdo con rangos establecidos en diversas fuentes bibliográficas, establecidos para los materiales litológicos en cuestión (toba y tonalita). Se tiene la precaución de adoptar valores de resistencia a la compresión uniaxial, acordes a los grados de resistencia estimados mediante el martillo geológico en terreno. A partir de los parámetros conocidos se calculan el resto de las propiedades requeridas para implementar el modelo constitutivo de Hoek-Brown.

Ahora bien, aun cuando en la medida de lo posible se intenta establecer parámetros razonables, al utilizar propiedades bibliográficas evidentemente se trabaja con un alto nivel de incertidumbre al respecto. Mayor es su efecto, al tener presente la existencia de alteración hidrotermal en la mayoría de los afloramientos de la zona de escarpe, lo que implica que las propiedades mecánicas reales son inferiores a las que se registran en la

literatura. Adicionalmente, dicha alteración puede significar la existencia de una gran variabilidad espacial de las propiedades de las rocas, existiendo sectores con mayor alteración que otros y, por lo mismo, propiedades mecánicas muy distintas unas de otras. Hecho que es difícil de reflejar a través de un modelamiento numérico.

Las colpas extraídas en terreno asociadas a Toba y Tonalita fueron ensayadas en el Laboratorio de Mecánica de Rocas del Departamento de Ingeniería de Minas de la Universidad de Chile, cuyos resultados se obtienen en la etapa final de la investigación en curso, por lo que por temas de tiempo no alcanzan a ser incorporados en los modelos expuestos en este documento, sin embargo, permiten tener una visión general sobre la validez de los parámetros empleados. Se realizaron ensayos de tracción indirecta (Brasileño), compresión uniaxial y compresión triaxial, estos dos últimos para comportamiento peak y post peak. Los resultados promedio de los ensayos son comparados con los valores considerados en la modelación en las tablas siguientes.

Tabla 13. Comparación de parámetros mecánicos implementados en modelación 3DEC con estimados según resultados de laboratorio, asociados a unidad litológica Tonalita.

Tonalita			
Parámetro	**Unidad**	**Modelo**	**Ensayo**
m_i	-	22	4,1
Densidad, ρ	kg/m^3	2800	2570
Resistencia a la Compresión, σ_{ci}	MPa	210	96
Coeficiente de Poisson, ν	-	0,3	0,25
Módulo de Young, E	GPa	8,67	54,4
Resistencia a la tracción, σ_t	MPa	0,169	12,34

Tabla 14. Comparación de parámetros mecánicos implementados en modelación 3DEC con estimados según resultados de laboratorio, asociados a unidad litológica Toba.

Toba			
Parámetro	**Unidad**	**Modelo**	**Ensayo**
m_i	-	15	0,9
Densidad, ρ	kg/m^3	2000	1880
Resistencia a la Compresión, σ_{ci}	MPa	45	35
Coeficiente de Poisson, ν	-	0,24	0,17
Módulo de Young, E	GPa	2,45	16,55
Resistencia a la tracción, σ_t	MPa	0,016	7

Evidentemente existe una gran variación entre los parámetros mecánicos adoptados para los modelos 3DEC y los determinados a partir de los resultados de laboratorio, tanto los asociados a tonalita como a toba. Uno de los parámetros que más difiere, en ambos materiales litológicos, corresponde a la constante del material de roca intacta (m_i), cuyos valores determinados a través de ensayos de laboratorio revelan valores significativamente bajos en relación con lo reportado en la literatura. En el caso de la tonalita, los resultados de laboratorio indican una constante m_i de 4,1 [-], mientras que referencias bibliográficas señalan valores del rango 15-22 [-] (Burgos, 2022; Serey, 2011). En tanto, en el caso de la toba, los resultados de laboratorio reportan una constante m_i de 0,9 [-], mientras que González de Vallejo et al. (2002) establecen dicho valor en 15 [-]. En relación con la resistencia a la compresión, se observa en la Tabla 13 que el valor adoptado en 3DEC para la tonalita (210 [MPa]) duplica la resistencia a la compresión que se determina a partir de los ensayos (96 [MPa]), en tanto que la resistencia a la compresión considerada en la modelación para la toba (45 [MPa]) se acerca bastante al valor promedio de los ensayos (35 [MPa]). Por otro lado, se observa que tanto para el módulo de Young como para la resistencia a la tracción se subestiman considerablemente los valores adoptados en la modelación con respecto a los resultados de laboratorio. En la modelación se consideran módulos de Young de 8,67 y 2,45 [GPa] para la tonalita y toba, respectivamente, mientras que los ensayos estiman valores de 54,4 y 16,55 [GPa]. Asimismo, para la modelación se adoptan valores de resistencia a la tracción de 0,169 y 0,016 [MPa] para la tonalita y toba, respectivamente, en cambio los resultados de laboratorio arrojan una resistencia de 12,34 y 7 [MPa]. Por último, se aprecia que la densidad y el coeficiente de Poisson de los materiales utilizado para los modelos 3DEC poseen valores criteriosos con respecto a los ensayos.

En síntesis, en la modelación las constantes de roca intacta (m_i) están considerablemente sobreestimadas con respecto a los resultados de laboratorio, al contrario de las resistencias a la tracción y los módulos de Young de los materiales, cuyos valores están subestimados. La influencia que pueden llegar a tener estas variaciones paramétricas en la respuesta del modelo pueden ser significativas, dado que las propiedades constitutivas rigen en gran parte su respuesta, sin embargo, se cree que el comportamiento general demostrado en los resultados debiese ser similar.

En cuanto a las propiedades de las discontinuidades, tal como se ha mencionado previamente, se extraen completamente de forma bibliográfica, puesto que no se disponen de ensayos de laboratorio, ni tampoco fue posible realizar un análisis en terreno sobre sus características principales, a causa de la dificultad de acceso. Se debe dar énfasis en que estos parámetros son los que involucran un mayor grado de incertidumbre con respecto a todos los otros supuestos adoptados, ya que se disponen de escasos estudios que incorporen datos de discontinuidades en Toba, por lo que no se tienen rangos de referencia

para tomar como base de comparación y así establecer su pertinencia para el caso de estudio. Por lo tanto, estos valores pueden ser bastante poco representativos para reflejar el comportamiento real de las discontinuidades del deslizamiento de Villa Santa Lucía y eventualmente podrían influir en los resultados obtenidos de la modelación.

6.1.8. Condiciones Iniciales y Condiciones de Borde

Las condiciones de borde e iniciales permiten representar las condiciones naturales del área de estudio. Por un lado, las condiciones de borde simulan la extensión topográfica y geológica más allá de los bordes establecidos, los cuales en la realidad no existen, mientras que las condiciones iniciales simulan la condición de esfuerzos gravitaciones in situ del modelo.

En este caso, se aplican condiciones de borde de rodillo en los bordes laterales, lo que se consigue imponiendo velocidades nulas en las caras laterales del modelo, en la componente horizontal respectiva. Con ello se restringen desplazamientos normales a los bordes del modelo, pero sí se permiten desplazamientos paralelos. De esta forma, se representa la continuidad de la geología más allá de los bordes delimitados.

En tanto, la base del modelo se empotra, restringiendo su movimiento por completo en cualquier componente de los ejes de referencia. Así, se previene una caída del modelo por efectos de la gravedad.

Por otro lado, las condiciones iniciales se establecen a través de la inicialización de esfuerzos in situ, los cuales se calculan considerando una relación de esfuerzo (k) igual a 1, mismo valor aplicado por Grämiger (2017) en su trabajo. Lo ideal es considerar una relación de esfuerzos representativa en base a los esfuerzos de campo, no obstante, si no se tienen más datos, típicamente se asume una relación de esfuerzos unitaria.

6.1.9. Validación Modelo Estático

Para la modelación numérica de problemas de cualquier ámbito, se requiere asegurar inicialmente un sistema en equilibrio, es decir, la configuración inicial, construida en base a la incorporación de bloques, discontinuidades, modelos constitutivos, propiedades mecánicas y condiciones de borde e iniciales, debe representar una condición estática al no estar sometida a ninguna fuerza o condición externa. Una vez alcanzada esa condición es posible realizar las alteraciones requeridas en el modelo para representar el problema en cuestión.

Tal como se indica en capítulos previos, existen diversos criterios para establecer la estabilidad del modelo, cuyo análisis y aceptación queda a completo juicio del usuario. En consecuencia, para cualquier sistema dado hay infinitos estados de equilibrio. Si bien

se podrían detectar diferencias notorias entre los resultados al utilizar dos modelos estáticos distintos, mas no debiesen ser significativas ni influir en gran medida en la respuesta general del modelo tras la aplicación de alteraciones o perturbaciones. Lo que sí podría ser determinante en la respuesta posterior del modelo, corresponden a los criterios adoptados para definir el modelo estático, por lo que se debe ser riguroso en su selección y se debe concluir en base a distintos indicadores.

Es importante destacar que la generación del modelo estático consiste en un proceso iterativo, a través del cual se debe encontrar la combinación de propiedades y condiciones que permiten generar un sistema estable. El trabajo requerido para encontrar un modelo estable depende en buena parte de la complejidad geométrica y/o de los modelos constitutivos aplicados. Por lo tanto, en base a la experiencia obtenida a través del presente estudio, se recomienda introducir las complejidades del modelo de forma paulatina, de modo de ir verificando constantemente si el modelo logra una estabilidad. En ocasiones, cierta combinación de condiciones impide llegar a un equilibrio, por lo que al aplicar el criterio propuesto es posible identificar a tiempo cuales son las condiciones que no son compatibles para aplicar en conjunto, o bien encontrar alguna solución para poder aplicarlas, pero cambiando alguna otra variable.

En aquella línea, las variables que se pueden modificar para la generación del modelo estático son múltiples, por lo que se recomienda variar inicialmente características geométricas (tamaño de bloques; cantidad, ubicación y espaciamiento de discontinuidades; tamaño de zonificación; método de construcción de topografía), en segundo lugar, las condiciones de borde y/o iniciales y, finalmente, los modelos constitutivos o parámetros de resistencia.

En la modelación 3DEC del deslizamiento de Villa Santa Lucía, el modelo estático se obtiene por medio de la ejecución de dos fases; una corrida elástica y una plástica. La corrida elástica asegura un ajuste de los esfuerzos iniciales del modelo, por lo que sus desplazamientos ni velocidades son relevantes. Una vez alcanzado el equilibrio del modelo elástico, se ejecuta la fase plástica que incorpora las propiedades plásticas definidas tanto para los bloques como para las discontinuidades, según los modelos constitutivos prescritos. Tras el fin de la ejecución de la fase plástica, se examina la respuesta del modelo según los criterios de estabilidad escogidos y se define si efectivamente puede ser categorizado como modelo estático. Este procedimiento es altamente recomendable en el caso de utilizar como modelo constitutivo Hoek-Brown, puesto que posibilita alcanzar una solución estática de una manera más rápida y efectiva. Además, mediante este proceso se evita el 'choque' del modelo, que puede llegar a generar resultados erróneos y poco representativos, a causa de los cambios bruscos aplicados en él.

El modelo estático final obtenido en este caso, cumple en general con todos los criterios de estabilidad sugeridos por Itasca (2013). Los gráficos expuestos en el capítulo de 'Resultados' corresponden a los más importantes para establecer su estabilidad, sin embargo, también se analizan internamente otros gráficos que permiten corroborar aquella condición, como por ejemplo la razón de fuerzas desbalanceadas (ratio), vectores de desplazamiento y gráficos de velocidad de los puntos de control.

Tanto el grafico de fuerza máxima desbalanceada en el tiempo (Figura 40), como la razón de fuerzas desbalanceadas indican que al término de la fase plástica se consigue un estado de equilibrio, alcanzando valores evidentemente inferiores a los obtenidos en la etapa inicial.

Por otra parte, los puntos de control tienen una gran relevancia al momento de comprobar la estabilidad, puesto que, a través del seguimiento y registro de sus desplazamientos, velocidades y/o esfuerzos es posible concluir de forma visual el comportamiento de aquellos puntos. Los puntos de control seleccionados en este caso se disponen espacialmente de forma estratégica, de tal manera de cubrir la zona en donde se genera la inestabilidad y es más propensa a presentar un comportamiento inestable, a causa de su grado de pendiente. De acuerdo con las historias de desplazamientos de dichos puntos de control (Figura 43, Figura 44, Figura 45), se ratifica nuevamente un equilibrio del sistema, detectándose que los desplazamientos de todos los puntos, en todas las componentes, convergen a un valor constante. A través de aquellos gráficos también es posible observar que los desplazamientos se producen principalmente en un comienzo, lo que se debe al reacomodo de los bloques por efectos de la gravedad. Asimismo, también se interpreta que los desplazamientos mayores se dan en los puntos de control ubicados a mayor altitud, y disminuye la magnitud de aquellos desplazamientos a medida que decrece la altitud.

El único criterio de estabilidad considerado que podría indicar cierto grado de desequilibrio dentro del modelo corresponde al gráfico de plasticidad (Figura 41), el cual presenta fluencia activa en algunas zonas, sin embargo, tomando en cuenta los otros indicadores, se concluye que pese a ello el modelo se encuentra estable.

6.2. Modelo Mecánico

Desde una perspectiva tridimensional la dinámica glaciar supone un proceso complejo de modelar, puesto que múltiples factores y condiciones intervienen en el comportamiento, flujo y geometría glaciar, por lo que abarcarlos de manera integral por medio de una modelación tridimensional no es tarea sencilla. En consecuencia, se requiere integrar supuestos y simplificaciones razonables para ejecutar simulaciones que permitan representar a grandes rasgos el proceso glaciar.

En primer lugar, para simular procesos glaciares, a través de modelación numérica, se debe establecer la manera de incorporar la carga glaciar en el modelo. Generalmente, en los modelos bidimensionales se representa el hielo glaciar como un material elástico (por ejemplo, Eberhardt et al., 2004). No obstante, de acuerdo con lo señalado por Grämiger (2017), el hielo glaciar en escalas de tiempo prolongadas (escalas de tiempo geológicas) y tasas de deformación bajas ($< 10^{-3}$ s^{-1}) tiene un comportamiento dúctil, por lo que solo carga el lecho rocoso por su propio peso, sin proporcionar ni actuar como un soporte lateral rígido en las laderas adyacentes.

Ahora bien, para efectos de modelación con 3DEC tampoco resulta práctica la representación del hielo glaciar como material elástico, ya que, tal como quedo en evidencia en la Figura 72, las capacidades del software se ven un tanto limitadas para la sobreposición adecuada de bloques. Tal vez desarrollando una metodología diferente para representar la topografía, como por ejemplo a través de conjuntos de bloques/columnas, sí se podría conseguir una modelación del hielo como material elástico de forma satisfactoria.

Entonces, de acuerdo con los argumentos antes descritos, se considera que es más rigurosa la aplicación del hielo glaciar como una condición de esfuerzo hidrostática, la cual se incorpora como una condición de borde dentro del modelo. De este modo, bajo este criterio, se permite la deformación del material que se encuentra bajo el hielo glaciar. Cabe destacar que el pionero en la aplicación de este método fue precisamente Grämiger (2017), a partir del cual se basaron otras investigaciones de estabilidad de laderas en ambientes paraglaciales, tal como Burgos (2022), Morcioni et al. (2022) y Tobar (2021).

Luego, es necesario conocer la historia glaciar de la zona de particular interés, de modo de efectuar una representación realista de los procesos involucrados. Tras una revisión exhaustiva de la literatura, la información más precisa corresponde a la expuesta en un informe glaciológico de la Villa Santa Lucía (Rivera, 2017), que si bien incluye etapas glaciares más recientes (exclusivamente del periodo Holocénico), representa de forma local las condiciones glaciares que han afectado a la zona, por lo que proporciona

una buena base para el trabajo en curso.

Para analizar la respuesta de la ladera ante procesos de desglaciación, se definen dos casos diferentes a analizar: el primer caso representa una descarga uniforme de la ladera, sin contemplar las etapas glaciares reales, el cual pretende estudiar el efecto sobre el área de generación mediante un análisis semejante al efectuado por Burgos (2022) en sus análisis bidimensionales; mientras que el segundo caso representa de una forma más realista las etapas glaciares de la zona.

Para ambos casos de análisis, la etapa final de descarga contempla una descarga completa del modelo, lo que en esencia no es una suposición realista, puesto que en la zona suroeste actualmente aún se registra parte del glaciar. Sin embargo, corresponde a una superficie menor, cuyo espesor glaciar se desconoce y, además, tal como se comenta antes, la superficie topográfica ya incorpora dentro del modelo aquella superficie glaciar.

A continuación, se discuten las principales suposiciones adoptadas en cada caso y se interpretan los resultados obtenidos. Cabe destacar que en ambos casos la variable tiempo no representa el tiempo real en el que transcurre este proceso, puesto que las condiciones aplicadas para representar la carga ejercida por el glaciar sobre la superficie producen una respuesta inmediata en el modelo. Asimismo, también es importante indicar que para una correcta representación de la carga glaciar sobre el modelo es necesario modificar las condiciones de velocidad antes impuestas para la construcción del modelo estático; para estas simulaciones las condiciones de bordes de rodillo aplicadas a los bordes laterales se reemplazan por condiciones fijas.

6.2.1. Modelo Mecánico, Caso 1: Descarga Uniforme

A través de este análisis se realiza la suposición de que la descarga glaciar se produce de forma paulatina de acuerdo con una tasa de disminución de elevación glaciar constante impuesta. Si bien, mediante este enfoque se ignoran por completo las etapas glaciares de la zona, y es un enfoque más aplicable para un análisis bidimensional, se desarrolla con la finalidad de poder comparar posteriormente los resultados obtenidos por Burgos (2022), y además es un buen primer acercamiento para analizar el comportamiento general de la ladera.

Aplicando este enfoque, se observa en la Figura 47 que a medida que se progresa con las etapas de descarga, disminuye de forma paulatina la deformación de corte, lo que es de esperar, puesto que las zonas que son liberadas del peso glaciar se van reajustando a sus condiciones actuales, por lo que disminuye la magnitud de sus deformaciones, quedando zonas, por supuesto, con evidente deformación permanente. Por otro lado, también se aprecia que, tras la desglaciación, se presenta un amplio sector que queda con

concentración de deformaciones de corte, abarcando por completo la zona inferida de deslizamiento, extendiéndose inclusive hacia zonas en las que previamente se evidenció una diferencia topográfica (ver Figura 71 (2a)), pero que se descartó que formasen parte del deslizamiento.

En tanto, el perfil longitudinal (Figura 48) y el perfil transversal (Figura 49) también reflejan el comportamiento anterior, es decir, muestran una disminución gradual de las deformaciones de corte acorde transcurren las etapas de descarga. Estos perfiles permiten apreciar que el daño generado por el proceso de desglaciación se limita a sectores superficiales, afectando hasta profundidades máximas de 30 [m], coincidiendo en gran medida la superficie en que se concentran las deformaciones con el sector del talud que se ve afectado por el deslizamiento en superficie.

Asimismo, analizando los gráficos de desplazamientos (Figura 50) también se nota una tendencia de la disminución de su magnitud a medida que se descarga el modelo. Recordando que aquellos desplazamientos corresponden a los desplazamientos netos, es decir, los desplazamientos acumulados desde la aplicación de la carga glaciar, aquel hecho implica que los desplazamientos iniciales inducidos por la presión glaciar disminuyen producto de la desglaciación, reflejando entonces un proceso de rebote. A diferencia de las gráficas de variación del incremento máximo de deformación de corte, en las cuales es relevante efectuar una evaluación sobre el cambio que se produce entre cada uno de los escenarios glaciares, en el caso de los desplazamientos adquiere un mayor interés la evaluación de la condición final del modelo tras la descarga completa, ya que permite visualizar las zonas en las que se produce mayor desplazamiento que podrían indicar zonas inestables. En este caso, los sectores en lo que se distinguen desplazamientos superiores corresponden a sectores aislados que no son significativos como para el desarrollo de una inestabilidad masiva. Aquello se verifica también de acuerdo con los vectores de desplazamientos, tanto del perfil longitudinal (Figura 51) como del perfil transversal (Figura 52), que señalan que, en su gran mayoría, se orientan hacia el interior del talud. No obstante, no se descarta la generación de pequeños desprendimientos localizados especialmente en los sectores que se distinguen los desplazamientos máximos.

Desde otra perspectiva también es relevante analizar el comportamiento que presentan las discontinuidades a medida que se produce la desglaciación. Para aquellos efectos, por medio de una función FISH, se calcula la razón resistencia-esfuerzo del corte de las discontinuidades, dividiendo la resistencia al corte de la discontinuidad en el esfuerzo de corte de la condición actual. En rigor, lo que hace la función FISH es establecer el grado de criticidad de las discontinuidades, a partir del cálculo del "factor de seguridad" de su condición de esfuerzo al corte. Un mayor valor representa una condición segura, mientras que valores cercanos 1 representan una condición crítica de la discontinuidad,

encontrándose cercana a la falla en corte.

Tomando en cuenta lo anterior, en la Figura 53 y la Figura 54 se analiza la situación de las discontinuidades para cada etapa, de acuerdo con ambos perfiles trazados. A través de este análisis se observa que, en ambos perfiles, a medida que se producen las etapas de descarga, incrementa la criticidad de las discontinuidades paulatinamente, llegando a una condición final en la que los principales sectores donde las estructuras presentan una condición crítica reflejan de forma bastante precisa el área involucrada en el deslizamiento de Villa Santa Lucía. Así entonces queda en evidencia que la dinámica glaciar genera un efecto notable en la condición de las discontinuidades, aumentando la longitud de los tramos en estado crítico de las estructuras (en el límite del corte) a lo largo del tiempo. Asimismo, también se distingue una dependencia entre la distribución de las nuevas estructuras en estado crítico con el nivel del glaciar, reflejando que las discontinuidades ubicadas en los sectores de la ladera que van quedado expuestos tras la disminución del nivel glaciar son propensas a adquirir una condición límite al corte. Esto sugiere que la desglaciación induce un daño en la roca que aumenta de forma progresiva con el tiempo, producto del cambio en las condiciones de esfuerzo ejercidas por el glaciar que influyen en la distribución de las estructuras en estado crítico. En consecuencia, la evolución del estado de esfuerzo-resistencia al corte de las discontinuidades que se exhibe refuerza, en cierto modo, la hipótesis de que el deslizamiento de la Villa Santa Lucía se genera por una falla progresiva, en cuanto dichas estructuras incrementan su nivel de criticidad a lo largo del tiempo. Este hecho, además, podría representar que las discontinuidades podrían haber tenido un control primario en la generación del deslizamiento en estudio, debido al efecto que produce el proceso de desglaciación en ellas.

De acuerdo con las observaciones anteriores se puede inferir que la aplicación de la carga glaciar en el modelo produce un efecto evidente en la ladera en estudio, concentrando deformaciones en profundidades someras (30 [m]). Sin embargo, no es tan significativo al punto de desarrollar una inestabilidad masiva, tal como queda reflejado de acuerdo con los vectores de desplazamiento. Por otra parte, el efecto de la desglaciación induce un impacto mayor en el comportamiento de las discontinuidades, generándose un aumento gradual significativo de la extensión de su criticidad, que concuerda en gran medida con el área afectada por el deslizamiento en estudio y que sugiere un desarrollo progresivo de la falla. Esto indica que el proceso de desglaciación sí induce un estado de deformaciones más crítico de la ladera, así como también de las discontinuidades, en relación con su condición inicial. Los procesos glaciares actúan, de este modo, como factor condicionante en las condiciones que propiciaron el deslizamiento de Villa Santa Lucía. Ahora bien, es necesario efectuar un análisis más complejo, incorporando las etapas glaciares reales que se han registrado en la zona, para validar efectivamente las conclusiones inferidas a través de estas simulaciones.

6.2.2. Modelo Mecánico, Caso 2: Descarga según etapas

Por medio de este enfoque, se pretende desarrollar un modelo mecánico más cercano a las historias glaciares de la zona. La principal simplificación aplicada en este análisis es respecto a la geometría del glaciar, la cual se asocia a un plano inclinado, siendo de conocimiento general que aquello no representa la geometría que describe a los glaciares en la naturalidad. No obstante, es la manera más simplificada y representativa que se encuentra para simular este proceso a través de un análisis tridimensional.

En general, los contornos de incremento máximo de deformación de corte (Figura 55) obtenidos para este caso muestran una evolución muy similar al Caso 1, o sea, se produce una disminución de forma gradual de la magnitud de las deformaciones a medida que se procesan las etapas de descarga glaciar. En particular, en la etapa de carga glaciar se aprecia que se concentra deformación de corte en la ladera en estudio, así como también en la ladera lateral asociado a los niveles volcánicos. Este comportamiento es de esperar, puesto que en esta ocasión la carga glaciar no solo cubre hasta la elevación de 1500 m s.n.m., sino que se extiende a lo largo de todo el valle. A pesar de ello, la configuración final del gráfico de contorno del incremento máximo de deformación de corte es bastante cercana a la obtenida en el caso de descarga uniforme. La diferencia más evidente en este caso es que hacia el borde noroeste del modelo se identifica un sector con concentración de corte, lo que no ocurre en el Caso 1.

Mediante la descarga según etapas se observa un mayor alcance de la concentración de deformaciones de corte en el perfil longitudinal (Figura 56), en comparación al caso anterior, representando de buena manera la zona afectada por el deslizamiento. Al contrario, en el perfil transversal (Figura 57) el daño se concentra en un área menor, pero que, de todas formas, coincide con el área afectada. En consecuencia, al contemplar la historia glaciar real, se tiene un mejor acercamiento en cuanto a la zona de daño, la cual, tal como en el caso de descarga uniforme, se concentra en profundidades someras.

A diferencia de lo que se aprecia en el Caso 1 (Figura 50), donde al aplicar la carga glaciar la zona con mayores desplazamientos corresponde a la ladera en estudio, en este caso aquellos desplazamientos máximos se detectan en el sector suroeste del modelo (Figura 58), alcanzando valores del orden de 0,15 [m]. Esto se debe fundamentalmente al cambio de la representación glaciar, la cual en el caso de análisis actual (Caso 2) se aplica a lo largo de todo el valle. Por otro lado, en la situación final (es decir, descarga glaciar 3), además de producirse desplazamientos máximos de un orden de magnitud mayor respecto al Caso 1, también se identifica una zona con concentración de desplazamientos en el sector noroeste, que podría indicar una posible inestabilidad. No obstante, aquella

zona no es representativa para efectos de análisis de resultados, puesto que corresponde precisamente al área menos caracterizada, ya que se encuentra cubierta por un manto nival, por lo que las consideraciones de material litológico y la extensión de las discontinuidades hasta ese nivel son solo suposiciones, dado que se desconoce su condición real. En consecuencia, no se puede concluir nada decisivo en relación con los gráficos de desplazamiento, por lo que se debe dar mayor énfasis al análisis de los vectores de desplazamiento, para determinar el estado del modelo tras la desglaciación.

Los gráficos de vectores de desplazamientos de ambos perfiles (Figura 59 y Figura 60) efectivamente dan una visión más clara sobre la respuesta del modelo. Se hace notorio un desequilibrio en el perfil longitudinal, con vectores apuntando hacia afuera de la cara de la ladera, mientras que, en el perfil transversal, aun cuando se detecta un punto inestable, no se considera representativo, puesto que coincide con la intersección en superficie de un estrato con una discontinuidad subvertical, condición que no necesariamente se presenta en el estado natural de la ladera, por lo que el punto inestable, relacionado a los vectores con desplazamiento máximo, se asocia más que nada a una situación generada por la configuración del modelo, escapándose de una representación real en cuanto al perfil transversal. Debido a ello se considera que el perfil transversal se encuentra en un estado indefinido.

Desde otra perspectiva, el comportamiento de las discontinuidades (Figura 61 y Figura 62) exhibe una evolución de la distribución de las estructuras en estado crítico bastante similar a la expuesta para el Caso 1. Así, se ratifica que el proceso de desglaciación puro induce un estado crítico (en el límite del corte) de las discontinuidades, el que incrementa a medida que se avanza con las etapas de descarga, llegando a una condición final que coincide con la superficie afectada por el deslizamiento de la Villa Santa Lucía. Hecho que respalda el planteamiento de que el deslizamiento está asociado a una falla progresiva en el contexto de un ambiente paraglacial.

De este modo, a través de la descarga glaciar aplicada según las etapas reales se llega a una condición que presenta cierto grado de inestabilidad en la zona superior abarcada por el perfil longitudinal, no así en el caso del perfil transversal, en el cual se tiene una condición indefinida. Los gráficos de deformación de corte indican que el daño se concentra esencialmente en sectores superficiales, lo que se traduce en que, si efectivamente hay una pequeña inestabilidad en la ladera, no es lo suficientemente considerable como para afectar a toda la zona del deslizamiento. Por lo tanto, se mantiene la hipótesis de que, para efectos del deslizamiento de la Villa Santa Lucía, el proceso de desglaciación actúa fundamentalmente como un proceso preparatorio en el desarrollo de la falla.

6.2.3. Análisis Generales de los Modelos Mecánicos

De acuerdo con los resultados obtenidos mediante la aplicación de los dos casos de descarga glaciar aplicados, se llega relativamente a resultados muy similares, especialmente en cuanto a la condición crítica de las estructuras geológicas. No obstante, sin duda alguna, el caso analizado con la descarga establecida en base a la historia glacial real resulta en una representación más cercana a la evolución de la ladera ante los procesos glaciares experimentados.

Los resultados finales extraídos del enfoque de descarga glaciar según etapas reflejan, en base a las deformaciones de corte, una concentración de daño en la ladera de estudio en profundidades someras (30 [m] en promedio). Además, también se detecta una leve inestabilidad en el perfil longitudinal, en base a la orientación adoptada por los vectores de desplazamiento, la que, sin embargo, no se considera suficiente para inducir un deslizamiento masivo, aunque no se descarta la generación de un primer deslizamiento o desprendimiento de menor tamaño en respuesta a la desglaciación. De este modo, se infiere que el glaciar induce un daño limitado en la ladera, que no influye de forma directa en el inicio de un movimiento significativo, pero si propicia condiciones para que ante cualquier variación externa se desarrolle un deslizamiento masivo. En base a ello, se concluye que la carga mecánica impuesta por el glaciar en definitiva constituye un factor preparatorio del deslizamiento producido en la Villa Santa Lucía.

Por otro lado, también es importante resaltar que, de acuerdo con ambos enfoques de estudio, se distingue un impacto directo de la desglaciación en el comportamiento de las discontinuidades, incrementando su criticidad (razón resistencia-esfuerzo al corte) de forma considerable. En la etapa de descarga final, es posible asociar los principales sectores de las discontinuidades que se encuentran bajo un estado crítico con la traza de la falla, ajustándose de buena manera. Esto, en parte, podría indicar un control primario de las discontinuidades en la generación del deslizamiento, tal como concluye Burgos (2022) en su estudio del desarrollo progresivo de la falla de Villa Santa Lucía, quien sugiere que primordialmente el fracturamiento subvertical juega un rol en su desarrollo. Peso a ello, no se puede ser concluyente al respecto, puesto que las propiedades consideradas para definir las discontinuidades no se encuentran bien establecidas, por lo que podrían reproducir una condición muy poco representativa.

Desde otro punto de vista, la evolución del estado crítico de las discontinuidades sugiere que el proceso de descarga mecánica induce un daño en el macizo rocoso que incrementa progresivamente en el tiempo, respaldando la teoría de que el deslizamiento de la Villa Santa Lucía está asociado a una falla progresiva. Esta idea coincide con las conclusiones de Tobar (2021) quien afirma que la descompresión glaciar genera un daño

permanente en la roca que se produce de forma progresiva, asociado fundamentalmente a estructuras ubicadas en la superficie que llegan a su límite de cizalle (corte) a medida que ocurre el procesamiento de sus modelos UDEC.

Los hechos antes descritos concuerdan con las conclusiones derivadas por Grämiger (2017) en sus investigaciones sobre la influencia de los procesos glaciares en la estabilidad de laderas, quien afirma que los ciclos de glaciación generan daños limitados y, además, las fluctuaciones de hielo aumentan la criticidad de las fracturas, de modo que dichas fluctuaciones pueden ser un factor preparatorio significativo para las fallas de taludes de rocas paraglaciales, tal como queda en evidencia en el estudio en curso.

Ahora bien, es importante tener en cuenta que el análisis desarrollado supone múltiples simplificaciones, que, si bien a menudo son requeridas para la representación de problemas numéricos, que de por si requieren de la introducción de variadas propiedades y condiciones que complejizan y demoran su simulación, pueden influir en el comportamiento expuesto por los modelos. En este sentido, para el presente estudio hay que tener en cuenta que la simulación se basa en la reproducción de un único ciclo glaciar, basado en escenarios glaciares recientes (Holocénico), cuando en la realidad diversos ciclos glaciares han afectado a la zona. Al tener en cuenta aquellos procesos, la respuesta del modelo ante la carga y descarga mecánica podría inducir una condición más crítica de la pendiente. Por lo tanto, en la medida que se disponga de una extensa base de historia glaciar sobre las zonas de estudio, se sugiere analizar la respuesta para más de un solo ciclo glaciar.

Existen variados procesos que son impulsados, o bien, actúan de forma simultánea a los ciclos glaciares, los cuales en el presente trabajo no se abordan. Uno de ellos es, por ejemplo, la degradación progresiva del macizo rocoso, que, de acuerdo a lo expuesto por Burgos (2022) contribuye en el desarrollo de la falla progresiva de la Villa Santa Lucía. Asimismo, otros procesos que pueden inducir daños más significativos que la carga mecánica pura del glaciar, son los procesos termomecánicos e hidromecánicos, los cuales se pueden llevar a cabo siempre y cuando se disponga de una base de datos bien establecida, ya sea de condiciones térmicas paleoclimáticas o de fluctuaciones del nivel de agua subterránea, que se pueda utilizar como base de la modelación. De otro modo, la simulación de aquellos procesos puede representar situaciones muy alejadas de las condiciones reales. Además, la simulación de aquellos procesos, por lo general, queda mejor representada a través del uso de solucionadores externos, lo que se traduce en una mayor complejidad de implementación de los modelos y requieren un tiempo prolongado de procesamiento, especialmente para representar problemas con escalas de tiempo geológicas. Es precisamente por aquel motivo, que la gran mayoría de estudios que requieren análisis de este estilo se restringen a análisis bidimensionales que permiten

simplificar la modelación y obtener resultados representativos.

El proceso que sí se considera importante de evaluar en el caso particular del deslizamiento de Villa Santa Lucía corresponde a la influencia de las lluvias intensas que precedieron el evento y son asociadas al factor desencadenante de la remoción. Es por ello que se lleva a cabo finalmente aquel análisis, cuyas discusiones se incluyen en la siguiente subsección.

6.3. Modelo Hídrico

Para el estudio en curso es relevante analizar la influencia del agua, en el contexto que el desencadenante del deslizamiento se asocia a un evento hidrometeorológico. Si bien, en estricto rigor es más apropiado un análisis de infiltración de agua a través de las discontinuidades, por simplicidad de análisis y desconocimiento de parámetros hidrológicos del sector, se prefiere la simulación mediante cierto grado de saturación, por medio de la especificación de un nivel freático.

En general, es muy difícil determinar la ubicación real del nivel freático en el momento de la falla de talud. Es por ello que en ciertos casos se asume que se encuentra en la superficie, situación esperable durante una lluvia intensa (Arellano et al., 2010). En caso de contar con mediciones de nivel freático, definidas por lo general a través de la instalación de piezómetros, entonces es posible precisar la ubicación del nivel freático de manera más realista.

Tomando como base lo anterior, para el trabajo en curso se presume la ubicación del nivel freático a nivel superficial, de modo de analizar el comportamiento del talud ante la situación más extrema. Posterior a ello, también se realizan simulaciones contemplando distintos valores de Ru que simulan diferentes grados de saturación, con la finalidad de establecer el escenario más cercano que reproduce las condiciones de inestabilidad del deslizamiento de la Villa Santa Lucía.

6.3.1. Saturación Completa

La simulación de la saturación completa, tal como se indica previamente, se representa con la especificación del nivel freático a nivel superficial. Es importante notar que esta simulación consiste en un escenario completamente extremo, dado que en la realidad es poco factible que se produzca, ya que la infiltración de agua en las laderas rocosas depende de múltiples factores, especialmente de las características hidrológicas de los macizos rocosos y sus discontinuidades.

Para el proceso de modelación de este escenario, en primer lugar, previo a la elevación del nivel freático a nivel superficial, se especifica el nivel freático a nivel de contacto, fundamentalmente para evitar el 'choque' del modelo. Suposición que, de todos modos, representa una situación realista, puesto que de acuerdo a Sernageomin (2018) las aguas que dan origen al río Burritos escurren en el contacto entre los niveles volcánicos y las rocas intrusivas tonalíticas.

La simulación del escenario de saturación completa señala claramente una inestabilidad sustancial de la ladera (Figura 63), incluyendo gran parte de la zona inferida

de deslizamiento (40% aproximadamente, con respecto a la superficie), pero también dando indicios de inestabilidad en los sectores de elevación mayor, al lado noroeste del modelo, área cuya respuesta, de acuerdo con lo explicado previamente, no se considera representativa en términos de análisis de resultados.

Tanto los contornos asociados a la deformación de corte (Figura 63) como a los desplazamientos (Figura 64) indican un aumento en un orden de magnitud al elevar el nivel freático a nivel superficial. Los vectores de desplazamiento de ambos perfiles exhiben un desequilibrio notable de la ladera, presentando una tendencia a salir de la cara del talud. En concreto, en el perfil longitudinal es más notoria esta situación que en el perfil transversal, cuyos desplazamientos máximos alcanzan valores del orden de 1 y 0,13 [m], respectivamente. Esto implica que en la zona en la que se ubica el bloque colgante actual se alcanza una condición relativamente más estable tras la simulación de los procesos mecánicos e hídricos, lo que podría explicar por qué aquella superficie no se desprende por completo en el deslizamiento del año 2017.

De este modo, el escenario de saturación completa del modelo, representado mediante la especificación del nivel freático a nivel superficial, plasma una condición inestable de la ladera. El daño y los desplazamientos se concentran principalmente en zonas más elevadas, pero abarcan buena parte del área deslizada. En tanto, el efecto de la saturación no es tan significativo para la zona del bloque inestable actual, pero si en el perfil longitudinal.

Es importante notar que los resultados de la modelación hídrica (saturación completa) tomando como base la condición final del modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme), disponibles en Anexo D, son prácticamente idénticos a los resultados del modelo hídrico considerando el modelo mecánico Caso 2 (descarga según etapas). Tanto la respuesta general como la magnitud de las deformaciones de corte y desplazamientos coinciden en gran medida. En consecuencia, se infiere que el efecto de la incorporación de agua en el modelo influye a tal nivel que se llega a una misma respuesta aun cuando el estado de base considerado tiene ciertas discrepancias. O sea, queda en evidencia que la infiltración de agua tiene un control primario y decisivo en la respuesta de la ladera rocosa en comparación a los procesos glaciares.

Si bien, de acuerdo con los resultados no es descartable que se podría haber generado una saturación completa en la ladera en estudio, responsable de desencadenar el deslizamiento de Villa Santa Lucía, especialmente por su grado de fracturamiento, es necesario evaluar otros escenarios menos críticos.

6.3.2. Coeficiente de Ru

El coeficiente de Ru permite de forma simplificada representar la infiltración de agua, incorporando presiones de agua en el modelo aun cuando no se presenta un nivel freático de aguas subterráneas como tal. Por medio de este enfoque se simula una presión de agua menor que la que se genera en un régimen hidrostático, pero suficiente para eventualmente desestabilizar sectores superficiales del talud. De modo, que es un efecto transiente y de corta duración que no depende de las características del fracturamiento del macizo (P. Gómez, comunicación personal, 18 de marzo 2022).

Pese a las ventajas antes descritas, la consideración de un coeficiente de Ru para la representación de las presiones de poro tiene ciertas limitaciones. Este método requiere la selección de un valor único del coeficiente de Ru, aun cuando un solo valor rara vez puede representar el campo real de las condiciones del flujo de agua subterránea. Por lo que seleccionar una constante Ru única para describir la condición de un análisis de estabilidad puede ser difícil (GEO-SLOPE, 2002) y puede derivar en la obtención de resultados poco verídicos.

A causa de lo anterior, se analizan los resultados para tres diferentes valores de Ru, de modo de definir el valor más representativo que logre reflejar la condición hídrica, inducida por las precipitaciones intensas, que desencadena el deslizamiento. Los valores que se ponen a prueba son: 0,10, 0,20 y 0,30.

Los resultados derivados de las simulaciones indican que tanto las deformaciones de corte como los desplazamientos (Figura 65) son más significativos a medida que se incrementa el valor de Ru implementado. La Figura 66 y la Figura 67 plasman que para los tres escenarios planteados de Ru se genera una inestabilidad de la ladera, que sin duda es bastante más considerable ante el escenario con Ru 0,30. En cuanto a la criticidad de las discontinuidades (Figura 68) también se hace notoria una tendencia a incrementar a medida que se representa un mayor grado de saturación.

Los resultados asociados al coeficiente Ru de 0,10 evidencian que la inestabilidad inducida es pequeña en relación con las magnitudes de desplazamiento, así como también con respecto a la extensión superficial y en profundidad de las deformaciones de corte, por lo que se descarta este escenario como propulsor del deslizamiento en investigación. Si bien el modelo asociado al coeficiente de Ru de 0,20 reproduce una situación notoriamente más crítica, la zona afectada es acotada, tanto en superficie como en profundidad. De este modo, tomando en consideración la magnitud de los desplazamientos inducidos y el área afectada por deformación de corte, se infiere que la condición de presiones de poro inducidas mediante la adopción de un coeficiente Ru de 0,30 representa

de forma más cercana el estado de la ladera por efecto de las lluvias intensas registradas en la Villa Santa Lucía. Aquello concuerda con lo comentado por P. Gómez (comunicación personal, 18 de marzo 2022), quien señala que en proyectos desarrollados con este método han identificado situaciones inestables ante la consideración de coeficientes de Ru superiores a 0,20 o 0,30.

Ahora bien, aunque la principal superficie de la ladera afectada ante la consideración de un coeficiente Ru de 0,30 no se extiende hacia el sector noroeste del modelo, situación que sí se produce en la condición de saturación completa, el área involucrada es menor en relación con la superficie de deslizamiento inferida, afectando a tan solo un 28% aproximadamente. Por lo tanto, se infiere que la condición de saturación que realmente desencadenó el deslizamiento de Villa Santa Lucía corresponde a un escenario intermedio entre el coeficiente Ru de 0,30 y la saturación completa, equivalente esta última a la consideración de un coeficiente de Ru de 0,45 para la toba.

Si bien el rango antes delimitado (Ru 0,30 – 0,45) proporciona una idea de que el nivel de saturación de las rocas que desencadenó el movimiento fue alto, de todas formas, se exploran nuevos escenarios hídricos que podrían representar de forma más cercana el evento. Así entonces se simulan escenarios con coeficientes de Ru de 0,35 y 0,40, cuyos resultados se exponen en las Figuras Figura *73* - Figura *76*. Es importante resaltar que mediante el análisis de estos nuevos escenarios no se pretende establecer un valor cuantitativo del volumen de agua infiltrada, lo que se escapa del alcance del Método de Ru, más bien el propósito es definir un coeficiente de Ru que represente de mejor manera el comportamiento detectado en el deslizamiento.

En general, se observa que el comportamiento registrado tanto para la simulación con un coeficiente de Ru de 0,35 como de 0,40 es muy similar a lo que se distingue en los resultados del coeficiente de Ru de 0,30. En particular, para el caso de Ru de 0,35 las zonas con concentración de corte involucran una superficie que abarca aproximadamente el 29% del deslizamiento, mientras que en profundidad afecta hasta 40 y 110 [m] en el perfil transversal y longitudinal, respectivamente, valores muy cercanos a los registrados para el caso de Ru de 0,30. Es decir, la condición alcanzada para el valor de Ru de 0,35 es bastante cercana al caso con Ru de 0,30. Por otro lado, el caso de análisis con un Ru de 0,40 revela una mayor proporción afectada, en relación a la deformación de corte. En tal caso el área afectada corresponde a un 35% de la superficie inferida del deslizamiento, mientras que las profundidades en las que se concentra el daño son de 70 y 135 [m] en el perfil transversal y longitudinal, respectivamente. De este modo, el caso con un Ru de 0,4 refleja una condición intermedia entre el escenario de Ru de 0,30 y saturación completa, afectando a gran parte de la superficie del deslizamiento, pero sin influir notoriamente en el sector NW del modelo, ajustándose mejor al comportamiento esperado.

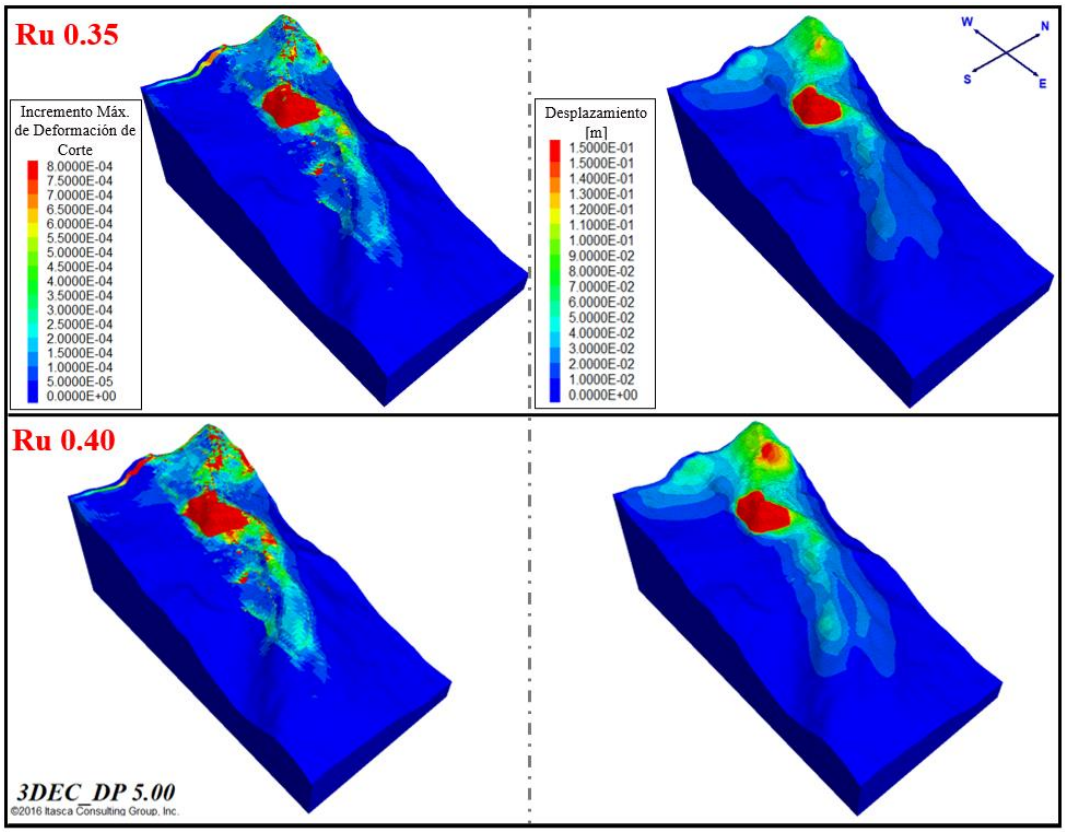


Figura 73. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru de 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas.

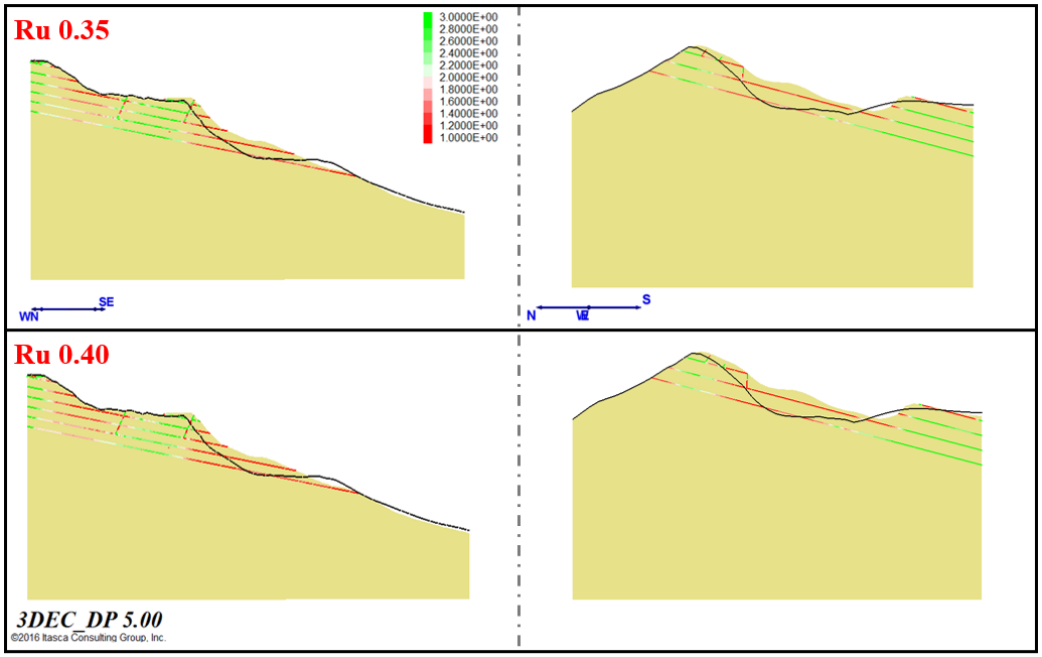


Figura 74. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades; Ru 0,35 y 0,40, perfil transversal y longitudinal. Caso 2, descarga según etapas. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

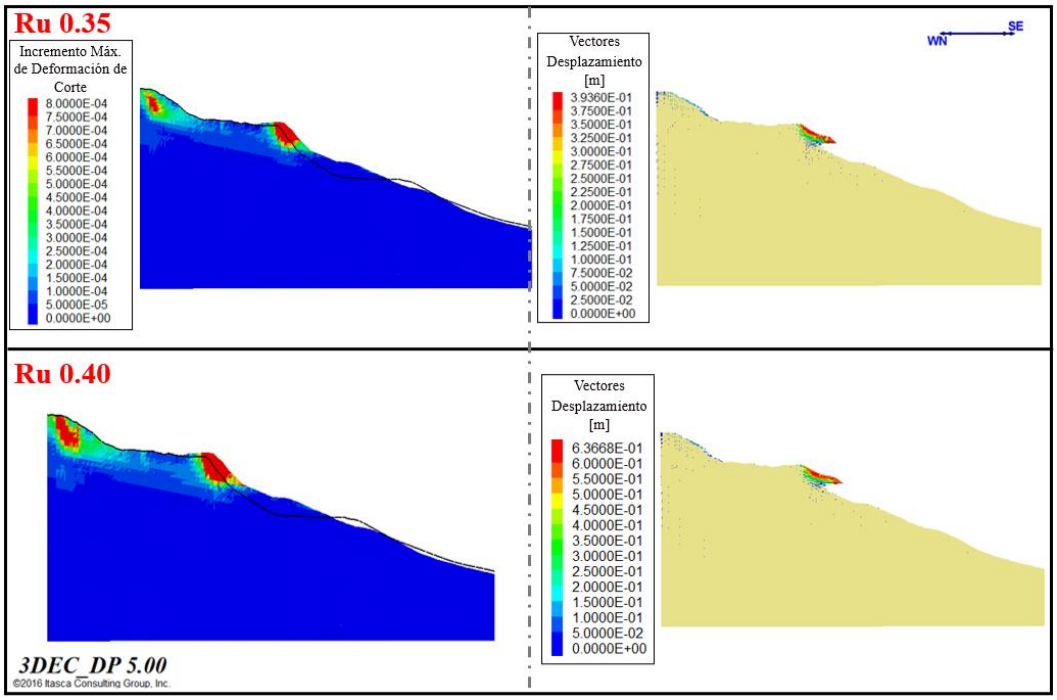


Figura 75. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru de 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

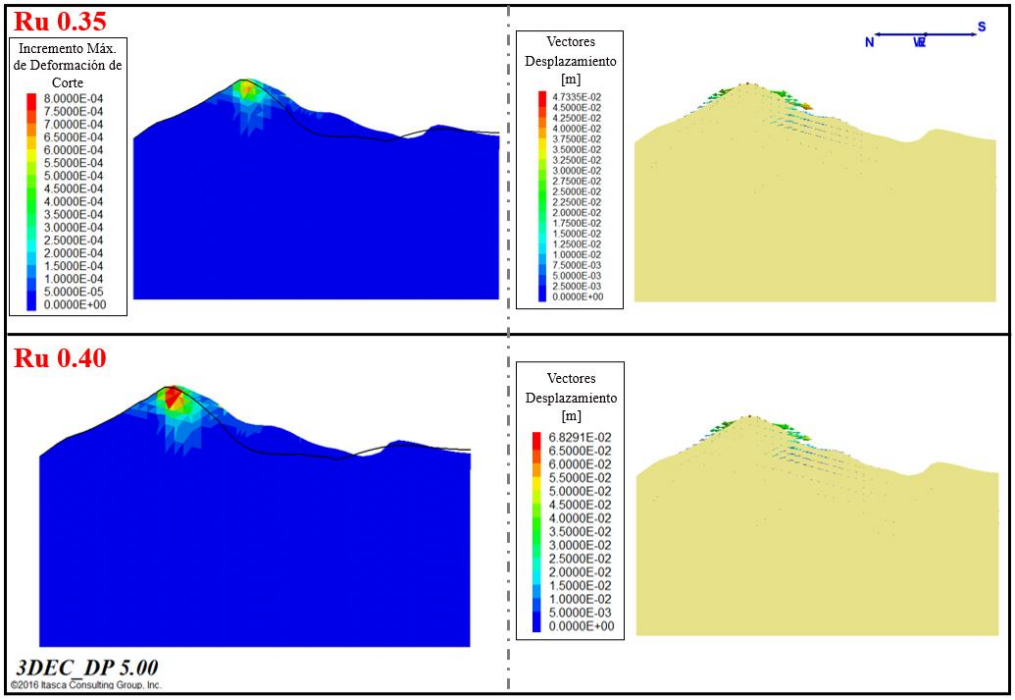


Figura 76. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru 0,35 y 0,40. Se toma como base modelo mecánico de descarga según etapas. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior al deslizamiento.

6.4. Discusión General

De acuerdo con las simulaciones y análisis realizados, la carga mecánica pura impuesta por el glaciar produce daños superficiales y limitados en la ladera afectada por el deslizamiento de Villa Santa Lucía. Al mismo tiempo, se reconoce una influencia del proceso de desglaciación en el nivel de criticidad de las discontinuidades (con respecto al límite al corte), incrementando progresivamente a medida que se disminuye el alcance glaciar. Este hecho a su vez sugiere que la descompresión glaciar contribuye en la generación de daño progresivo en la roca con el tiempo, validando entonces que el deslizamiento en estudio está asociado al desarrollo de una falla progresiva. De este modo, se infiere que la carga glaciar actuó como factor condicionante en la remoción en masa, propiciando condiciones favorables para que ante cualquier agente externo se desarrollara el deslizamiento masivo. No obstante, es importante señalar que los resultados indican que probablemente se origina un primer deslizamiento o desprendimiento de menor tamaño tras el proceso de descarga glaciar, lo que indicaría que el deslizamiento masivo del año 2017 podría corresponder a una reactivación de aquella remoción.

Por otro lado, las simulaciones indican que efectivamente las lluvias intensas fueron el agente externo que desencadenó el deslizamiento de la Villa Santa Lucía. Se establece que el escenario que mejor podría reproducir la condición real de saturación de la ladera al momento de la falla queda representado por un coeficiente Ru de 0,40 ($\rho_w^* =$ 800 [kg/m^3]), lo que refleja un grado de saturación elevado. Si bien, por medio de este análisis se logra delimitar que una condición de saturación alta fue la responsable del suceso, es necesario desarrollar análisis más complejos para establecer una condición más representativa, pero para aquellos efectos se requiere de un mayor conocimiento en cuanto a las propiedades hidrológicas de los materiales.

Estos análisis concuerdan con la estabilidad indicada según factores de seguridad (FS) globales calculados mediante 3DEC, los cuales representan la condición general de estabilidad del modelo. O sea, los factores de seguridad determinados no reflejan la condición en particular de la ladera en estudio, sino que toman en cuenta el estado del modelo en su totalidad. Cabe destacar que Itasca (2013) señala que el FS no se relaciona linealmente con el número de estabilidad, por lo que debe ser empleado solo con propósitos comparativos. Precisamente con aquellos fines se determinan los valores de FS que son resumidos en la tabla siguiente.

Tabla 15. Factores de seguridad globales calculados por etapa y diferencia porcentual de los FS con relación a la etapa de carga.

Etapa	**FS**	**Diferencia %**
Carga	5,44	-
Descarga 1	4,71	13,42
Descarga 2	4,3	20,96
Descarga 3	3,92	27,94
Ru 0,1	3,5	35,66
Ru 0,2	3,02	44,49
Ru 0,3	2,52	53,68
Ru 0,4	2,11	61,21
NF2	1,72	68,38

Se aprecia en la tabla anterior que el factor de seguridad calculado tras la aplicación de la carga glaciar asociada al último máximo glaciar holocénico (5,44), disminuye significativamente (27,94%) tras el proceso de desglaciación, alcanzando en este punto un factor de seguridad de 3,92. Lo anterior valida el hecho de que el proceso de desglaciación afecta a la estabilidad de la ladera, mas no al punto de desestabilizarla por completo. Asimismo, también se distingue que se produce una disminución gradual de la estabilidad del modelo a medida que se procesan las etapas de descarga. Por otro lado, se hace evidente que a medida que se supone un nivel de saturación superior de la ladera, disminuye notoriamente el factor de seguridad, cuya condición más crítica se alcanza en el caso de saturación completa del modelo, es decir, en el escenario del nivel freático 2 (NF2), con un FS de 1,72 (equivalente a una disminución de un 68,38% con respecto al FS de la etapa de carga y 40,44% respecto a la etapa de descarga 3), seguido por el escenario obtenido de acuerdo con un coeficiente Ru de 0,40 que arroja un FS de 2,11 (equivalente a una disminución de un 61,21% con respecto al FS de la etapa de carga y 33,27% respecto a la etapa de descarga 3).

En general, los resultados aquí expuestos concuerdan en gran medida con el comportamiento descrito por Burgos (2022) en sus modelos bidimensionales del deslizamiento de Villa Santa Lucía, quien también afirma que los procesos glaciares actuaron como factor preparatorio de la falla en estudio. Además, también indica que, en el perfil transversal, asociado al bloque colgante, no se evidencia un desarrollo progresivo de la falla, mientras que en el trabajo en curso tampoco es posible evidenciar de forma clara una inestabilidad importante en torno a ese perfil. La diferencia en el comportamiento entre ambos perfiles se puede atribuir, en cierto modo, a la variación de la pendiente, notándose una condición bastante más empinada en el perfil longitudinal

que en el perfil transversal (bloque colgante), lo que eventualmente podría proporcionarle mayor estabilidad al sector del bloque colgante.

En cuanto a la condición actual del bloque colgante, en base a los resultados no es posible definir su riesgo de falla, puesto que los modelos, si bien reflejan una leve inestabilidad tras el evento hidrometeorológico, no señalan una zona considerable con concentración de daño. Además, se debe tener en cuenta que estos estudios son trabajos investigativos que se basan en múltiples suposiciones, por lo que los resultados son solo referenciales para analizar la situación del deslizamiento de Villa Santa Lucía, mas no son resolutivos para tomar decisiones técnicas ni establecer estrategias respecto a la condición actual del bloque colgante.

Capítulo 7

Conclusiones y Recomendaciones

Tomando en consideración que múltiples investigaciones han relacionado los cambios climáticos actuales con una mayor actividad de deslizamientos, a causa de procesos de desglaciación que comprometen la estabilidad de las laderas, es primordial comprender el comportamiento de las laderas rocosas en ambientes paraglaciales ante la influencia de procesos glaciares. Lo anterior debido a que probablemente los eventos de remociones en masa se vean incrementados en número en un futuro próximo.

En el caso particular de Chile, se ha hecho notar en el presente trabajo que los procesos de remoción en masa son una amenaza natural frecuente, debido en gran parte por la configuración topográfica, geográfica y geomorfológica del país. Al ser un país preponderantemente montañoso, es aún más fundamental comprender los procesos que dominan en estos ambientes.

Para aquellos efectos, las herramientas numéricas han consolidado su uso para análisis de este tipo, puesto que posibilitan estudiar múltiples componentes que interactúan en los fenómenos geológicos. Los avances en cuanto a los estudios de estabilidad de laderas precisamente han sido desarrollados mediante la ayuda de estas modelaciones, las cuales han demostrado que son variados los factores que pueden influir en la respuesta general de dichas laderas.

A causa de lo anterior, se estudia el deslizamiento producido en la Villa Santa Lucía por medio de una modelación numérica en 3DEC. De este modo, se simulan de forma satisfactoria distintos escenarios que reproducen las condiciones glaciales que han afectado durante el Holoceno a la zona de generación del deslizamiento, así como también se ha evaluado el efecto de un evento hidrometeorológico como factor desencadenante.

Es importante resaltar que, por lo general, las modelaciones numéricas requieren inevitablemente de simplificaciones, puesto que a medida que se complejiza el modelo, el tiempo de repuesta incrementa de manera considerable. En análisis tridimensionales esto adquiere una mayor relevancia, puesto que, si bien, de por si demandan un tiempo de ejecución mayor, la introducción de las componentes de estudio en el modelo contempla un grado de dificultad superior para su definición e implementación. En aquel sentido, el

trabajo en curso involucra la simplificación y suposición de distintas condiciones, las cuales en todo momento pretenden representar el problema de una forma fidedigna, contemplando supuestos dentro de lo razonable. Por lo tanto, aunque existe mucho grado de incertidumbre respecto a algunas variables, se considera que se obtiene un buen acercamiento por medio de las simulaciones realizadas.

Para el análisis mecánico de la carga glaciar se estudian dos casos diferentes: el primero representa una situación simplificada de la dinámica glaciar, asumiendo una descarga uniforme de la ladera, mientras que el segundo caso refleja las etapas glaciares reales de la zona. Si bien, sin duda mediante el segundo enfoque se obtienen resultados más representativos, se obtiene un buen acercamiento mediante el primer caso.

En tanto, para la evaluación de la influencia del evento hidrometeorológico como factor desencadenante se plantean dos enfoques distintos de análisis, pero muy similares en su implementación en 3DEC. El primer enfoque analiza el comportamiento de la ladera ante un estado de completa saturación, el cual simula un caso hipotético, puesto que modela un caso extremo que es difícil que se produzca en la realidad. No obstante, proporciona un buen acercamiento inicial y permite inferir que condiciones de saturación menores podrían ser causantes de inestabilidad. Así, se procede a analizar distintos escenarios de saturación, representados por medio de un coeficiente Ru.

Las conclusiones principales inferidas a través de este estudio son las siguientes:

- Los procesos glaciares contribuyeron en la concentración de daño en zonas superficiales de la ladera, inferidos a partir de deformaciones de corte, que concuerdan bastante bien con la zona superficial abarcada por el área del deslizamiento de Villa Santa Lucía.

- El proceso de desglaciación incrementa la criticidad de las discontinuidades (razón resistencia-esfuerzo de corte) de forma notoria, extendiéndose ese estado en la totalidad de la superficie de falla. Esto podría indicar un control primario de las discontinuidades en la generación del deslizamiento. No obstante, para validar por completo esta conclusión se requiere una caracterización de las discontinuidades más precisa, por medio de resultados de laboratorio.

- Asimismo, el comportamiento de las discontinuidades sugiere que el proceso de desglaciación genera un daño en la roca que aumenta de forma progresiva con el tiempo. Esto a su vez refuerza la teoría de que el mecanismo asociado al deslizamiento en estudio corresponde a un fallo progresivo.

- El efecto de los procesos glaciares en la estabilidad general de la ladera es evidente, mas no se considera suficiente para desencadenar un deslizamiento masivo, en cuanto a los daños limitados inducidos por la carga mecánica. En consecuencia, este proceso, tal como se esperaba desde un inicio, más que nada, actúa como factor preparatorio del deslizamiento de Villa Santa Lucía.

- El análisis del rol que cumple el evento hidrometeorológico en el desencadenamiento del deslizamiento en cuestión, indica que, en efecto, promueve una inestabilidad significativa en la ladera, validando así su papel como factor desencadenante.

- De las simulaciones que incluyen la componente hídrica en su análisis, el escenario que mejor se ajusta para reproducir la principal zona de la ladera afectada por el deslizamiento de Villa Santa Lucía corresponde al modelo que contempla un coeficiente Ru de 0,40. Es decir, el nivel de saturación que desencadenó el evento fue alto, lo que se condice con lo sucedido en la realidad, en donde las lluvias asociadas al evento desencadenante se registran como un caso extraordinario en relación con los eventos de precipitación histórica de la zona, en referencia a la cantidad de precipitación acumulada.

- En general, las simulaciones de los distintos escenarios, tanto del modelamiento mecánico como hídrico, muestran que el perfil longitudinal sufre un mayor grado de inestabilidad, en comparación al perfil transversal. Hecho que puede explicar en parte la existencia del bloque colgante actual, ya que las condiciones que desencadenaron el deslizamiento no generaron una condición tan crítica en aquella zona.

Así, por medio del presente estudio se deja en evidencia que efectivamente los procesos de glaciación inducen daños limitados en las laderas adyacentes, constituyendo un factor condicionante en la promoción de fallas paraglaciales, especialmente en el caso del deslizamiento de Villa Santa Lucía.

7.1. Recomendaciones

Las respuestas que presentan las modelaciones numéricas dependen en gran escala de las consideraciones y suposiciones realizadas para la representación del modelo, las cuales en toda instancia deben apuntar en describir las condiciones reales del problema en cuestión. Esto es fundamental para obtener soluciones numéricas validas, de lo contrario, se pueden reproducir respuestas bastantes alejadas de la realidad. En consecuencia, las modelaciones numéricas se deben desarrollar de forma criteriosa, en la medida que se disponga de información suficiente para la modelación, de modo de obtener una respuesta certera.

En aquella línea, es altamente recomendable utilizar propiedades geológicas bien establecidas, ya sea a partir de ensayos de laboratorio o estimaciones efectuadas en campo. En el caso particular del evento en estudio, se hace necesaria una mejor caracterización de las discontinuidades para lograr comprender en mayor grado su papel desempeñado en la promoción de la falla. Por consiguiente, para estudios posteriores se recomienda tomar en cuenta aquello.

En cuanto a la modelación a través de 3DEC, es recomendable inicializar con la ejecución de ejercicios sencillos para adquirir un nivel adecuado de manejo del software. Nivel que para ser alcanzado por usuarios nuevos requiere de un trabajo exhaustivo, sin embargo, necesario, especialmente para comprender el funcionamiento y limitaciones de este y, así, lograr modelar apropiadamente los problemas, o bien establecer si las capacidades del software se ajustan a los requerimientos de lo que se desea modelar.

Para estudios complementarios posteriores relacionados al deslizamiento de Villa Santa Lucía, o bien analizar casos de estabilidad de laderas rocosas paraglaciales, la modelación aquí expuesta sirve como base para el desarrollo de análisis más complejos. No obstante, se sugiere incorporar en aquellos análisis otras componentes que podrían controlar en mayor grado el comportamiento de la ladera en comparación a la carga mecánica pura ejercida por el glaciar. En este sentido, se podría evaluar la influencia de la infiltración de agua a través de las discontinuidades, análisis que requiere un conocimiento mayor de las propiedades hidrológicas. Otras componentes de interés, en el contexto de estudio (3D), son la degradación de la resistencia del macizo rocoso y las componentes térmicas e hidrológicas que actúan en consonancia con los ciclos glaciares. Sin embargo, es necesario recalcar que estos análisis se pueden desarrollar en la medida que se tenga un mayor conocimiento sobre las características e historias de las zonas de estudio.

Bibliografía

Aravena, N. (2017). *Análisis 3D del deslizamiento de roca de Punta Cola generado por el terremoto de Aysén del año 2007*. Universidad de Chile.

Arellano, R., Bielefeldt, J., & Correa, D. (2010). *Análisis de taludes mediante ensayos y back análisis de fallas*. 1–9.

Asprouda, P. (2007). *Distinct Element Simulation of the February 17th, 2006, Leyte, Philippines Rockslide*. Virginia Polytechnic Institute and State University.

Bahsan, E., & Fakhriyyanti, R. (2018). Comparison of 2D and 3D stability analyses for natural slope. *International Journal of Engineering and Technology(UAE)*, *7*(4), 662–667. https://doi.org/10.14419/ijet.v7i4.35.23085

Brideau, M., Stead, D., & Couture, R. (2008). *The 1999 Clanwilliam Landslide: A preliminary analysis of potential failure mechanisms*. http://www.geohazard.ggl.ulaval.ca/histoire/brideau.pdf

Burgos, K. (2022). *Estudio de Falla de Talud del 16.12.2017 en Villa Santa Lucía*. Universidad de Chile.

Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, *259*, 55–66. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6

Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, *43*(1), 27–29. https://doi.org/10.1007/BF02590167

Cundall, P. A., & Hart, R. D. (1992). Numerical modelling of discontinua. *Engineering Computations*, *9*(2), 101–113. https://doi.org/10.1108/eb023851

Daemen, J. J., Danko, G., & Smiecinski, A. J. (2004). *Experimental Determination of Stiffness of Joints in Welded Tuff*.

DGA. (2015). *Mapoteca Digital. Inventario Glaciares Nacionales al año 2015*. www.dga.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Inventarios/Glaciares_Nacional_2015.zip

Duhart, P., Garrido, N., Sepulveda, V., Mella, M., Fernandez, J., Quiroz, D., &

Hermosilla, G. (2018). Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: características e impactos. *XV Congreso Geológico Chileno: Geociencia Hacia La Comunidad*, 236–238.

Duhart, P., Sepúlveda, V., Garrido, N., Mella, M., Quiroz, D., Fernández, J., Moreno, H., & Hermosilla, G. (2019). The Santa Lucía landslide disaster, Chaitén-Chile: origin and effects. *7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*.

Eberhardt, E., Stead, D., & Coggan, J. S. (2004). Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes-the 1991 Randa rockslide. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *41*, 69–87. https://doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00076-5

Escudero, I. (2017). *Modelamiento dinámico mediante Elementos Discretos del deslizamiento de roca de Punta Cola generado por el terremoto del Fiordo Aysén del 2007*. Universidad de Chile.

Espinosa, G. A., Hajek, E. R., & Fuentes, E. R. (1985). Distribución geográfica de los deslizamientos de tierras asociados a desastres en Chile. *Ambiente y Desarrollo*, *1*, 81–90.

Fernandez, J., Garrido, N., Mella, M., Sepúlveda, V., Quiroz, D., Hermosilla, G., Duhart, P., & Moreno, H. (2018). Estimación de volúmenes y velocidad del flujo que afectó a Villa Santa Lucía. *XV Congreso Geológico Chileno: Geociencias Hacia La Comunidad*, 246. https://congresogeologicochileno.cl/wp-content/uploads/2018/12/Libro-Actas-XVConGeo-WEB.pdf

Galilea, S. (2020). *Cambio climático y desastres naturales: Una perspectiva macroregional*. Instituto de Asuntos Públicos, Universidad de Chile.

García, M. (2016). *Análisis dinámico de un deslizamiento traslacional de roca provocado por acción sísmica mediante el uso de elementos discretos*. Universidad de Chile.

GEO-SLOPE. (2002). *Pore-water pressures defined using Ru*.

Gischig, V. S., Moore, J. R., Evans, K. F., Amann, F., & Loew, S. (2011a). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *116*(4), 1–18. https://doi.org/10.1029/2011JF002006

Gischig, V. S., Moore, J. R., Evans, K. F., Amann, F., & Loew, S. (2011b). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. the Randa rock slope

instability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *116*(4), 1–17. https://doi.org/10.1029/2011JF002007

González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). Ingeniería Geológica. In *Editorial Pearson Education, Madrid*.

Grämiger, L. (2017). *Beyond debuttressing: Thermo-hydro-mechanical rock slope damage during glacial cycles* [ETH Zurich]. https://doi.org/https://doi.org/10.3929/ethz-b-000183675

Gündoğdu, B. (2011). *Relations between pore water pressure, stability and movements in reactivated landslides* [Middle East Technical University]. http://eprints.uanl.mx/5481/1/1020149995.PDF

Hammah, R. E., Yacoub, T. E., Corkum, B. C., & Curran, J. H. (2005). The shear strength reduction method for the generalized Hoek-Brown criterion. *ARMA/USRMS 05-810*. https://www.rocscience.com/assets/resources/learning/papers/The-Shear-Strength-Reduction-Method-for-the-Generalized-Hoek-Brown-Criterion.pdf

Hauser, A. (2000). *Remociones en masa en Chile* (p. 90). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No. 59. https://portalgeo.sernageomin.cl/Informes_PDF/RAR-002.pdf

Highland, L. M., & Bobrowsky, P. (2008). The landslide Handbook - A guide to understanding landslides. *US Geological Survey Circular 1325*, 129 p. https://doi.org/10.3133/cir1325

Hoek, E., & Brown, E. T. (2003). Estimacion de la resistencia de macizos rocosos en la practica. *Primer Taller Geotécnico Internacional, División Chuquicamata de Codelco, La Serena - Chile (2 a 4 Junio 1997)*, 33–64.

Hoek, E., Carranza, C., & Corkum, B. (2002). *Hoek-brown failure criterion – 2002 edition*. https://www.researchgate.net/publication/282250802_Hoek-Brown_failure_criterion_-_2002_Edition

Iakovlev, D. (2015). *Comparison of Barton-Bandis and Mohr-Coulomb for use in discontinuity shear stability analysis* [Aalto University]. http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=4420369

IDOM. (2017). *Consultoría sobre dimensionamiento del mercado de desastres naturales: impacto y tamaño en Chile y el mundo*.

INE. (2019). Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos 2019. *Instituto Nacional de Estadística*, 1–171. https://geoarchivos.ine.cl/File/pub/Cd_Pb_Al_Cs_2019.pdf

Itasca. (2013). *3DEC* (5.0). Itasca Consulting Group Inc.

Itasca. (2017). *3DEC* (5.2). Itasca Consulting Group Inc.

Itasca. (2019). *3DEC* (7.0). Itasca Consulting Group Inc.

Jing, L., & Hudson, J. A. (2002). Numerical methods in rock mechanics. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *39*(4), 409–427. https://doi.org/10.1016/S1365-1609(02)00065-5

Kalenchuk, K. S. (2010). *Multi-Dimensional Analysis of Large, Complex Slope Instability*. Queen's University.

Lara, M. del P. (2007). *Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana* [Universidad de Chile]. http://www.tesis.uchile.cl/tesis/uchile/2007/lara_mc/sources/lara_mc.pdf

Lara, M. del P., & Sepúlveda, S. (2008). Remociones en Masa. In *Apunte del curso GL62C* (p. 63). https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)90783-8

Longoni, L., Papini, M., Arosio, D., Zanzi, L., & Brambilla, D. (2014). *A new geological model for Spriana landslide*. https://doi.org/10.1007/s10064-014-0610-z

Longoni, L., Papini, M., Brambilla, D., Arosio, D., & Zanzi, L. (2016). The role of the spatial scale and data accuracy on deep-seated gravitational slope deformation modeling: The Ronco landslide, Italy. *Geomorphology*, *253*, 74–82. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.030

Lorig, L., & Varona, P. (2005). Numerical analysis. In *Rock Slope Engineering: civil and mining/D.Wyllie, C. Mah* (4th ed., pp. 218–244). https://doi.org/10.1201/9781315274980

Major, J. J., Pierson, T. C., Hoblitt, R. P., & Moreno, H. (2013). Pyroclastic density currents associated with the 2008-2009 eruption of Chaitén Volcano (Chile): Forest disturbances , deposits , and dynamics. *Andean Geology*, *40*, 324–358. https://doi.org/10.5027/andgeoV40n2-a09

MAPTEK - Sernageomin. (2018). *Modelo digital de elevación aluvión Villa Santa Lucía 2017.*

Marín, M., Muñoz, A., & Naranjo, J. (2018). Víctimas fatales causadas por remociones en masa en Chile (1928-2017). *Congreso Geológico Chileno: Geociencias Hacia La Comunidad*, 216–219. https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/datafiles/15785_p_0216_p_0219.pdf

Marín, M., Neira, H., Garrido, N., & Báez, F. (2021). Visor territorial de fallecidos por Remociones en Masa (R.M.) en Chile entre los años 1938-2020. *SERNAGEOMIN*. https://hneiragis.maps.arcgis.com/apps/dashboards/e92f22dbfc664561aa24bf78baa89304.

McColl, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, *153–154*, 1–16. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015

Melentijevic, S. (2005). *Estabilidad de taludes en macizos rocosos con criterios de rotura no lineales y leyes de fluencia no asociada*. Universidad Politécnica de Madrid.

Mella, M., Duhart, P., Garrido, N., Verges, A., Fernández, J., Sepúlveda, V., Quiroz, D., Hermosilla, G., & Moreno, H. (2018). Flujo de lodo turbulento por desagüe explosivo (outburst) de lago proglacial asociado a un deslizamiento en el marco del cambio climático: Desastre en Villa Santa Lucía, Andes del Sur, Chile. *XV Congreso Geológico Chileno: Geociencias Hacia La Comunidad*, 248–250.

Mella, M., Moreno, H., Vergés, A., Quiroz, D., Bertin, L., Basualto, D., & Bertin, D. (2015). Productos volcánicos e impactos asociados al ciclo eruptivo del 2015 del volcán Calbuco. *Congreso Geológico Chileno, No. XIV*.

Moore, D. E., & Ponce, D. A. (2001). *Petrography and Physical Properties of Selected Rock Types Associated with the Hayward Fault , California*.

Morcioni, A., Apuani, T., & Cecinato, F. (2022). The Role of Temperature in the Stress–Strain Evolution of Alpine Rock-Slopes: Thermo-Mechanical Modelling of the Cimaganda Rockslide. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, *0123456789*. https://doi.org/10.1007/s00603-022-02786-y

Naranjo, J., & Varela, J. (1996). *Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993* (p. 44). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No. 47.

Norrish, N. I., & Wyllie, D. C. (1996). Rock slope stability analysis. In A. K. Turner & R. Schuster (Eds.), *Landslides: investigation and mitigation* (S.R. 247, Vol. 247, pp. 391–425). National Research Council, Transportation Research Board. https://doi.org/10.1139/t94-039

Oyarzún, J. (2019). *Análisis de los factores gatillantes al flujo hiperconcentrado en Villa Santa Lucía y determinación de las condicionantes de un proceso futuro*. Universiad de la Frontera.

Prassetyo, S. H., Gutierrez, M., & Barton, N. (2017). Nonlinear shear behavior of rock joints using a linearized implementation of the Barton–Bandis model. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, *9*(4), 671–682. https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2017.01.006

Proyecto Multinacional Andino. (2007). Conozcamos los peligros geológicos en la región andina. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional No. 5*, 78.

Quiroz, D., Fernández, J., Duhart, P., Mella, M., & Garrido, N. (2018). *Observaciones geológicas preliminares en el cañón del río Burritos post remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía en diciembre 2017* (XV Congreso Geológico Chileno: Geociencias hacia la Comunidad (ed.); Issue 1, p. 1).

Read, J. R. L., & Stacey, P. F. (2009). *Guidelines for open pit slope design*. https://doi.org/10.1201/b20402

Riva, F., Agliardi, F., Amitrano, D., & Crosta, G. B. (2018). Damage-Based Time-Dependent Modeling of Paraglacial to Postglacial Progressive Failure of Large Rock Slopes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *123*(1), 124–141. https://doi.org/10.1002/2017JF004423

Rivera, A. (2017). *Informe glaciológico sobre el flujo de detritos que afectó Villa Santa Lucía el 16 de diciembre del 2017. Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, CECs*.

Rivillo, V. (2019). *Modelamiento numérico 2D de efectos de incorporación de agua en la estabilidad de laderas rocosas*. Universidad de Chile.

Rocscience. (2002). *RocLab. Guía del Usuario* (No. 1). Rocscience Inc.

Saavedra, G. (2018). *Análisis de deslizamientos de laderas en roca en el Cajón del Maipo a través de modelamiento 3D*. Universidad de Chile.

Salazar, L. (2004). *Causas frecuentes de movimientos masales y erosión avanzada en suelos de ladera y su control por medio de bioingeniería*. 5.

Salinas, E. (2018). *Análisis de propiedades geotécnicas de algunas rocas comunes en*

Chile. Universidad de Chile.

Sepúlveda, S. A., Serey, A., Lara, M. del P., Pavez, A., & Rebolledo, S. (2010). Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Recent Landslides*, *7*, 483–492. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0203-2

Sepúlveda, V., Duhart, P., Garrido, N., Fernández, J., Quiroz, D., Hermosilla, G., & Moreno, H. (2018). Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de Los Lagos. *XV Congreso Geológico Chileno: Geociencias Hacia La Comunidad*, 261.

Serey, A. (2011). *Análisis de las Remociones en Masa Generadas por el Terremoto del Fiordo de Aysén de 2007 (45,5°S)*. Universidad de Chile.

Serey, A., Piñero-Feliciangeli, L., Sepúlveda, S. A., Poblete, F., N. Pentley, D., & Murphy, W. (2019). Landslides induced by the 2010 Chile megathrust earthquake: a comprehensive inventory and correlations with geological and seismic factors. *Landslides*, *16 (6)*, 1153–1165. https://doi.org/10.1007/s10346-019-01150-6

Sernageomin. (2003). Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. *Publicación Geológica Digital, No. 4*, 25.

Sernageomin. (2008). *Evaluación preliminar de los peligros geológicos en la localidad de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, Región de Los Lagos*.

Sernageomin. (2011). *Remociones en masa ocurridas en el área de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, los días 30.08.11 y 02.09.11*. https://portalgeo.sernageomin.cl/Informes_PDF/RLAG-011.pdf

Sernageomin. (2017). *Principales desastres ocurridos desde 1980 en Chile*. 45. http://sitiohistorico.sernageomin.cl/pdf/presentaciones-geo/Primer-Catastro-Nacional-Desastres-Naturales.pdf

Sernageomin. (2018). *Origen y efectos de remoción en masa del 16.12.2017 que afectó la localidad de Villa Santa Lucía, comuna de Chaitén, Región de Los Lagos. Informe Técnico*.

Somos Valenzuela, M. A., Oyarzún Ulloa, J. E., Fustos Toribio, I. J., Garrido Urzua, N., & Chen, N. (2020). The mudflow disaster at Villa Santa Lucía in Chilean Patagonia: Understandings and insights derived from numerical simulation and postevent field surveys. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *20*(8), 2319–

2333. https://doi.org/10.5194/nhess-20-2319-2020

Spreafico, M. C., Sternai, P., & Agliardi, F. (2021). Paraglacial rock-slope deformations: sudden or delayed response? Insights from an integrated numerical modelling approach. *Landslides*, *18*(4), 1311–1326. https://doi.org/10.1007/s10346-020-01560-x

Stead, D., & Eberhardt, E. (2013). Understanding the Mechanics of Large Landslides. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, *2013*(1), 85–119. https://doi.org/10.4408/IJEGE.2013-06.B-07

Sweeney, C., Brideau, M., Augustinus, P., & Fink, D. (2013). Lochnagar landslide-dam, Central Otago, New Zealand: geomechanics and timing of the event. *Proceedings of the 19th NZGS Geotechnical Symposium*, *43*, 1–9. http://www.researchgate.net/publication/258838739_Lochnagar_landslide-dam_-_Central_Otago_New_Zealand_geomechanics_and_timing_of_the_event/file/3deec5293b21ea6fa1.pdf

Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005). Procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad. In *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física* (Pearson Ed, p. 736).

Tobar, C. (2021). *Modelamiento numérico 2D de estabilidad de laderas en ambientes paraglaciales: Caso del deslizamiento del Estero Parraguirre, San José de Maipo*. Universidad de Chile.

UNESCO. (2012). Análisis de Riesgos de Desastres en Chile. *VII Plan De Acción Dipecho En Sudamérica 2011-2012*, 120. http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/FIELD/Santiago/pdf/Analisis-de-riesgos-de-desastres-en-Chile.pdf

United States Geological Survey. (2000). *Landslide Hazards. Geological Survey Fact Sheet 0071-00*. https://pubs.usgs.gov/fs/fs-0071-00/

Van Zeyl, D. P. (2009). *Evaluation of Subaerial Landslide Hazards in Knight Inlet and Howe Sound, British Columbia*. Simon Fraser University.

Varnes, D. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Special Report*, *176*, 11–33.

Vasarhelyi, B. (2002). *Influence of the water saturation on the strength of volcanic tuffs*.

Vejar, T. (2016). *Modelamiento geológico-geotécnico 3D de laderas afectadas por deslizamientos de roca mediante el método de elementos distintos* [Universidad de Chile]. http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/144094

Wieczorek, G. F. (1996). Landslide Triggering mechanisms. In A. K. Turner & R. Schuster (Eds.), *Landslides: investigation and mitigation* (S.R. 247, pp. 76–78). National Research Council, Transportation Research Board.

Wines, D. (2016). A comparison of slope stability analyses in two and three dimensions. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, *116*(5), 399–406. https://doi.org/10.17159/2411-9717/2016/v116n5a5

Wu, J. H., Lin, W. K., & Hu, H. T. (2017). Assessing the impacts of a large slope failure using 3DEC: The Chiu-fen-erh-shan residual slope. *Computers and Geotechnics*, *88*, 32–45. https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2017.03.002

Wyoming State Geological Survey. (2019). *Landslides*. Types of Landslides. https://www.wsgs.wyo.gov/docs/wsgs-web-landslides.pdf

Anexos

Anexo A

Observaciones de Campo

Las siguientes figuras corresponden a fotografías tomadas en la visita a terreno (13-15/Diciembre/2021), destacando mediante ellas los principales rasgos observados.

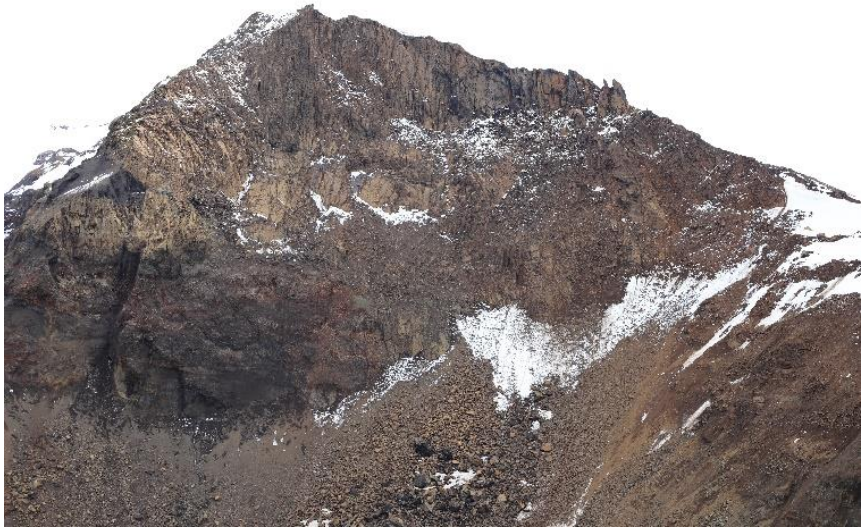


Figura 77. Vista frontal del escarpe.

Figura 78. Condición actual del bloque colgante.

Figura 79. Vista lateral del escarpe.

Figura 80. Depósitos del flujo en el sector asociado al primer depósito de abanico.

Figura 81. Evidencia de grietas en la zona superior del bloque colgante.

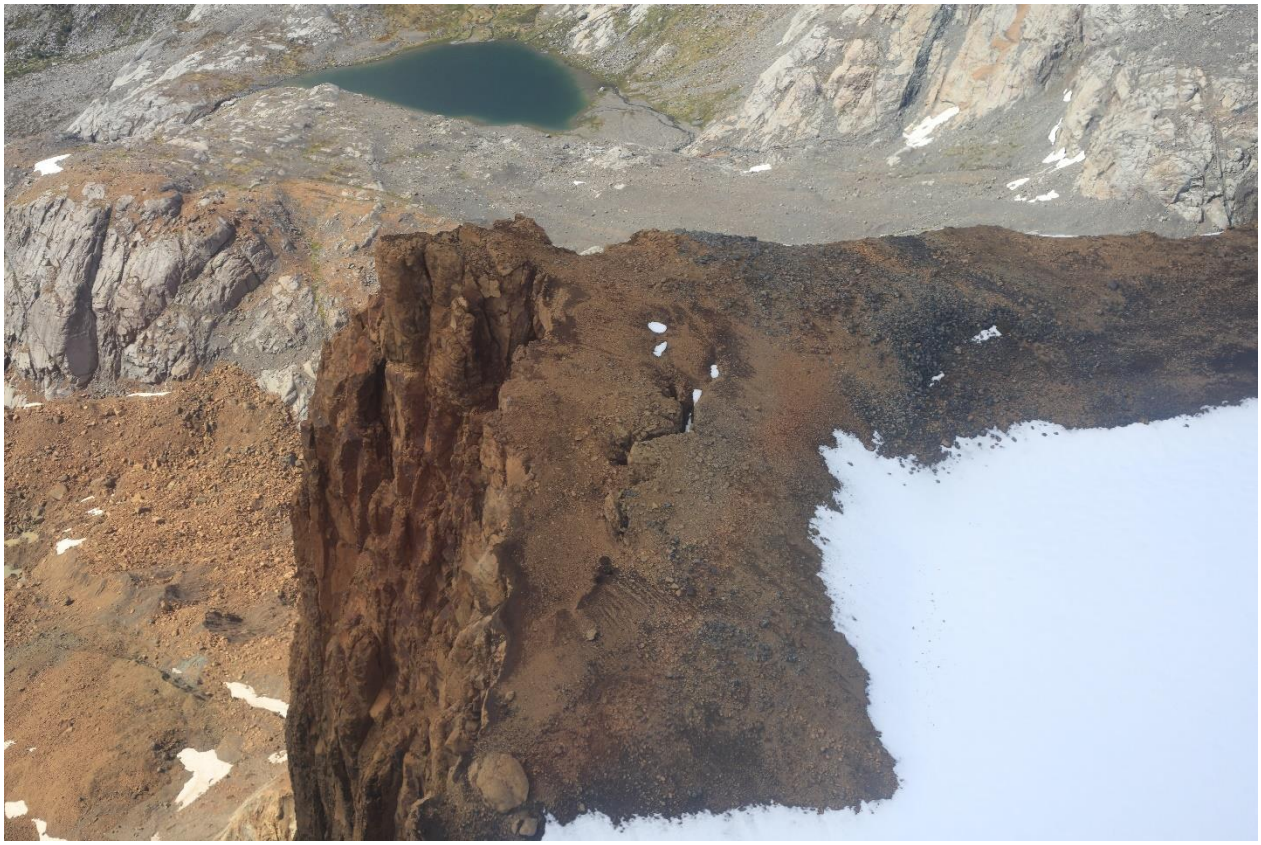


Figura 82. Evidencia de grietas abiertas sobre el escarpe del deslizamiento.

Figura 83. Vista aérea de las estructuras geológicas dispuestas sobre el escarpe.

Figura 84. Evidencia de bloques con posible flexión.

Anexo B

Ejercicios de Validación

Para un adecuado proceso de modelación, es fundamental en cualquier tipo de análisis ejecutado por medio de programas numéricos, un buen nivel de manejo del software y una adecuada comprensión del funcionamiento de este. La importancia de aquello recae en que es necesario aplicar los modelos constitutivos, propiedades y condiciones que representen de forma realista o lo más cercana posible el comportamiento de los problemas que se pretenden modelar, de lo contrario los resultados obtenidos pueden distar bastante de la realidad. En aquel contexto, previo a la construcción del modelo 3D del deslizamiento de Villa Santa Lucía, se ejecutan diversos ejercicios simples de validación que pretenden verificar un buen nivel de manejo del software 3DEC.

Los modelos de validación implementados en 3DEC consisten en diversos ejercicios simples de análisis de estabilidad de taludes, cuyos resultados son comparados con cálculos analíticos simplificados. Estas simulaciones se efectúan considerando Mohr-Coulomb como modelo constitutivo de los bloques, así como también Hoek-Brown, con el propósito de analizar la variación de resultados que se produce entre ambos modelos constitutivos. Adicionalmente, se realizan ejercicios que simulan los efectuados por Vejar (2016) y Burgos (2022).

B.1. Ejercicio 1: Análisis de Talud, Falla Plana

El primer ejercicio de validación corresponde a un ejercicio de verificación expuesto en el Manual de 3DEC Versión 5.0 (Itasca, 2013), cuyo propósito es validar mediante un caso hipotético el cálculo de factor de seguridad basado en la resistencia al corte utilizando material Hoek-Brown en 3DEC. Los resultados obtenidos son comparados con los reportados por Hammah et al. (2005), quien expone resultados de factor de seguridad calculados para la misma geometría de talud, pero por medio de otros métodos, tal como método de elementos finitos con Hoek-Brown generalizado y Mohr-Coulomb equivalente, y método de equilibrio límite de Bishop y Spencer.

Se desarrolla un modelo en 3DEC replicando el ejercicio antes descrito, el cual es ejecutado con modelo constitutivo de bloques de Hoek-Brown, tal como el ejercicio original, y con Mohr-Coulomb, utilizando propiedades de materiales adoptadas al modelo en cuestión a partir de las propiedades originales de Hoek-Brown. Esto último se consigue

por medio del software RocLab (Rocscience, 2002), el cual permite obtener de forma estimativa las propiedades de resistencia equivalentes de Mohr-Coulomb.

Además de comparar los resultados de Hammah et al. (2005) con los extraídos por medio de 3DEC, tanto con Hoek-Brown como con Mohr-Coulomb, también se efectúa un cálculo analítico simplificado para adquirir un valor estimativo del factor de seguridad.

La geometría del talud rocoso es esquematizada en la Figura 85, el cual posee una altura de 10 m y una inclinación de 45°. Esta geometría es aplicada en cada uno de los análisis de este ejercicio, tanto numéricos como analítico. Cabe indicar, además, que se considera un ancho unitario, de modo que el cálculo analítico se puede reducir a un análisis 2D.

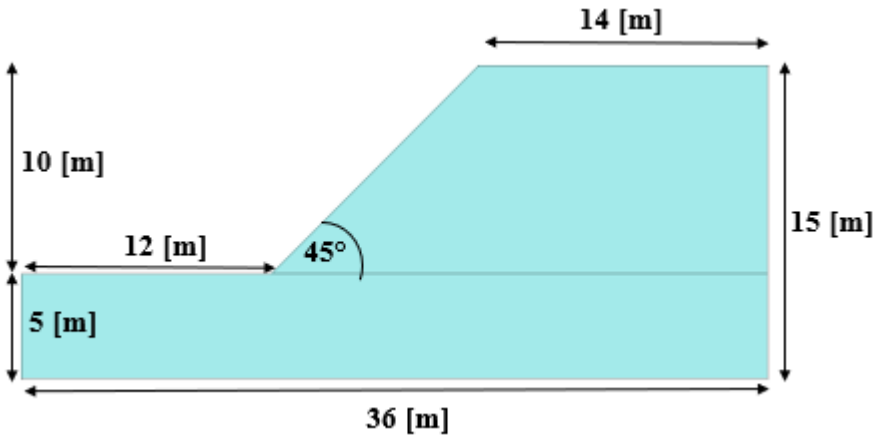


Figura 85. Geometría del talud rocoso. Ejercicio 1.

Las propiedades consideradas para el material rocoso en el caso del modelo constitutivo de **Hoek-Brown** son resumidas en la siguiente tabla.

Tabla 16. Propiedades del material rocoso, Hoek-Brown. Ejercicio 1.

E [MPa]	5000
ν [-]	0,3
ρ [kg/m^3]	2500
m_b [-]	0,067
s [-]	0,000025
a [-]	0,619
σ_{ci} [MPa]	30

Tras construir la geometría del modelo (considerando una zonificación de 0,3 [m]) e incluir las propiedades del material rocoso, se aplican condiciones de borde de rodillo en los bordes laterales, imponiendo una velocidad nula en el eje horizontal correspondiente, mientras que en la base se restringe el movimiento por completo en los tres ejes principales. Posteriormente, se aplica la aceleración de gravedad de 9,8 [m/s^2] en sentido opuesto al eje vertical, y se procede a ejecutar el modelo, solicitándole calcular el factor de seguridad asociado. Como resultado de esta modelación se obtiene un **factor de seguridad (FS) de 1,16**, lo que queda reflejado en la Figura 86, en la cual también se puede observar la magnitud de los desplazamientos y las zonas en las que estos se concentran.

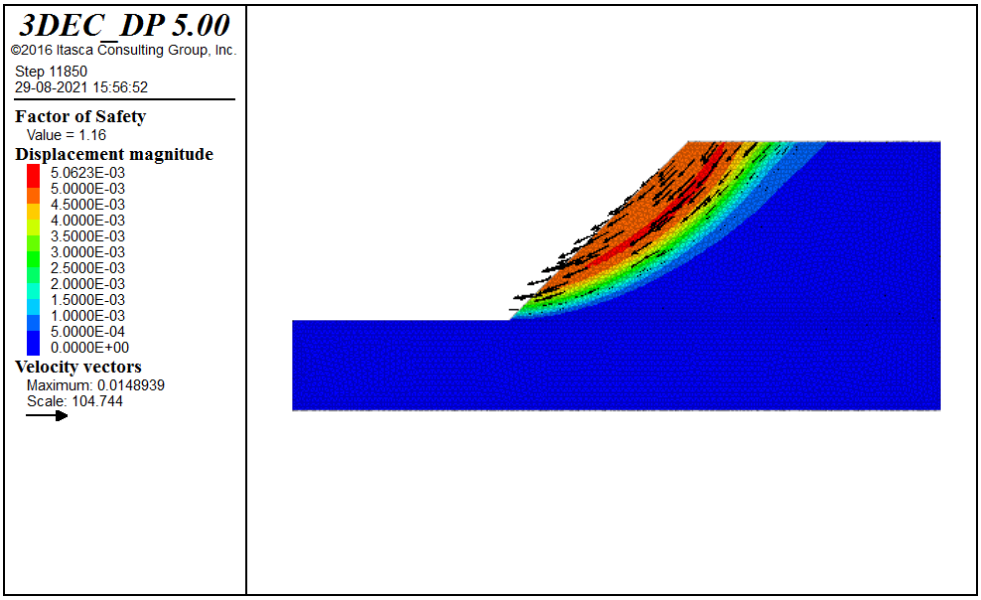


Figura 86. Factor de seguridad [-] y magnitud de desplazamientos [m] del modelo con propiedades Hoek-Brown. Ejercicio 1.

Luego, se desarrolla exactamente la misma simulación, con las mismas consideraciones, pero aplicando propiedades equivalentes de Mohr-Coulomb. Lo anterior apunta a emplear propiedades resistentes de Mohr-Coulomb estrechamente relacionadas a las propiedades de Hoek-Brown originales. Esto se lleva a cabo, tal como se señaló previamente, por medio del software RocLab, el cual permite derivar las propiedades de Mohr-Coulomb, vale decir, cohesión (c) y ángulo de fricción (ϕ), tras ingresar los parámetros de clasificación de Hoek-Brown. Si bien para el desarrollo del ejercicio se cuenta exclusivamente con las propiedades del criterio de Hoek-Brown (Tabla 16), no así con los parámetros de clasificación de aquel modelo, es posible derivar aquellos valores por medio de expresiones conocidas.

La transformación de los parámetros Hoek-Brown a Mohr-Coulomb se explica en detalle a continuación, sin embargo, antes que nada, es necesario hacer notar a grandes rasgos la diferencia entre ambos criterios de rotura;

- **Criterio Mohr-Coulomb**: corresponde a un criterio de falla lineal, según el cual la resistencia al corte se constituye por una componente cohesiva y una componente friccional, siendo expresada como:

$$\tau = \mathrm{c} + \sigma_{\mathrm{n}} \tan(\phi) \tag{B.1}$$

donde τ representa la tensión tangencial [MPa] que actúa en el plano de rotura, c es la cohesión [MPa], σ_n la tensión normal [MPa] y ϕ el ángulo de fricción [°].

Asimismo, en base a esfuerzos principales puede ser expresada de acuerdo con la siguiente fórmula,

$$\sigma_1 = \frac{2\mathrm{c} \cdot \cos(\phi)}{1 - \sin(\phi)} + \frac{1 + \sin(\phi)}{1 - \sin(\phi)} \cdot \sigma_3 \tag{B.2}$$

- **Criterio Generalizado de Hoek-Brown**: a diferencia del criterio Mohr-Coulomb, el criterio generalizado de Hoek-Brown es un criterio de falla no lineal, puramente empírico, que permite valorar de manera sencilla, la rotura de un medio rocoso mediante la introducción de las principales características geológicas y geotécnicas. Dichas propiedades, tanto de roca intacta como de discontinuidades, se definen en base al índice geológico de resistencia (GSI) (Hoek et al., 2002; Melentijevic, 2005). De este modo, el criterio generalizado de Hoek-Brown es expresado según:

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{\mathrm{ci}} \left(\mathrm{m_b} \frac{\sigma_3'}{\sigma_{\mathrm{ci}}} + \mathrm{s} \right)^{\mathrm{a}} \tag{B.3}$$

Donde σ_1' y σ_3' son los esfuerzos efectivos principales mayor y menor, respectivamente, σ_{ci} la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta, $\mathrm{m_b}$ corresponde a un valor reducido de la constante del material $\mathrm{m_i}$, mientras que s y a son constantes del macizo rocoso. Estos últimos tres parámetros a su vez son definidos según las fórmulas siguientes,

$$\mathrm{m_b} = \mathrm{m_i} \exp\left(\frac{\mathrm{GSI} - 100}{28 - 14\mathrm{D}} \right) \tag{B.4}$$

$$\mathrm{s} = \exp\left(\frac{\mathrm{GSI} - 100}{9 - 3\mathrm{D}} \right) \tag{B.5}$$

$$\mathrm{a} = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \left(\mathrm{e}^{-\mathrm{GSI}/15} - \mathrm{e}^{-20/3} \right) \tag{B.6}$$

Donde D corresponden a un factor que depende del grado de perturbación al cual el macizo rocoso ha estado sujeto por daño de voladura o relajación de esfuerzos.

Para la transformación de parámetros, inicialmente, es necesario establecer los valores asociados a los parámetros GSI, D y m_i, puesto que sólo se tienen los datos asociados a m_b, s y a (Tabla 16). Por consiguiente, se reescriben las ecuaciones (B.6), (B.5) y (B.4), en aquel orden, para encontrar expresiones de los parámetros que se desean definir.

$$\mathrm{GSI} = -15 \cdot \ln\left[6 \cdot \left(a - \frac{1}{2}\right) + e^{-20/3}\right] \tag{B.7}$$

$$D = -\frac{1}{3} \cdot \left[\left(\frac{\mathrm{GSI} - 100}{\ln s}\right) - 9\right] \tag{B.8}$$

$$m_i = \frac{m_b}{\exp\left(\frac{\mathrm{GSI} - 100}{28 - 14 \cdot D}\right)} \tag{B.9}$$

Así pues, mediante las ecuaciones (B.7), (B.8) y (B.9), se llegan a los valores de GSI, D y m_i presentes en la tabla siguiente.

Tabla 17. Valores estimados de GSI, D y m_i. Ejercicio 1.

GSI [-]	5,0264
D [-]	0,0125
mi [-]	2,0342

Finalmente, el último paso consiste en ingresar los datos conocidos (Tabla 16 y Tabla 17) en el software RocLab (ver Figura 87), el cual arroja de forma directa los valores asociados al ajuste de Mohr-Coulomb (ver Figura 88).

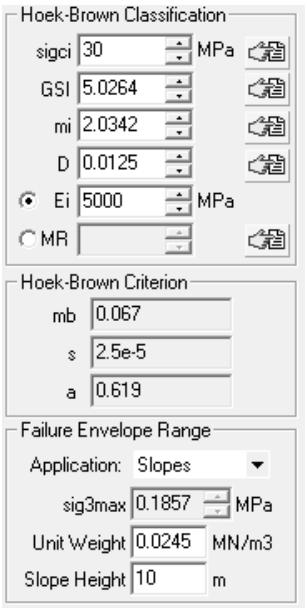


Figura 87. Datos de ingreso en RocLab. Ejercicio 1.

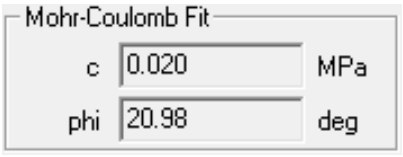


Figura 88. Parámetros de Mohr-Coulomb estimados por RocLab. Ejercicio 1.

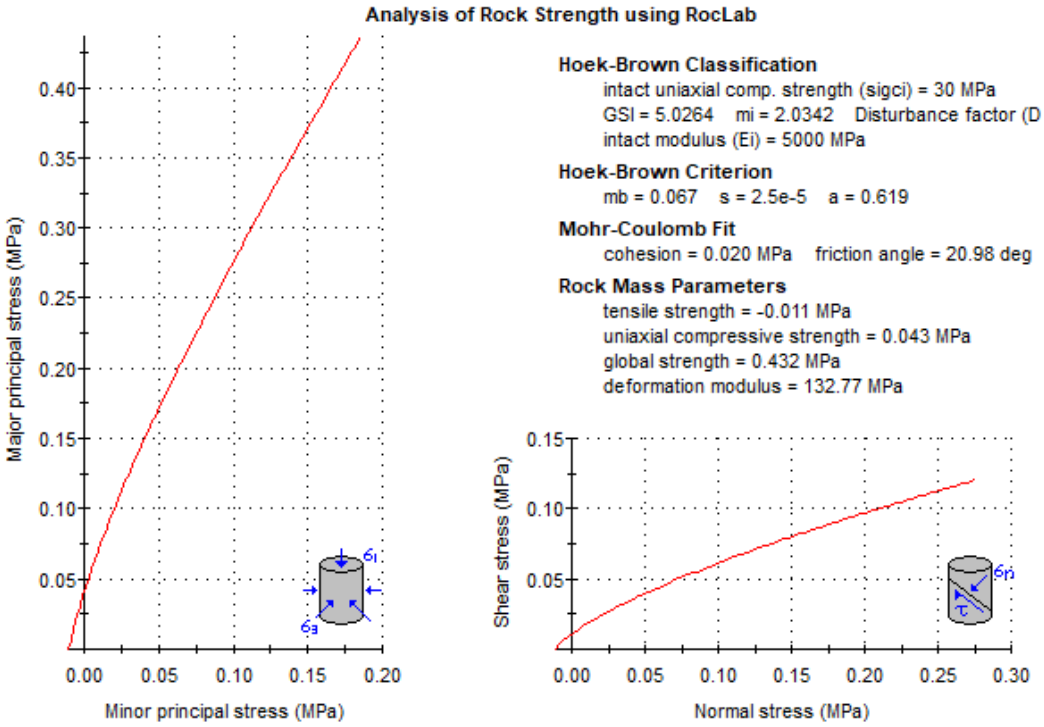


Figura 89. Análisis de resistencia de roca usando RocLab. Ejercicio 1.

La Tabla 18 presenta los valores finales obtenidos de cohesión y ángulo de fricción.

Tabla 18. Propiedades del material rocoso, Mohr-Coulomb equivalente. Ejercicio 1.

c [kN/m^2]	20
ϕ [°]	20,98

De este modo, se ejecuta el nuevo modelo 3DEC empleando las propiedades de **Mohr-Coulomb** (Tabla 18). Mediante esta simulación se obtiene un **factor de seguridad de 1,14** (Figura 90).

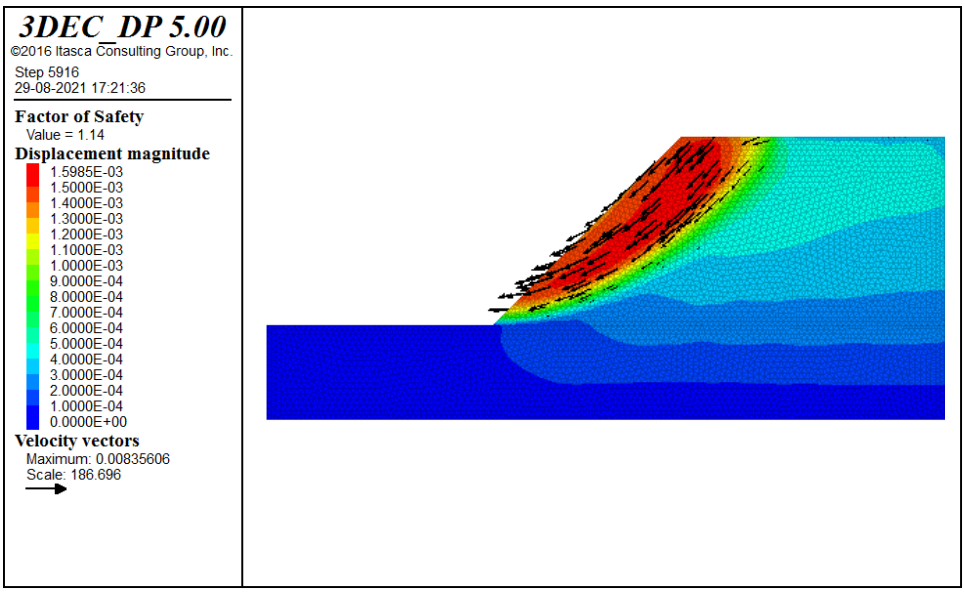


Figura 90. Factor de seguridad [-] y magnitud de desplazamientos [m] del modelo con propiedades Mohr-Coulomb equivalentes. Ejercicio 1.

Una vez ejecutados los modelos numéricos de Mohr-Coulomb y Hoek-Brown, se procede a estimar de forma simplificada el valor del factor de seguridad del talud en estudio, mediante un análisis 2D de falla plana. Con aquellos fines se desarrolla un análisis de fuerzas, de acuerdo con las componentes que se esquematizan en la Figura 92.

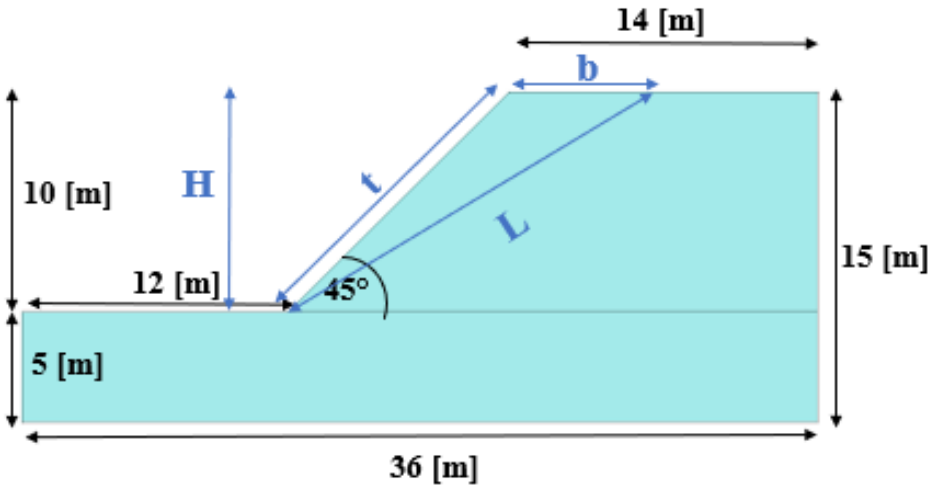


Figura 91. Geometría del talud, incluyendo notación geométrica considerada para cálculo analítico. Ejercicio 1.

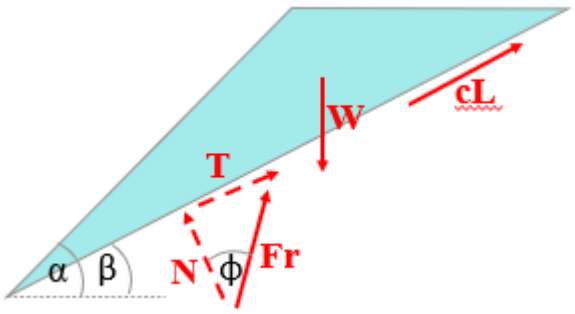


Figura 92. Descomposición de fuerzas, cálculo analítico. Ejercicio 1.

Las fuerzas representadas en la Figura 92 corresponden a: W, peso de la cuña de falla; Fr, fuerza de roce, la cual se descompone en una fuerza tangencial (T) y una fuerza normal (N); y cL asociada a la fuerza cohesiva. Por otra parte, los ángulos presentes en dicho esquema se asocian al ángulo de fricción (ϕ), ángulo del talud (α) y ángulo del plano de falla en referencia a la horizontal (β).

En cuanto a la fuerza de peso (W) y la fuerza tangencial (T), estas pueden ser expresadas de la siguiente forma:

$$W = \gamma \cdot A \tag{B.10}$$

$$T = N \tan \phi \tag{B.11}$$

donde γ es el peso unitario del material y A es el área asociada a la cuña de falla.

Luego, por geometría (trigonometría y teorema del seno) se puede definir la longitud b (Figura 91), y con ello se puede expresar, posteriormente, el área asociada a la cuña de falla.

Trigonometría

$$t = \frac{H}{\sin \alpha} \tag{B.12}$$

Teorema del seno

$$\frac{t}{\sin \beta} = \frac{b}{\sin (\alpha - \beta)} \tag{B.13}$$

Longitud b

$$b = \frac{\sin (\alpha - \beta)}{\sin \beta} \cdot \frac{H}{\sin \alpha} \tag{B.14}$$

Área (A)

$$A = \frac{H^2 \sin(\alpha - \beta)}{2 \sin\beta \sin\alpha} \tag{B.15}$$

En consecuencia, la fuerza peso (W) se puede reescribir, de acuerdo con la ecuación (B.10) y (B.15).

$$W = \gamma \cdot \frac{H^2 \sin(\alpha - \beta)}{2 \sin\beta \sin\alpha} \tag{B.16}$$

Realizando equilibrio de fuerzas en ambos ejes, considerando eje *x* paralelo al plano de falla y eje *y* perpendicular al mismo, se construyen las siguientes ecuaciones.

$$\sum F_x = 0 \quad \Longrightarrow \quad T + cL - W \sin\beta = 0 \tag{B.17}$$

$$\sum F_y = 0 \quad \Longrightarrow \quad N - W \cos\beta = 0 \tag{B.18}$$

$$\Longrightarrow \quad N = \gamma \cdot \frac{H^2 \sin(\alpha - \beta)}{2 \tan\beta \sin\alpha} \tag{B.19}$$

Por otra parte, el factor de seguridad se define como la razón entre las fuerzas resistentes (F_{res}) y las fuerzas solicitantes (F_{sol}).

$$FS = \frac{F_{res}}{F_{sol}} \tag{B.20}$$

$$FS = \frac{T + cL}{W \sin\beta} \tag{B.21}$$

Posteriormente, reemplazando las expresiones (B.11) y (B.19) en la ecuación anterior, y reescribiéndola se llega a la fórmula (B.23).

$$FS = \frac{N \tan\phi + cL}{\gamma \cdot \frac{H^2 \sin(\alpha - \beta)}{2 \sin\alpha}} \tag{B.22}$$

$$FS = \frac{\tan\phi}{\tan\beta} + \frac{2cH \sin\alpha}{\gamma H^2 \sin(\alpha - \beta) \sin\beta} \tag{B.23}$$

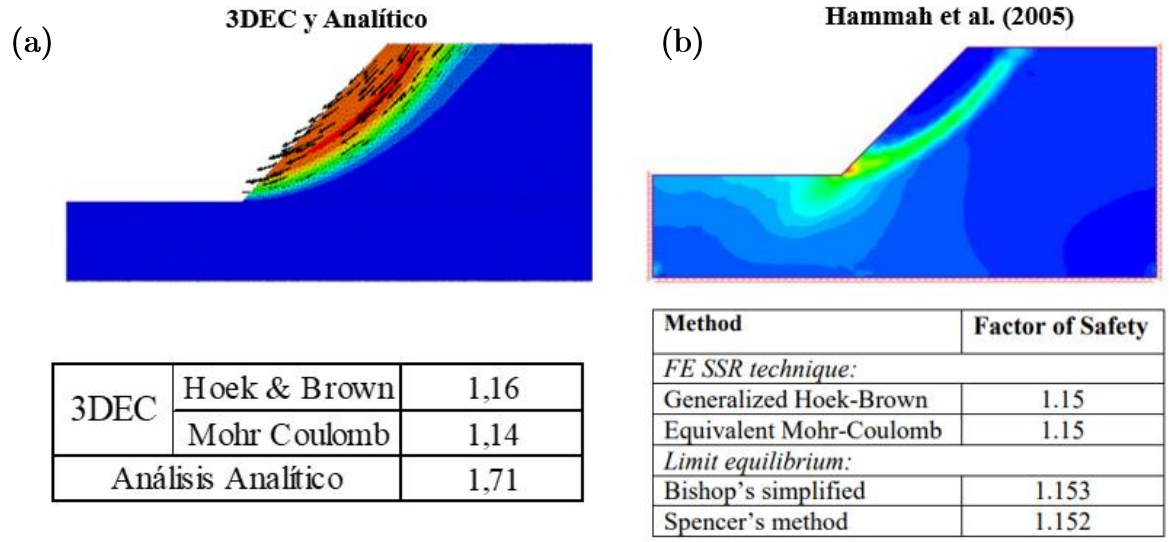
Finalmente, se calcula el valor del factor de seguridad a través de la ecuación (B.23), considerando como datos los presentes en la Tabla 19.

Tabla 19. Datos para cálculo de Factor de Seguridad analítico. Ejercicio 1.

c [kN/m^2]	20
H [m]	9,25
γ [kN/m^3]	24,50
α [°]	45
ϕ [°]	20,98
β [°]	33,45

Así, se obtiene un **factor de seguridad de 1,71** mediante **cálculo analítico**.

La figura siguiente (Figura 93) resume los valores de factores de seguridad calculados mediante 3DEC del ejercicio hipotético planteado, ya sea considerando Hoek-Brown o Mohr-Coulomb, cálculo analítico y los resultados obtenidos por Hammah et al. (2005) en su estudio.



3DEC	Hoek & Brown	1,16
	Mohr Coulomb	1,14
Análisis Analítico		1,71

Method	Factor of Safety
FE SSR technique:	
Generalized Hoek-Brown	1.15
Equivalent Mohr-Coulomb	1.15
Limit equilibrium:	
Bishop's simplified	1.153
Spencer's method	1.152

Figura 93. Resumen resultados de Ejercicio 1: (a) Factores de seguridad (FS) calculados por medio de 3DEC y mediante cálculo analítico; (b) Factores de seguridad (FS) estimados por Hammah et al. (2005).

Este primer ejercicio de validación permite comparar los resultados obtenidos mediante 3DEC con resultados obtenidos por Hammah et al. (2005) para una misma geometría y, además, estudiar la diferencia entre las respuestas numéricas de los modelos 3DEC al considerar como modelo constitutivo Mohr-Coulomb y Hoek-Brown. Aquello es de particular interés dentro del desarrollo del modelo, puesto que si bien en la mayoría de los estudios realizados por diversos autores para la modelación de laderas rocosas, ya sea con UDEC o 3DEC, se utiliza como modelo constitutivo de los bloques intactos el modelo de Mohr-Coulomb (por ejemplo, Burgos, 2022, Kalenchuk, 2010, entre otros), por lo general, en la literatura (Hoek et al., 2002; Lorig & Varona, 2005) se afirma que el modelo

constitutivo Hoek-Brown refleja de manera más cercana el comportamiento real de las rocas. Por ende, es necesario definir la diferencia entre los resultados obtenidos aplicando para una misma geometría ambos modelos constitutivos, y así, entonces, adquirir una noción general de cuánto afecta realmente la aplicación de aquellos modelos.

Los resultados de este ejercicio permiten inferir que los valores calculados de factores de seguridad mediante 3DEC, tanto con Mohr-Coulomb (FS = 1,14) como con Hoek-Brown (FS = 1,16), son muy cercanos a los valores estimados por Hammah et al., (2005), quien a través de sus distintos métodos de análisis estimó un factor de seguridad de 1,15 en promedio. Por otra parte, el factor de seguridad estimado mediante el cálculo analítico simplificado de falla plana genera un valor mucho menos conservador (FS = 1,71) que los derivados mediante los análisis numéricos, lo que era esperable a causa de la simplificación inherente del análisis. Es importante señalar que se opta por el análisis de falla plana para el cálculo del FS analítico, aun cuando lo más apropiado es un análisis de falla circular, puesto que permite tener un acercamiento del FS del problema mediante un análisis simplificado y, además, a causa de que ya se cuenta con valores analíticos del problema mediante análisis de falla circular, determinados por Hammah et al. (2005) mediante el método de Bishop y Spencer.

Al analizar con mayor detalle los gráficos de contorno de desplazamientos se hace notable una mayor diferencia entre ambos modelos constitutivos. En el caso del modelo ejecutado con Hoek-Brown se aprecia en la Figura 86 una concentración de desplazamientos en una zona bien delimitada, formando una superficie de falla, con magnitudes de desplazamientos máximas de 0,005 [m] aproximadamente. En tanto, al observar el comportamiento del modelo definido según el criterio constitutivo de Mohr-Coulomb, se distingue en la Figura 90 que los contornos de desplazamientos no solo se concentran en la zona asociada a la falla, sino que también se produce una diferenciación de desplazamientos detrás de la cara del talud. Además, aunque la magnitud de los desplazamientos se encuentra dentro del mismo orden de magnitud que los calculados con Hoek-Brown, los desplazamientos son menores, alcanzando un desplazamiento máximo de 0,001 [m]. Es decir, el modelo de Mohr-Coulomb genera magnitudes de desplazamientos inferiores a las calculadas con Hoek-Brown, por lo que se podría inferir que el criterio de Mohr-Coulomb presenta respuestas menos conservadoras en cuanto a desplazamientos.

De este modo, es posible notar ciertas diferencias entre los resultados de la modelación al aplicar el criterio de Mohr-Coulomb y Hoek-Brown, que, si bien no son significativas en este caso simplificado, si podrían generar grandes variaciones en la modelación de problemas más complejos. En consecuencia, para efectos del proceso de modelación de la investigación en curso, se opta por la construcción de un modelo 3DEC empleando el modelo constitutivo de Hoek-Brown para los bloques.

B.2. Ejercicio 2: Análisis Bloque Colgante, Burgos (2022)

Burgos (2022) en el contexto de su investigación, también enfocada en el evento de Villa Santa Lucía, desarrolla modelos numéricos 2D por medio de UDEC para analizar diferentes configuraciones estructurales que podrían estar asociadas al bloque colgante que se encuentra actualmente activo en la zona de generación del deslizamiento de Villa Santa Lucía (2017). Si bien estos resultados y análisis no se encuentran expuestos en su estudio como tal, Burgos deja a disposición sus modelos de prueba para la investigación en curso.

El objetivo de este ejercicio es comparar los resultados obtenidos por Burgos (2022) mediante UDEC de los modelos en cuestión, con los factores de seguridad que se estiman mediante 3DEC para la misma configuración y consideraciones. De este modo, se puede adquirir una noción general sobre las diferencias entre los resultados de los análisis numéricos 2D y 3D, mediante UDEC y 3DEC, respectivamente, y así tener en rigor una base mediante la cual se puede concluir, posteriormente, sobre los resultados finales de la modelación de Villa Santa Lucía.

En particular, se analizan dos configuraciones estructurales diferentes mediante 3DEC: ladera sin discontinuidades y ladera con un set de discontinuidades. Tal como se comenta previamente, los resultados de los modelos 3DEC se comparan con los de UDEC y, adicionalmente, se efectúa un cálculo analítico simplificado para estimar el factor de seguridad asociado.

Las propiedades de los materiales y discontinuidades se basan exclusivamente en los valores asignados por Burgos en sus modelos de prueba, los cuales se asocian a propiedades de toba. Es importante señalar que dichos valores no corresponden a los valores definitivos que Burgos implementa en su modelo general. En tanto, los modelos constitutivos aplicados en ambos elementos (bloques y discontinuidades) es Mohr-Coulomb. La Tabla 20 resume los valores considerados para el ejercicio.

Tabla 20. Propiedades de los materiales y discontinuidades. Ejercicio 2.

Material rocoso	ρ [kg/m^3]	2000	Discontinuidades	Jkn [GPa/m]	16,4
	K [GPa]	1,86			
	G [GPa]	1,17		Jks [GPa/m]	0,44
	c [MPa]	0,1			
	ϕ [°]	36		ϕ [°]	35
	σ_t [MPa]	1,5			

En general, en ambos modelos 3DEC se considera ancho unitario, bloques deformables con un mallado de 15 [m] y condiciones de borde que contemplan una base inmóvil, con una velocidad nula impuesta en los tres ejes (x, y, z), y bordes laterales con velocidad nula impuesta en la componente horizontal correspondiente.

Las condiciones antes descritas aplican para todos los modelos 3DEC del ejercicio. Una vez añadidas aquellas consideraciones, se aplica gravedad al modelo y se ejecuta, solicitando calcular el factor de seguridad asociado.

A continuación, se presentan las geometrías y resultados obtenidos en cada uno de los modelos. Es importante destacar que a causa de considerar un ancho unitario en los modelos 3D, el cálculo analítico puede ser simplificado a un análisis plano 2D.

Análisis de ladera simple sin discontinuidades

Este modelo en particular no posee estructuras geológicas, por lo que se reduce únicamente a la configuración de un talud (Figura 94).

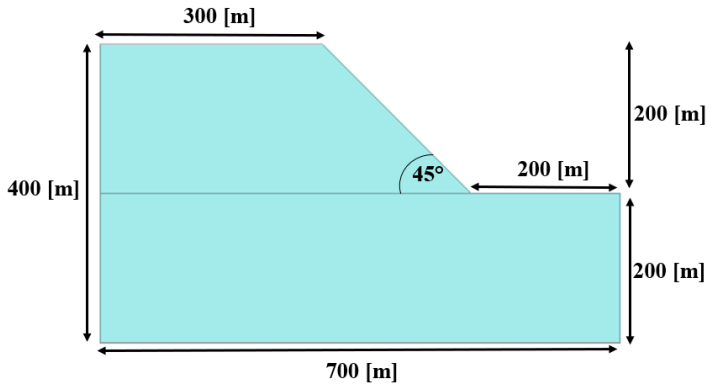


Figura 94. Geometría general análisis de ladera simple sin discontinuidades. Ejercicio 2.

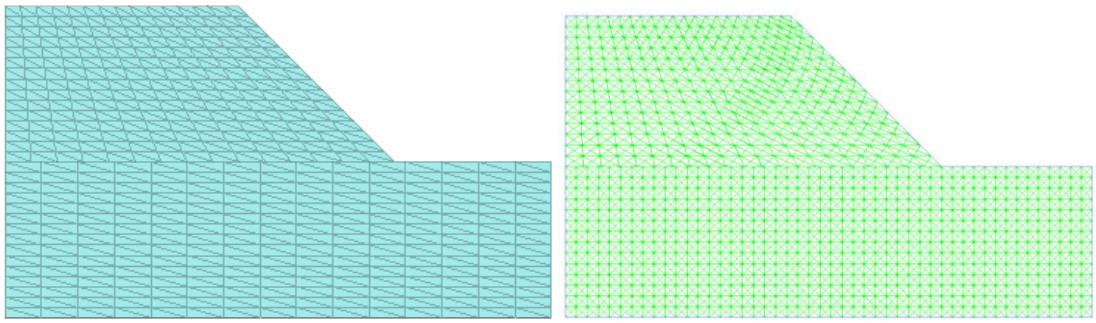


Figura 95. Zonificación análisis de ladera simple sin discontinuidades. Izquierda, modelo 3DEC. Derecha, modelo UDEC. Ejercicio 2.

La Figura 96 y Figura 97 corresponden a los resultados derivados del cálculo del factor de seguridad mediante 3DEC y UDEC, respectivamente. Por otro lado, la Tabla 21 resume los valores de factor de seguridad (FS) obtenidos mediante los diferentes métodos de cálculo, donde la expresión utilizada para estimar el factor de seguridad analítico está dada por la ecuación (B.24);

$$FS = \frac{\tan\phi}{\tan\beta} + \frac{2cH\sin\alpha}{\gamma H^2 \sin(\alpha-\beta)\sin\beta} \tag{B.24}$$

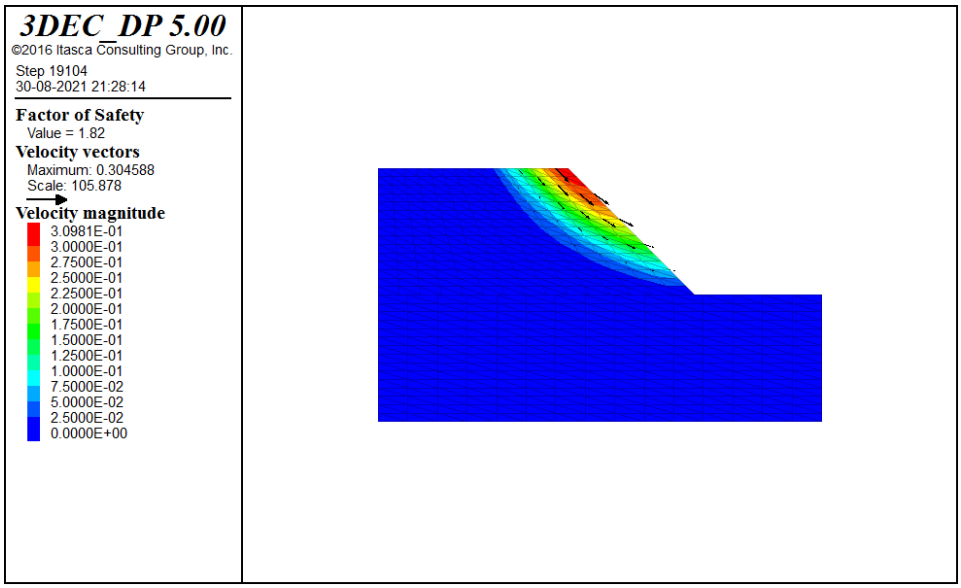


Figura 96. Resultado de análisis de ladera simple sin discontinuidades mediante 3DEC. Ejercicio 2.

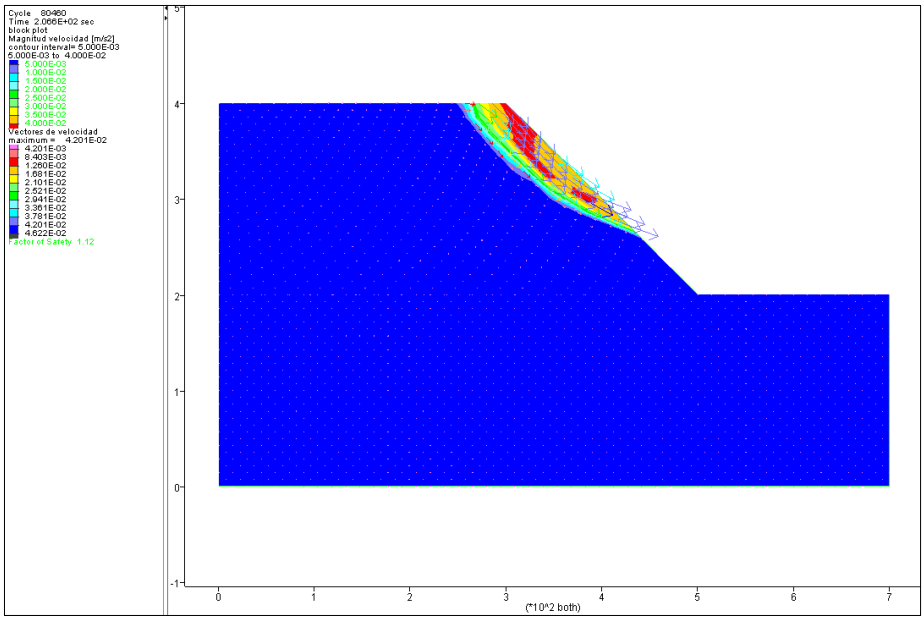


Figura 97. Resultado de análisis de ladera simple sin discontinuidades mediante UDEC. Ejercicio 2.

Tabla 21. FS estimados para análisis de ladera simple sin discontinuidades. Ejercicio 2.

FS	
3DEC	1,82
UDEC	1,12
Analítico	1,55

Análisis de ladera simple con set de discontinuidades

A diferencia del modelo anterior, en esta simulación si se incluyen estructuras geológicas, específicamente un set de discontinuidades con un manteo de 37° y un espaciamiento de 15 [m] entre cada estructura (Figura 98).

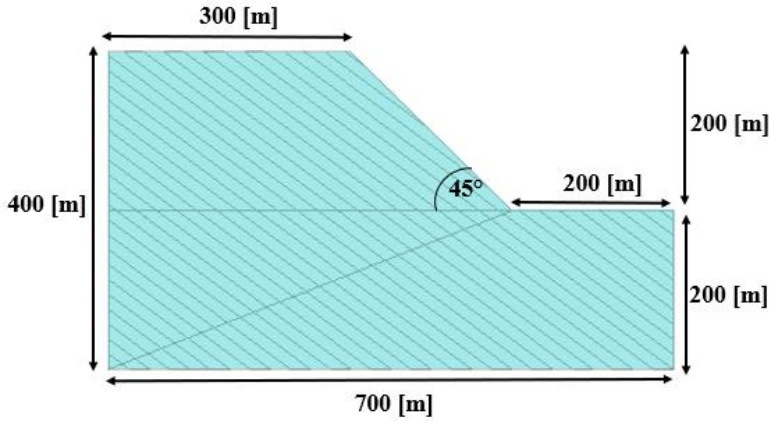


Figura 98. Geometría general análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Ejercicio 2.

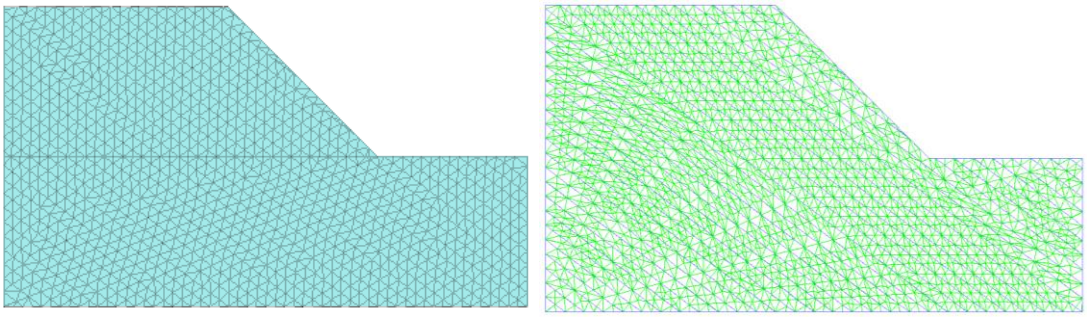


Figura 99. Zonificación análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Izquierda, modelo 3DEC. Derecha, modelo UDEC. Ejercicio 2.

Las Figura 100 y Figura 101 corresponden a los resultados derivados del cálculo del factor de seguridad mediante 3DEC y UDEC, respectivamente. Por otro lado, la Tabla 22 resume los valores de FS obtenidos mediante los diferentes métodos de cálculo, donde la expresión utilizada para estimar el factor de seguridad analítico es;

$$\mathrm{FS} = \frac{\tan\phi_j}{\tan\beta} + \frac{2c_j H \sin\alpha}{\gamma H^2 \sin(\alpha-\beta)\sin\beta} \qquad \text{(B.25)}$$

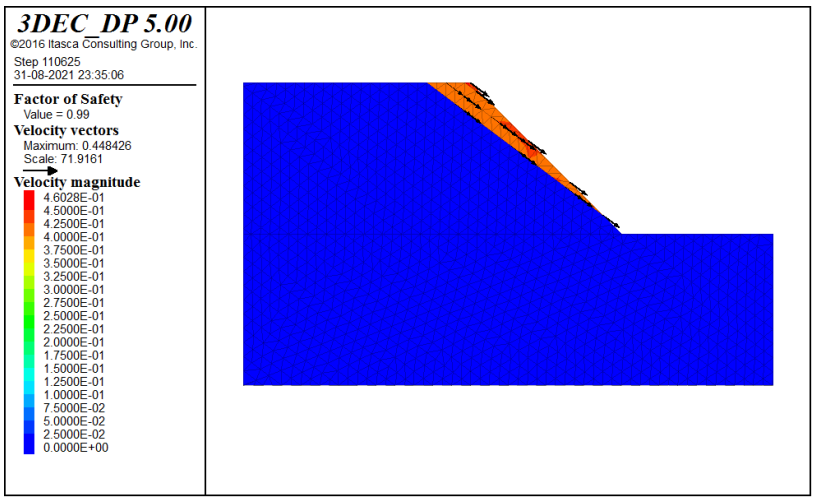


Figura 100. Resultado de análisis de ladera simple con set de discontinuidades mediante 3DEC. Ejercicio 2.

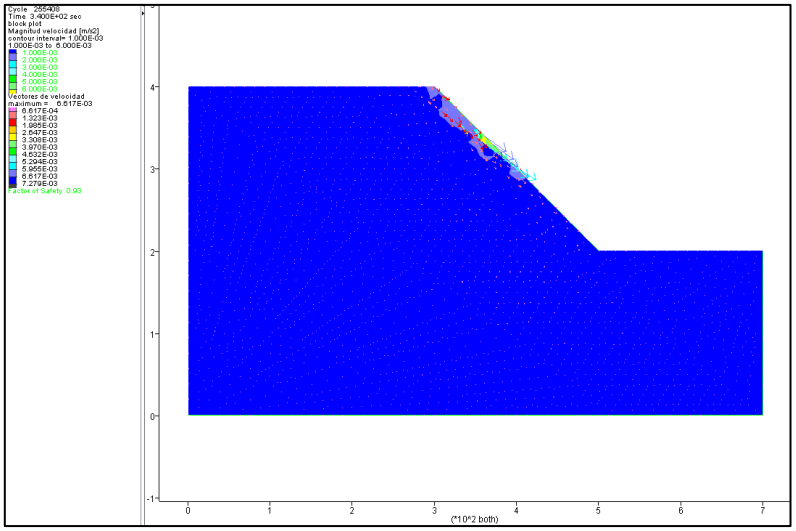


Figura 101. Resultado de análisis de ladera simple con set de discontinuidades mediante UDEC. Ejercicio 2.

Tabla 22. FS estimados para análisis de ladera simple con set de discontinuidades. Ejercicio 2.

FS	
3DEC	0,99
UDEC	0,93
Analítico	0,93

Este ejercicio de validación más que intentar concluir sobre el estado actual del bloque colgante, tiene como propósito formar una base sobre las diferencias que se producen en la respuesta de un análisis bidimensional con UDEC y un análisis tridimensional con 3DEC. De modo que, posteriormente, al concluir sobre el

comportamiento de la modelación del deslizamiento de Villa Santa Lucía se pueda comparar los resultados obtenidos con UDEC (acorde al trabajo de Burgos (2022)) y 3DEC, teniendo en consideración las diferencias ya detectadas por medio de este ejercicio simplificado.

El análisis de ladera simple sin discontinuidades indica un factor de seguridad de 1,12 en UDEC y 1,82 en 3DEC, mientras que el cálculo analítico de falla plana arroja un factor de seguridad de 1,55. Es decir, el factor de seguridad calculado mediante UDEC es el más conservador, lo que se condice con lo señalado por Bahsan & Fakhriyyanti (2018) y Wines (2016) en sus estudios, quienes afirman que los análisis 2D generan resultados más conservadores que los análisis 3D.

En cuanto a las magnitudes de las velocidades, se aprecia en la Figura 96 y Figura 97 que la zona de concentración de velocidades es muy similar en ambas, detectándose un área levemente mayor en el modelo 3DEC. No obstante, el orden de magnitud de dichas velocidades varía entre ambos modelos, distinguiendo velocidades máximas del orden de 0,04 [m/s^2] en el caso con UDEC y 0,3 [m/s^2] con 3DEC. Es decir, las velocidades calculadas con 3DEC son un orden de magnitud superior a las definidas según UDEC.

Un comportamiento similar se da en la modelación de ladera simple incorporando un set de discontinuidades. En este caso, el factor de seguridad calculado mediante UDEC (FS = 0,93), semejante al obtenido mediante el cálculo analítico, es bastante cercano al estimado con la simulación mediante 3DEC (FS = 0,99). En esta ocasión la zona de falla distinguida según el contorno de velocidades es mayor en el modelo 3DEC que en el UDEC y las magnitudes de las velocidades incrementan su diferencia en dos órdenes de magnitud, detectándose velocidades máximas de 0,006 y 0,46 [m/s^2] en UDEC y 3DEC, respectivamente. O sea, al incorporar un set de discontinuidades en la modelación numérica, la magnitud de las velocidades en el caso de UDEC disminuyen con respecto a la simulación sin estructuras. No así en el caso con 3DEC, donde las velocidades aumentan su magnitud.

En conclusión, por medio de la simulación de este análisis simplificado se corrobora que efectivamente el análisis 2D genera resultados más conservadores que análisis 3D, en cuanto a los factores de seguridad, tal como señalan ciertos estudios antes referenciados. Además, se hace notoria una diferencia significativa en las magnitudes de velocidades calculadas mediante ambos softwares, siendo superiores los valores definidos según 3DEC. A partir de esto y tomando en cuenta que los análisis tridimensionales permiten incorporar la naturaleza 3D de características geológicas y estructurales, es posible deducir que estos análisis, en particular los efectuados mediante 3DEC, en general permiten tener un mejor acercamiento al comportamiento real del talud rocoso.

B.3. Ejercicio 3: Análisis de Validación Vejar (2016)

Para verificar por completo un adecuado uso e implementación de modelos 3DEC se propone reproducir el ejercicio de validación efectuado por Vejar (2016), quien desarrolla un modelo 3DEC básico y simplificado que representa a grandes rasgos el deslizamiento de Cerro Catedral, mediante el cual define la validez de los parámetros y condiciones que utiliza para modelar posteriormente de forma fidedigna las características de la zona. Así entonces, mediante este ejercicio se pretende reproducir una geometría más compleja que la de los ejercicios de validación anteriores, logrando visualizar un comportamiento similar al descrito por Vejar (2016).

La geometría consiste en un talud simple con un manteo de 45°, similar al del Ejercicio 1, con dos bloques de roca superpuestos sobre él, que representan la configuración general del deslizamiento de Cerro Catedral (Figura 102). Por otro lado, para efectos de modelación se consideran bloques deformables, por lo que se contempla un mallado de 1 m, mientras que las condiciones de borde aplicadas consisten en una base inmóvil en relación con la componente vertical (z), y bordes laterales con desplazamientos nulos en los tres ejes (x, y, z). Todas las condiciones de bordes antes descritas se aplican imponiendo condiciones de velocidad en los bordes.

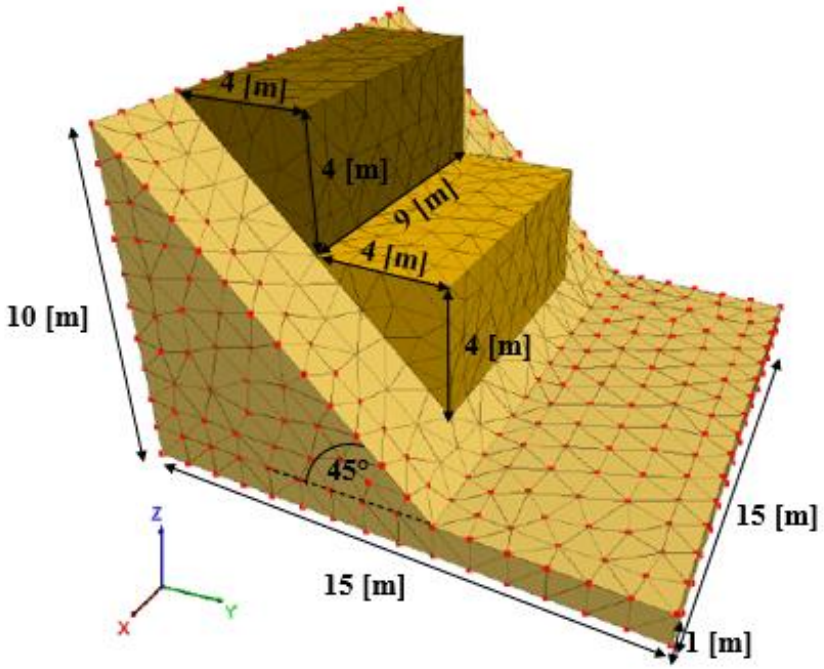


Figura 102. Geometría modelo de bloques. Puntos de color rojo indican zonas donde se aplican condiciones de borde. Fuente: (Modificado) Vejar, 2016.

Las propiedades de los materiales consideradas se basan completamente en las utilizadas por Vejar (2016), quien aplica como modelo constitutivo Mohr-Coulomb, ya sea para el plano de contacto entre la base y los bloques, así como también para los materiales rocosos. Las Tabla 23 y Tabla 24 recopilan los parámetros asignados en el modelo.

Tabla 23. Propiedades material rocoso. Ejercicio 3.

Propiedad	**Valor**
ρ [kg/m^3]	2770
K [GPa]	18,71
G [GPa]	14,62
c [MPa]	15,7
ϕ [°]	53
σ_t [MPa]	11,8

Tabla 24. Propiedades contacto del modelo. Ejercicio 3.

Propiedad	**Valor**
Jkn [GPa/m]	1
Jks [GPa/m]	50
ϕ [°]	variable

Se observa en la tabla anterior que el parámetro de ángulo de fricción interna (ϕ) para el contacto entre la base y los bloques se considera variable. Lo anterior se debe a que los ensayos ejecutados por Vejar (2016) consisten en analizar la estabilidad estática para distintos valores de aquel parámetro (ϕ). En particular, estudia el comportamiento de la configuración al otorgarle un ϕ de 35° y 50°, concluyendo de este modo que se obtiene un modelo inestable y estable, respectivamente.

En aquella línea, se ejecutan dos modelos con las condiciones antes descritas, variando exclusivamente el valor del ángulo de fricción ϕ, asignando los mismos valores estudiados por Vejar, vale decir, 35° y 50°. El propósito principal es comparar los resultados obtenidos con los presentados por Vejar (2016), de modo de verificar que la modelación desarrollada tiene sentido respecto a lo esperado.

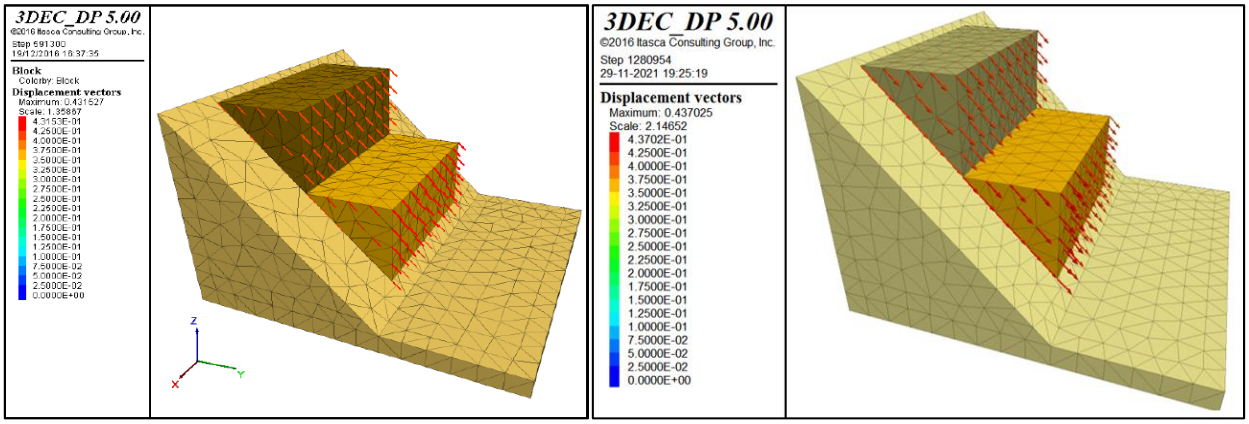


Figura 103. Modelo de bloques considerando $\phi = 35°$. Izquierda, extraído de Vejar (2016). Derecha, elaboración propia.

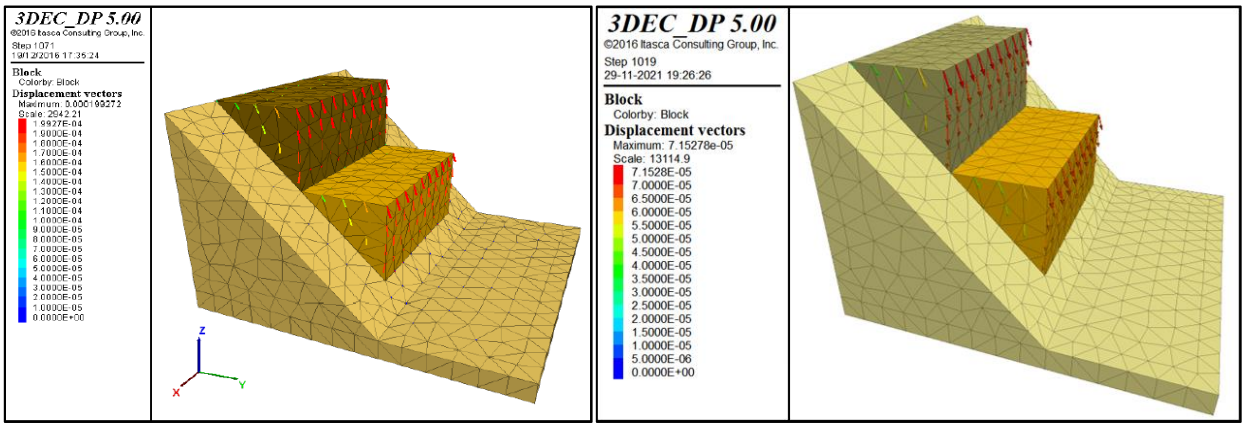


Figura 104. Modelo de bloques considerando $\phi = 50°$. Izquierda, extraído de Vejar (2016). Derecha, elaboración propia.

En el caso de un ángulo de fricción del contacto igual a 35°, en la Figura 103 se observa un comportamiento similar en el modelo ejecutado por Vejar (2016) y el simulado en este estudio. Los vectores de desplazamiento además de apuntar en el mismo sentido, indicando una inestabilidad de la configuración de bloques, también alcanzan valores similares del orden de 0,43 [m] en ambos modelos.

Por otra parte, al considerar un ángulo de fricción del contacto de 50°, se nota según la Figura 104 un comportamiento estable del sistema según la orientación de los vectores de desplazamiento. No obstante, la magnitud de los vectores de desplazamiento varía entre ambos resultados, generándose valores de desplazamiento máximos de 0,1 [mm] y 0,07 [mm] aproximadamente, en el modelo de Vejar (2016) y la simulación de réplica, respectivamente. Esta diferencia detectada en la magnitud de los vectores de desplazamiento se considera que puede ser a causa de la diferencia en la cantidad de pasos

ejecutados, o diferencias en las dimensiones del modelo, las cuales no fueron indicadas de forma explícita en el estudio de Vejar (2016), por lo que para la simulación de réplica fue establecida de forma estimativa a partir de la configuración representada en las figuras, tomando en consideración la dimensión del mallado de 1[m].

Si bien en la simulación ejecutada para un ángulo de fricción de 50° la magnitud de los vectores de desplazamiento no coincide del todo, como en el caso del ángulo de fricción de 35°, se considera que la diferencia no es significativa. Por lo tanto, se puede concluir que se logra reproducir de forma satisfactoria el ejercicio de validación de Vejar (2016).

En consecuencia, a partir de este ejercicio de validación se adquiere un nivel de manejo del programa 3DEC apropiado para desarrollar la modelación del deslizamiento de Villa Santa Lucía.

Anexo C

Construcción Geometría del Modelo

C.1. Creación de la Topografía

En la sección 'Construcción Topografía' se describe a grandes rasgos el procedimiento involucrado para la construcción de la topografía del modelo, la que requiere el uso de QGIS, Civil 3D y 3DEC. En lo que sigue se describe con mayor detalle el paso a paso realizado en cada uno de aquellos softwares, con la finalidad de comprender adecuadamente la manera mediante la cual se construye la geometría en 3DEC.

Etapa 1: Trabajo en QGIS

Con el propósito de obtener las coordenadas asociadas a los píxeles de los Modelos Digitales de Elevación, ya sea del ráster pre-deslizamiento o post-deslizamiento, es necesario ajustar y modificar aquellos DEM por medio del software QGIS. Esto se efectúa a través de la siguiente metodología.

1) Definición área de estudio

Los Modelos Digitales de Elevación deben ser cortados acorde a la zona de estudio propuesta, es por ello que esta debe ser delimitada por medio de la creación de un polígono. En este caso se utiliza una superficie rectangular, tal como se presenta en la Figura 20, la cual es generada como un archivo *shapefile* mediante la herramienta de digitalización de formas de QGIS. Se debe tener la precaución de crear un rectángulo con lados ortogonales para prevenir futuros errores en la ejecución del modelo.

2) Creación DEM post-deslizamiento definitivo

Tal como se comenta en secciones anteriores, para generar la topografía posterior al deslizamiento es necesario complementar el DEM pre-deslizamiento con el DEM post-deslizamiento, de modo de rellenar los espacios que no cubre este último en el área seleccionada. La combinación de los DEM se realiza a través de la opción "Combinar" del menú "Ráster" (Ráster → Miscelánea → Combinar).

3) Corte de los Modelos Digitales de Elevación

El corte de los DEM se ejecuta con la herramienta "Cortar ráster por capa de máscara" (Ráster → Extracción → Cortar ráster por capa de máscara), utilizando como capa de entrada el DEM respectivo y como capa de máscara el *shapefile* creado en el paso (1).

4) Generación nube de puntos

Tras las modificaciones realizadas a los DEM, se transforman los píxeles de los ráster a puntos mediante la opción "Píxeles ráster a puntos", lo que crea un *shapefile* que contiene las coordenadas asociadas a cada uno de los puntos.

5) Extracción de coordenadas

El *shapefile* creado en el paso anterior se exporta como un archivo *.csv*, seleccionando la opción "AS_XYZ" en "Opciones de Capa" (Opciones de capa → Geometry → AS_XYZ), lo cual permite extraer las coordenadas (x, y, z) del *shapefile* asociado (ver Figura 105).

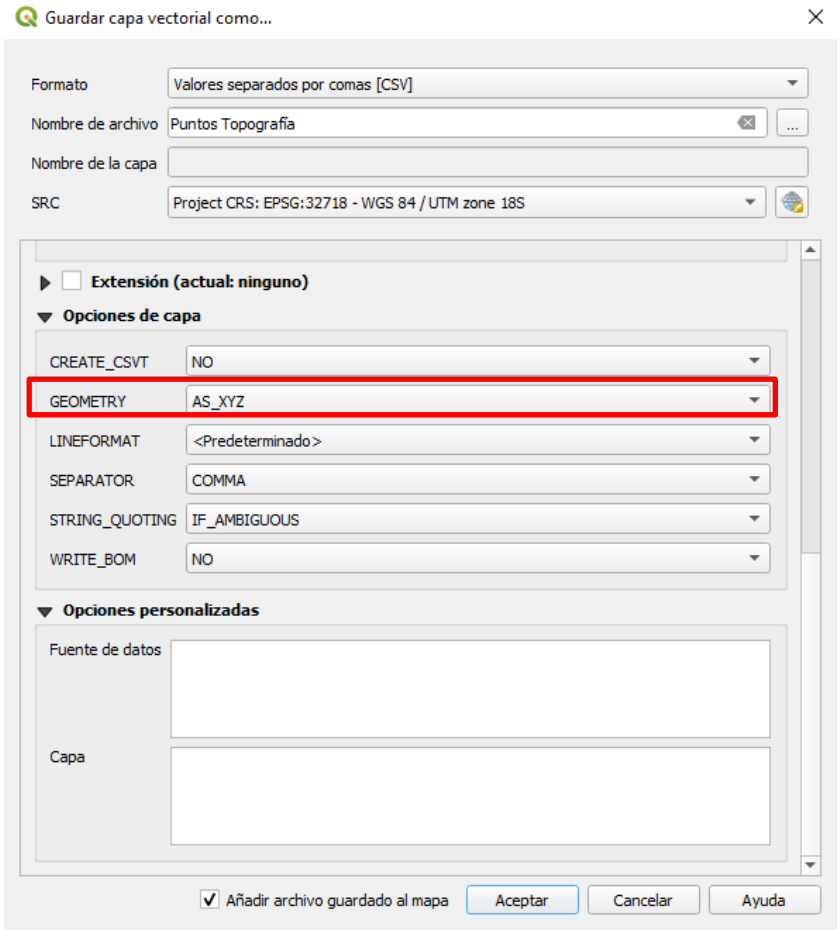


Figura 105. Extracción de coordenadas en QGIS.

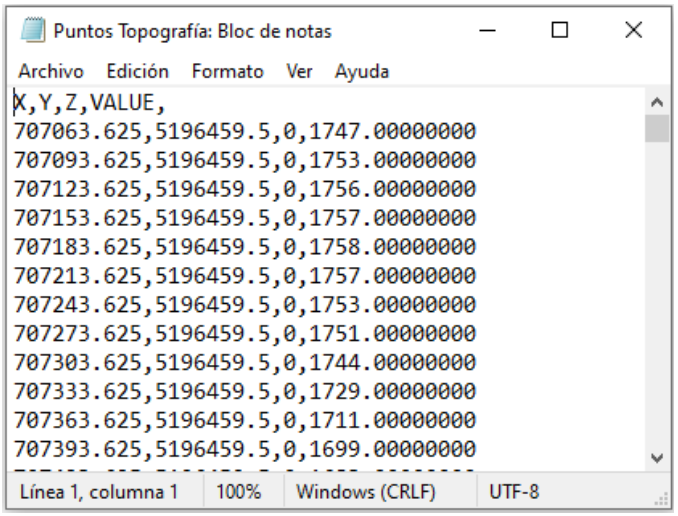


Figura 106. Formato de salida del archivo *.csv* exportado de QGIS.

Tal como se aprecia en la Figura 106, el archivo *.csv* generado posee una primera línea que especifica a qué corresponde cada columna. Por otra parte, la columna "Z" tiene asociado exclusivamente valores nulos, mientras que la columna "VALUE" es la que posee realmente los valores de elevación asociados al DEM. Por lo tanto, para ajustar el archivo *.csv* al formato requerido para Civil 3D, por medio de Excel se elimina la primera línea y también la columna "Z". Adicionalmente, también se ajustan las coordenadas, de modo de trabajar con coordenadas locales en lugar de coordenadas UTM, para lo cual se considera el punto inferior izquierdo de los puntos del DEM como el punto de origen, es decir, con coordenadas x e y iguales a (0,0). Lo anterior se traduce en restar las coordenadas UTM del punto que se establece como origen al resto de los puntos. Así, se obtiene finalmente el archivo *.txt* que se presenta en la Figura 107.

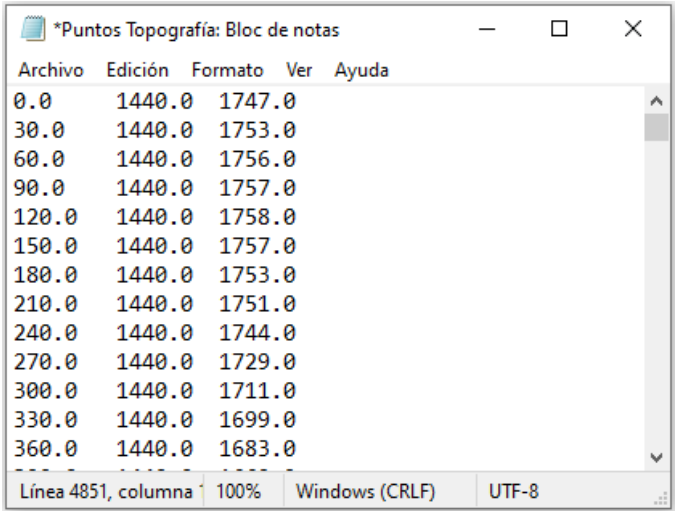


Figura 107. Formato del archivo *.txt* asociado a coordenadas locales (x, y, z).

Etapa 2: Trabajo en Civil 3D

Una vez establecidos los puntos de triangulación del terreno, aquellos puntos se importan al software Civil 3D para generar una superficie de triangulación.

- **Creación de superficie**

Se crea una superficie a través del *Toolspace* de Civil 3D (Surfaces → Create Surface...).

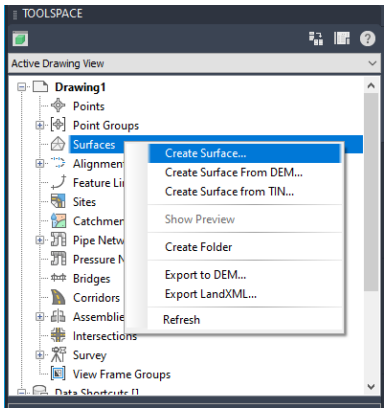


Figura 108. Creación de superficie a través de Civil 3D.

- **Importación de coordenadas**

El archivo de texto *.txt*, elaborado en la etapa 1 (Figura 107), que posee las coordenadas (x, y, z) de los puntos del ráster es incorporado a la superficie por medio de la opción "Point files" (Point Files → Add... → ENZ (space delimited)). De esta forma, se genera de manera directa la superficie de triangulación deseada.

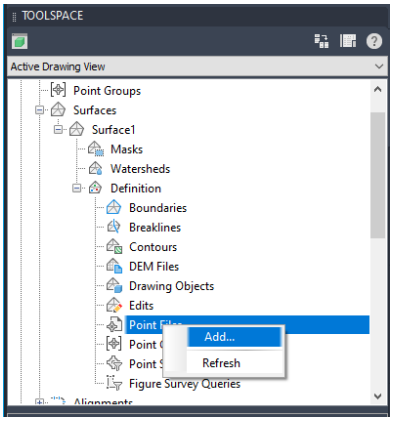


Figura 109. Importación de coordenadas a Civil 3D.

- **Exportación superficie de triangulación**

Finalmente, la superficie de triangulación generada en el paso anterior se exporta en formato *.dxf*, para luego ser utilizada en 3DEC.

C.2. Subdivisión de Litologías

A continuación, se describe el procedimiento utilizado para subdividir las litologías según la Opción B, es decir, sobreponiendo los materiales litológicos.

1) Extrusión Bloques de Tonalita

Se ejecuta la extrusión de los bloques de tonalita por medio del código FISH de Itasca, a partir de la cota 500 m s.n.m. y tomando como referencia el archivo *.dxf* del contacto (Figura 110).

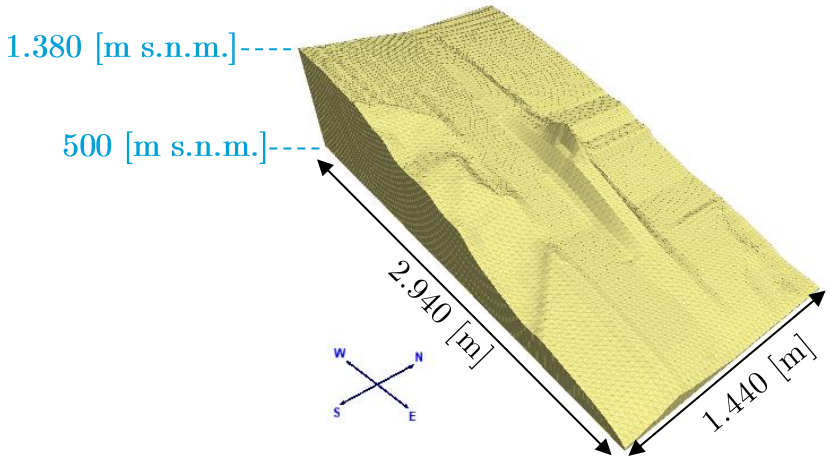


Figura 110. Poliprismas asociados a intrusivo tonalítico.

2) Creación Bloques de Toba

Luego, para construir los poliprismas asociados a la Toba, se trabaja en Excel los poliprismas generados de Tonalita y de la Topografía Previa, de modo de construir nuevos poliprismas tomando como base la superficie superior de los bloques de tonalita y como superficie superior los bloques de la topografía previa.

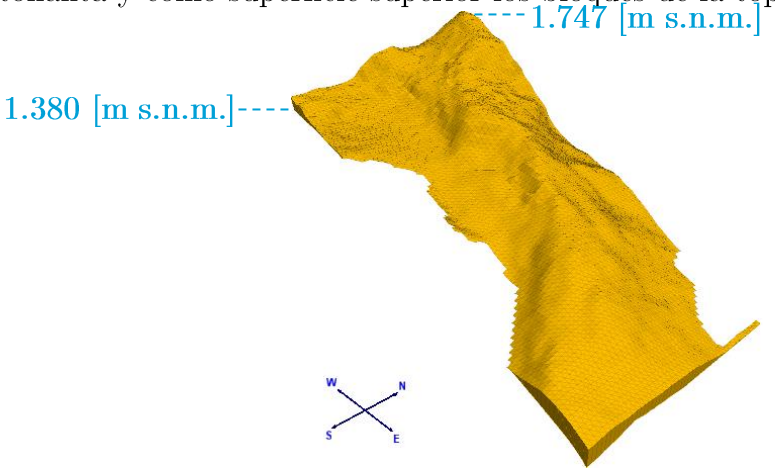


Figura 111. Poliprimas asociados a Toba.

3) Sobreposición de Materiales

Tras crear los poliprimas asociados a Toba y Tonalita, se sobreponen ambos grupos de bloques para conformar la topografía previa.

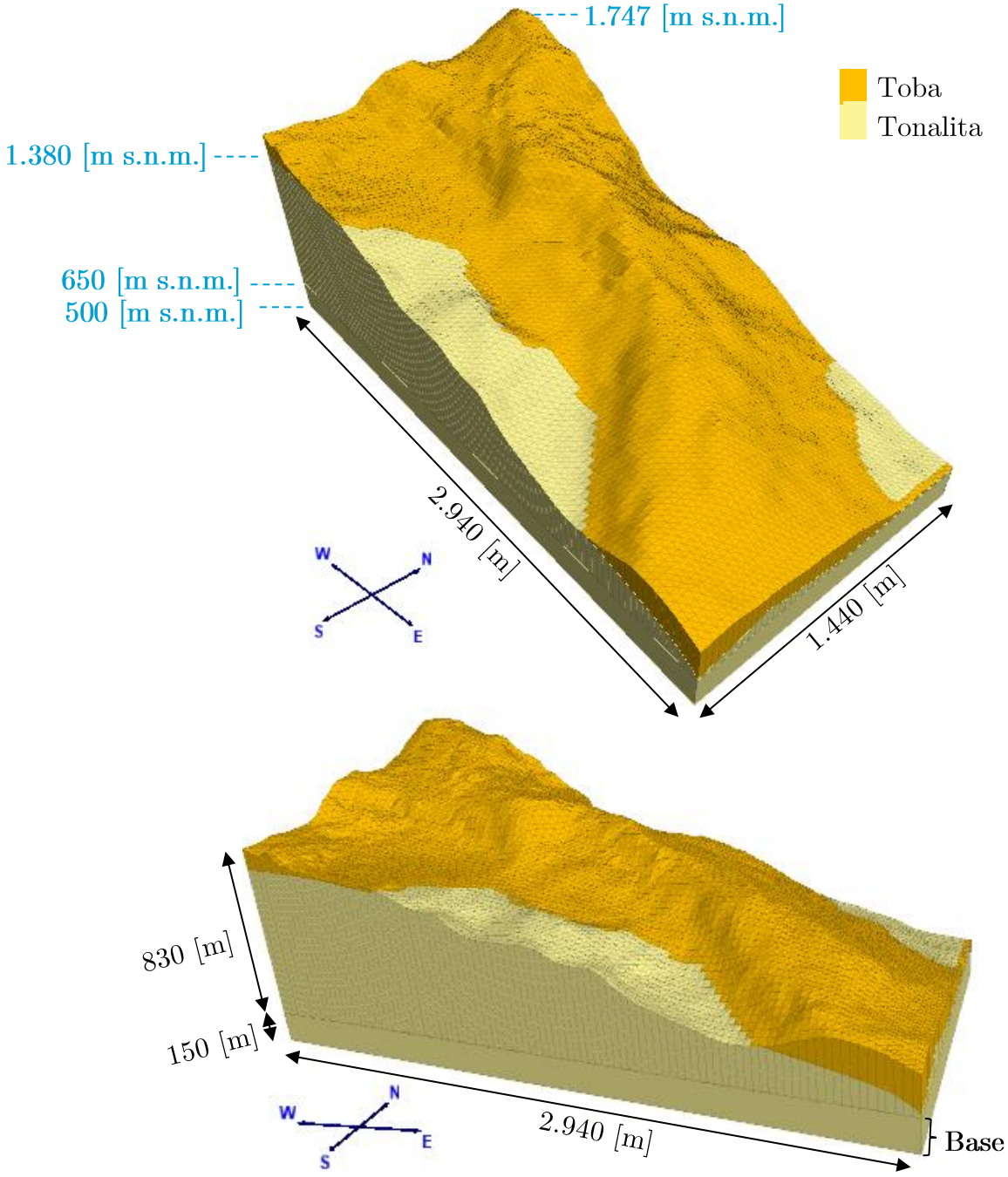


Figura 112. Topografía (previa) del modelo de Villa Santa Lucía. Opción B.

C.3. Construcción del Contacto

Las figuras siguientes esquematizan el contacto inferido en relación con la topografía original (previa al deslizamiento).

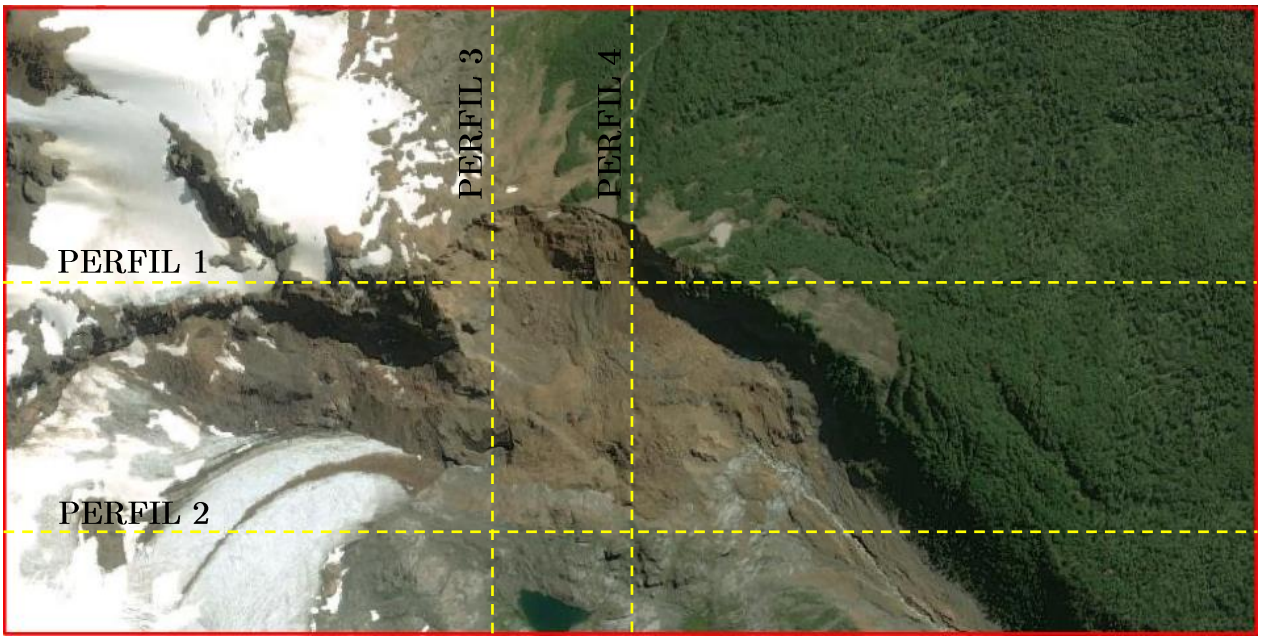


Figura 113. Definición del contacto, perfiles de ejemplo.

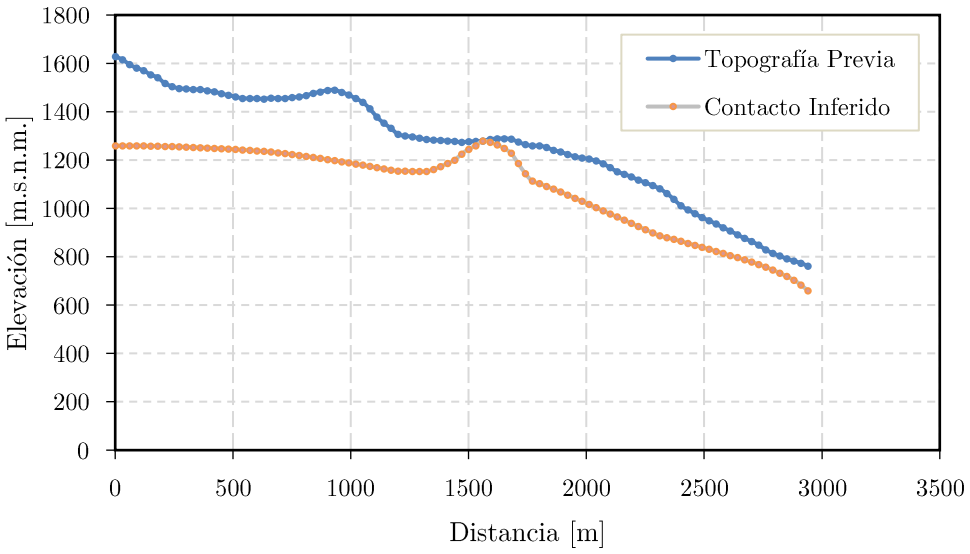


Figura 114. Contacto inferido, Perfil 1.

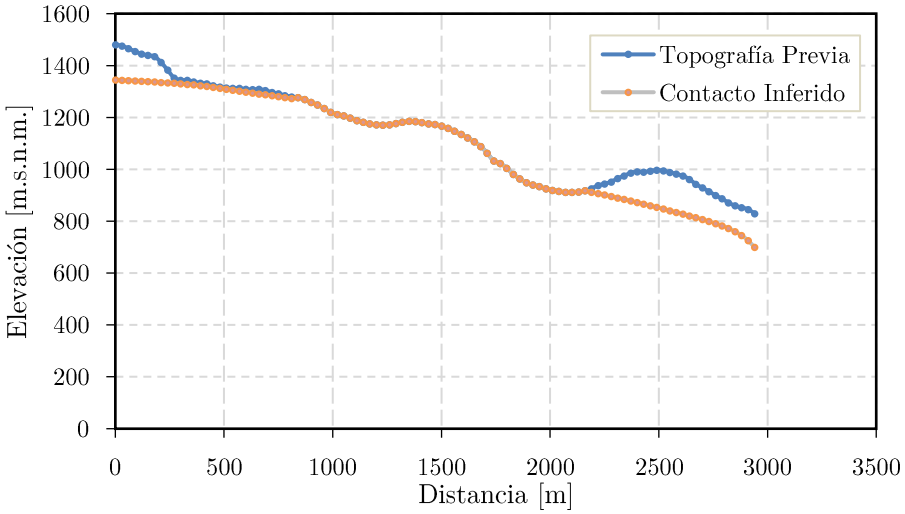


Figura 115. Contacto inferido, Perfil 2.

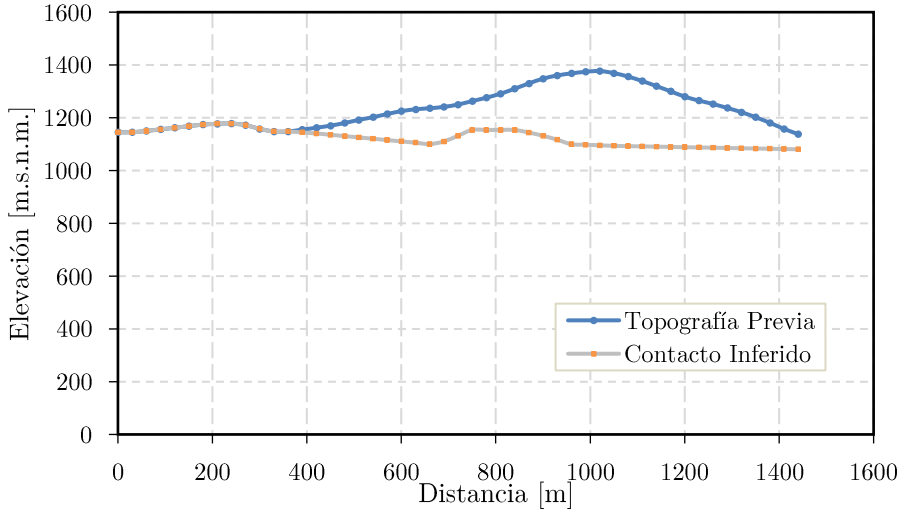


Figura 116. Contacto inferido, Perfil 3.

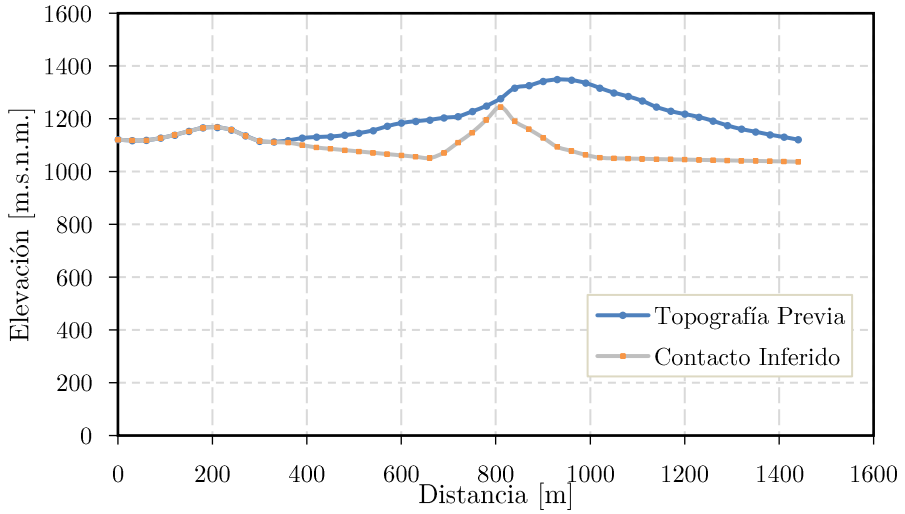


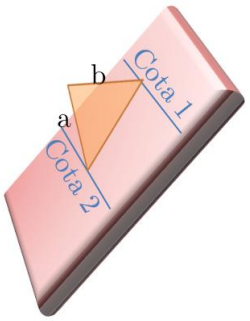
Figura 117. Contacto inferido, Perfil 4.

C.4. Características Estructurales

Las características estructurales se definen principalmente a partir de herramientas de medición de Google Earth y QGIS.

<u>Estratos subhorizontales</u>

El procedimiento aplicado para estimar la orientación de los niveles volcánicos por medio de Google Earth consiste en trazar, en primer lugar, un segmento que recorra algún estrato en particular. Luego, se trazan dos rectas cuyos puntos extremos estén asociados a una misma cota en relación con el segmento del estrato. Posteriormente, se proyecta una línea perpendicular a ambas rectas, la cual representa el dipdir del plano. Mediante la herramienta de Google Earth "Regla" se define la dirección de dicha línea perpendicular, que corresponde al valor del dipdir, y también la longitud del mapa que se utiliza para estimar la inclinación del estrato mediante la siguiente expresión;



$$\text{Inclinación} = \text{arctg}\frac{a}{b} = \text{arctg}\frac{(\text{Cota 1} - \text{Cota 2})}{\text{Longitud del mapa}}$$

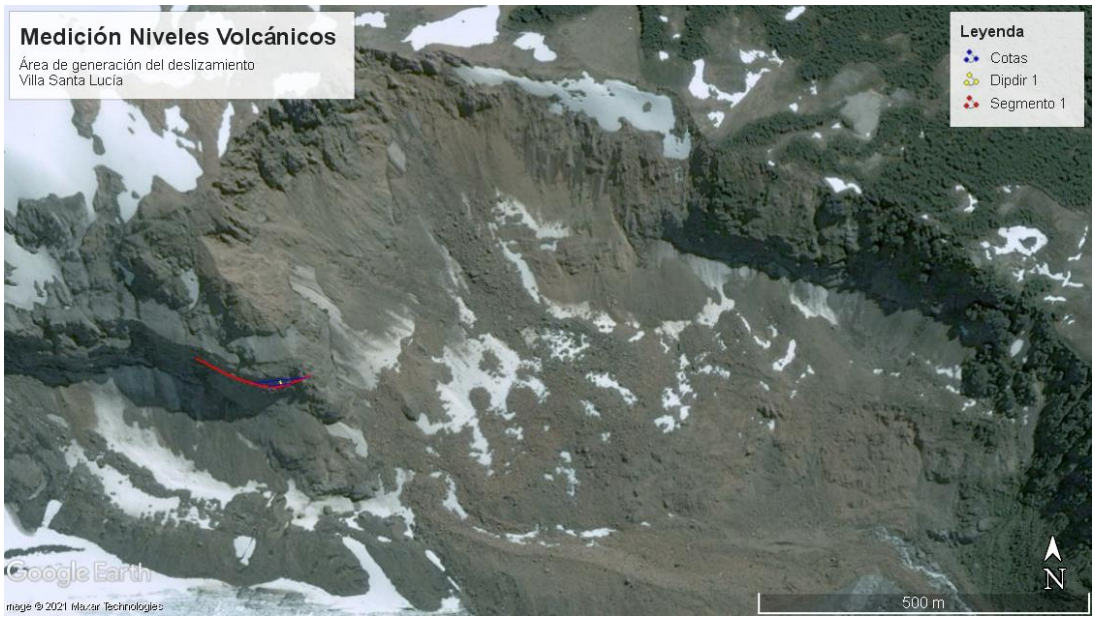


Figura 118. Esquema metodología utilizada para medición de niveles volcánicos por medio de Google Earth. Fuente: Google Earth, Elaboración propia.

La figura previa ejemplifica la metodología de medición aplicada con Google Earth para medir los estratos.

Por otro lado, para efectuar la medición con QGIS, se crea inicialmente un análisis de pendiente (Ráster → Análisis → Pendiente) para tener una referencia del grado de inclinación de las pendientes, así como también visualizar lineamientos asociados a los estratos. Posteriormente, a través de la visualización de un mapa 3D se efectúan mediciones para estimar la inclinación de los estratos (Ver → Nueva vista de mapa 3D → Measurement Line).

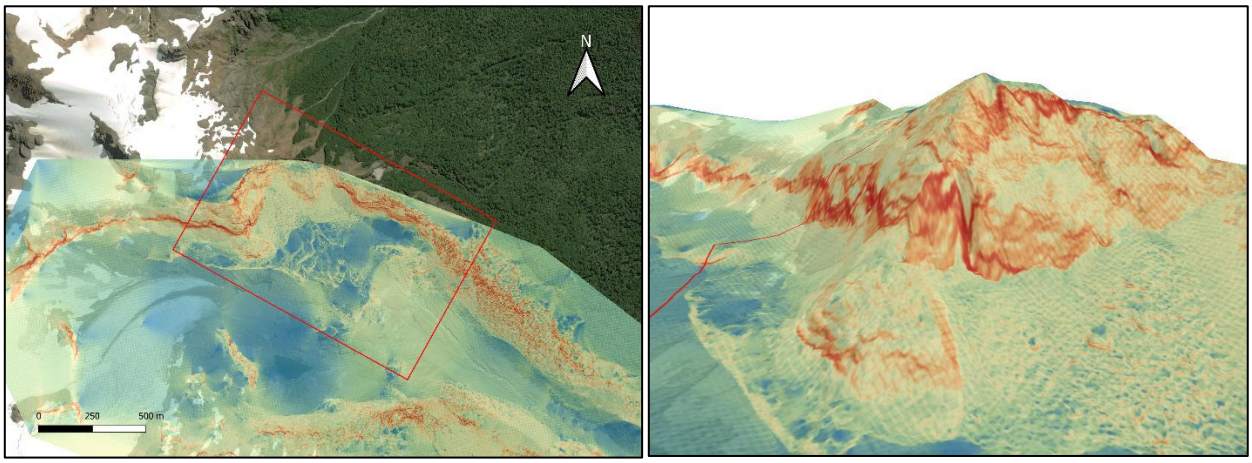


Figura 119. Medición de inclinación de estratos por medio de QGIS: a) Mapa 2D con capa de pendiente; b) Mapa 3D con capa de pendiente.

Finalmente, las mediciones asociadas a la orientación de los estratos subhorizontales se resumen en las tablas siguientes.

Tabla 25. Estimación de inclinación de estratos subhorizontales mediante QGIS.

QGIS		
H	**V**	**Inclinación (°)**
33,406	3,399	6
32,901	9,446	16
32,957	11,71	20
58,786	10,982	11
24,17	3,571	8
35,101	5,103	8
41,946	6,01	8
38,01	11,661	17
PROMEDIO		**12**

Tabla 26. Estimación de la orientación de los estratos subhorizontales mediante Google Earth.

Google Earth Pro			
Dif cotas [m]	**Distancia [m]**	**Inclinación [°]**	**Dipdir [°]**
1	5,15	11	170
2	7,8	14	170
2	6,6	17	168
2	7	16	170
3	8	21	173
PROMEDIO		**16**	**170**

Anexo D

Análisis Hídrico con Modelo Mecánico 1

A continuación, se exponen los resultados derivados de la simulación hídrica, desarrollados tomando como base la condición final del modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme).

D.1. Modelo Hídrico, Caso 1: Saturación completa

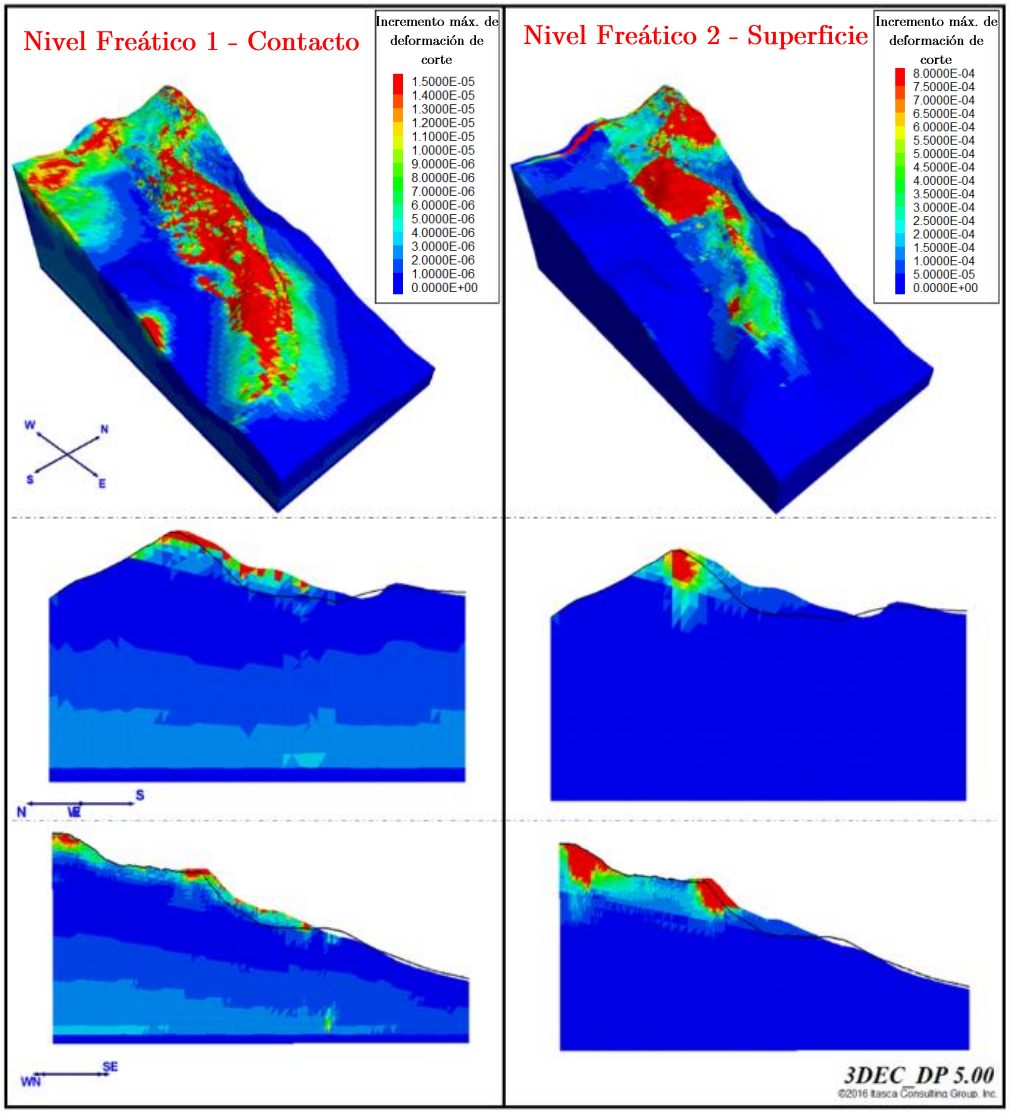


Figura 120. Incremento máximo de deformación de corte al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme). Enfoque saturación completa. La línea negra representa la topografía posterior.

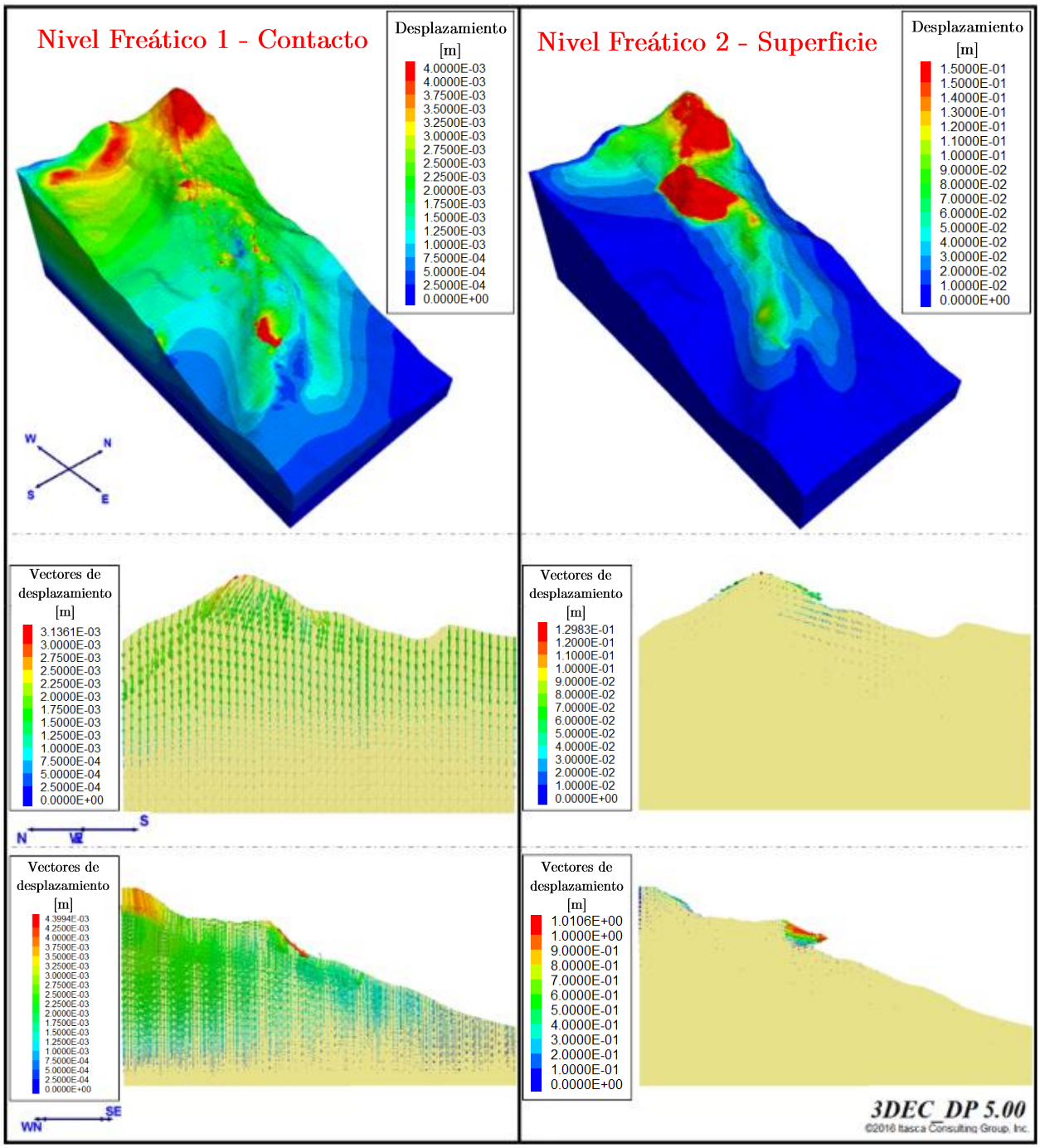


Figura 121. Contorno y vectores de desplazamiento al incorporar nivel freático al modelo mecánico Caso 1 (descarga uniforme). Enfoque saturación completa.

D.2. Modelo Hídrico, Caso 2: Coeficiente de Ru

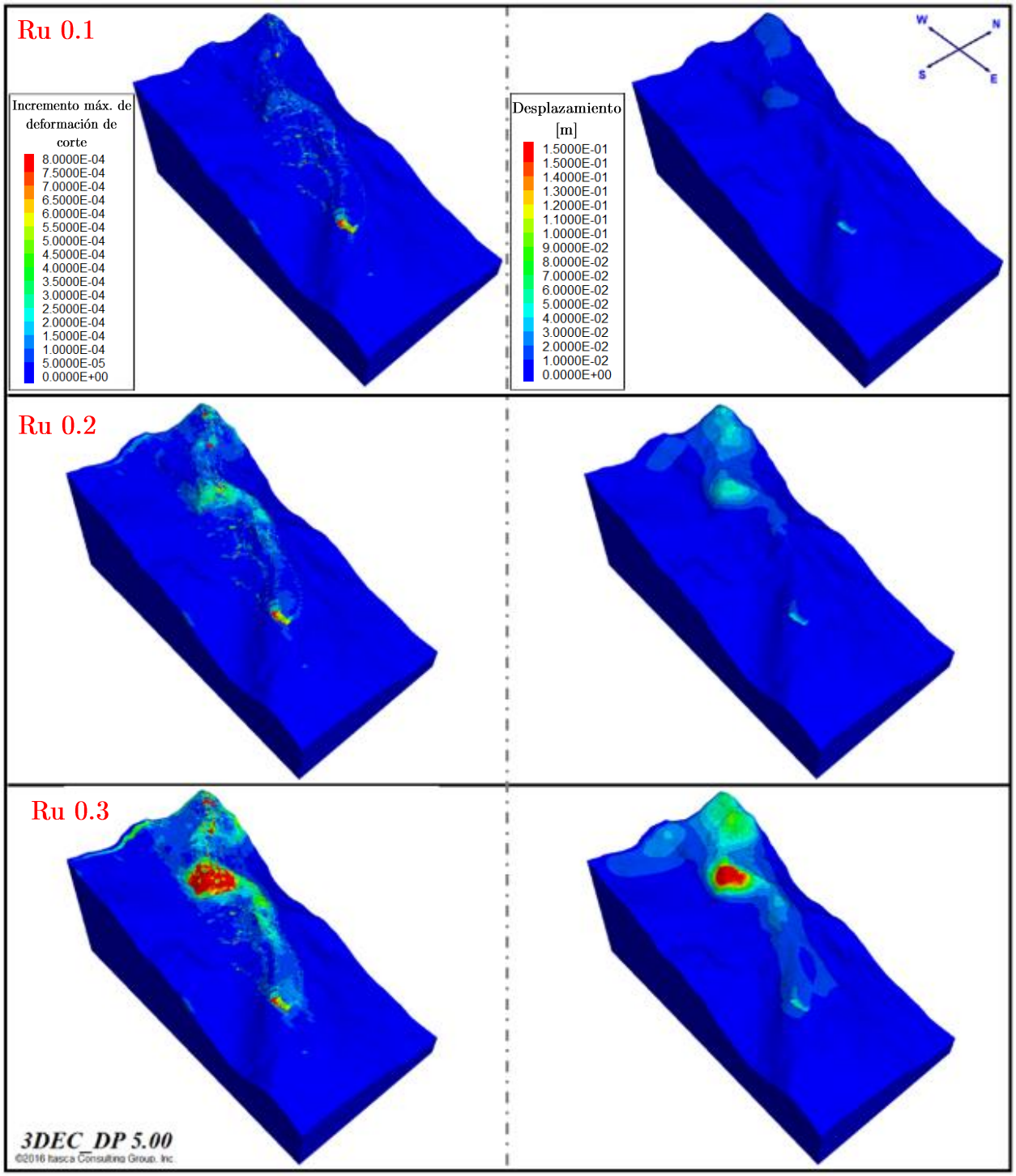


Figura 122. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme.

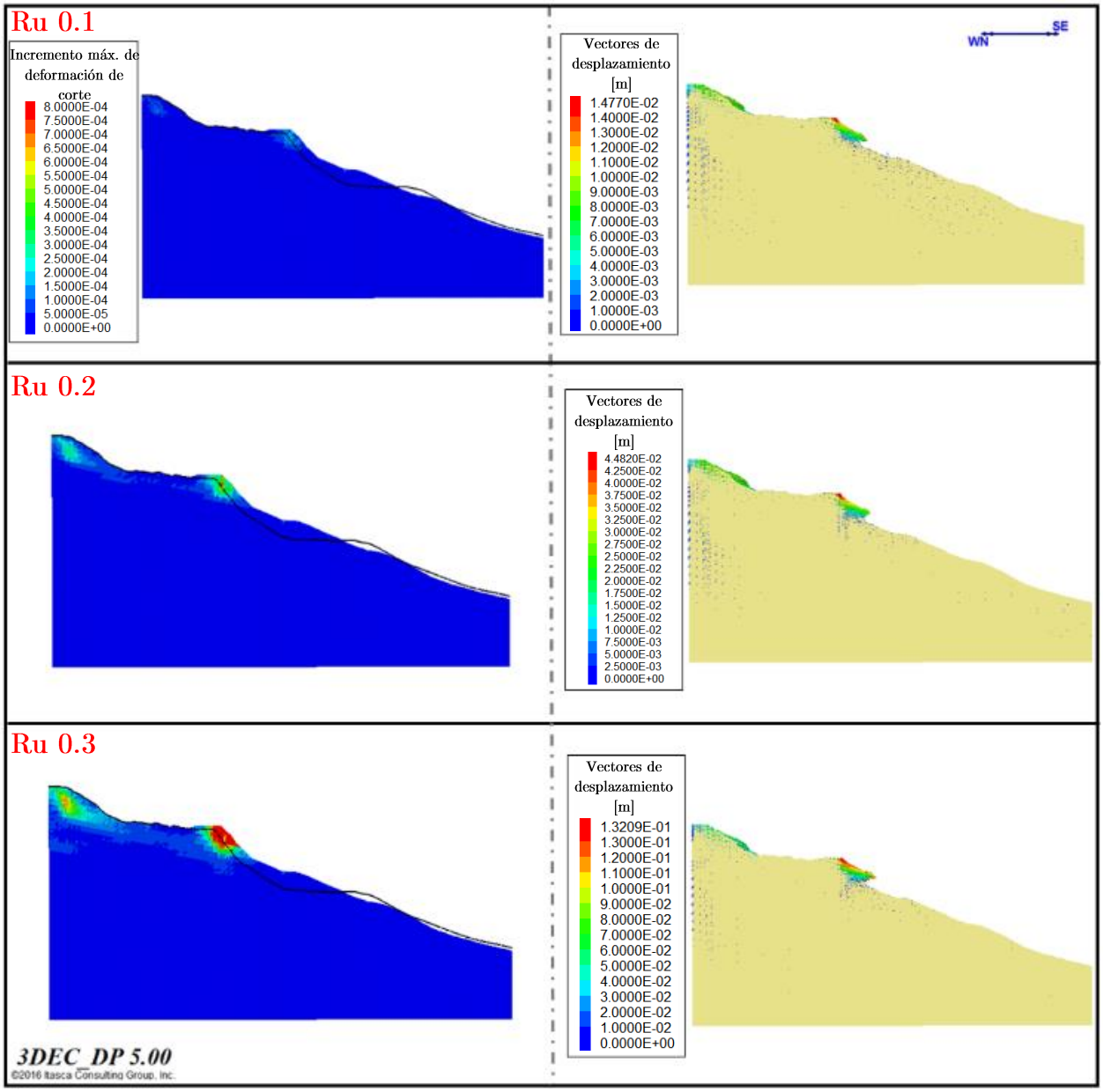


Figura 123. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme. Perfil longitudinal. La línea negra representa la topografía posterior.

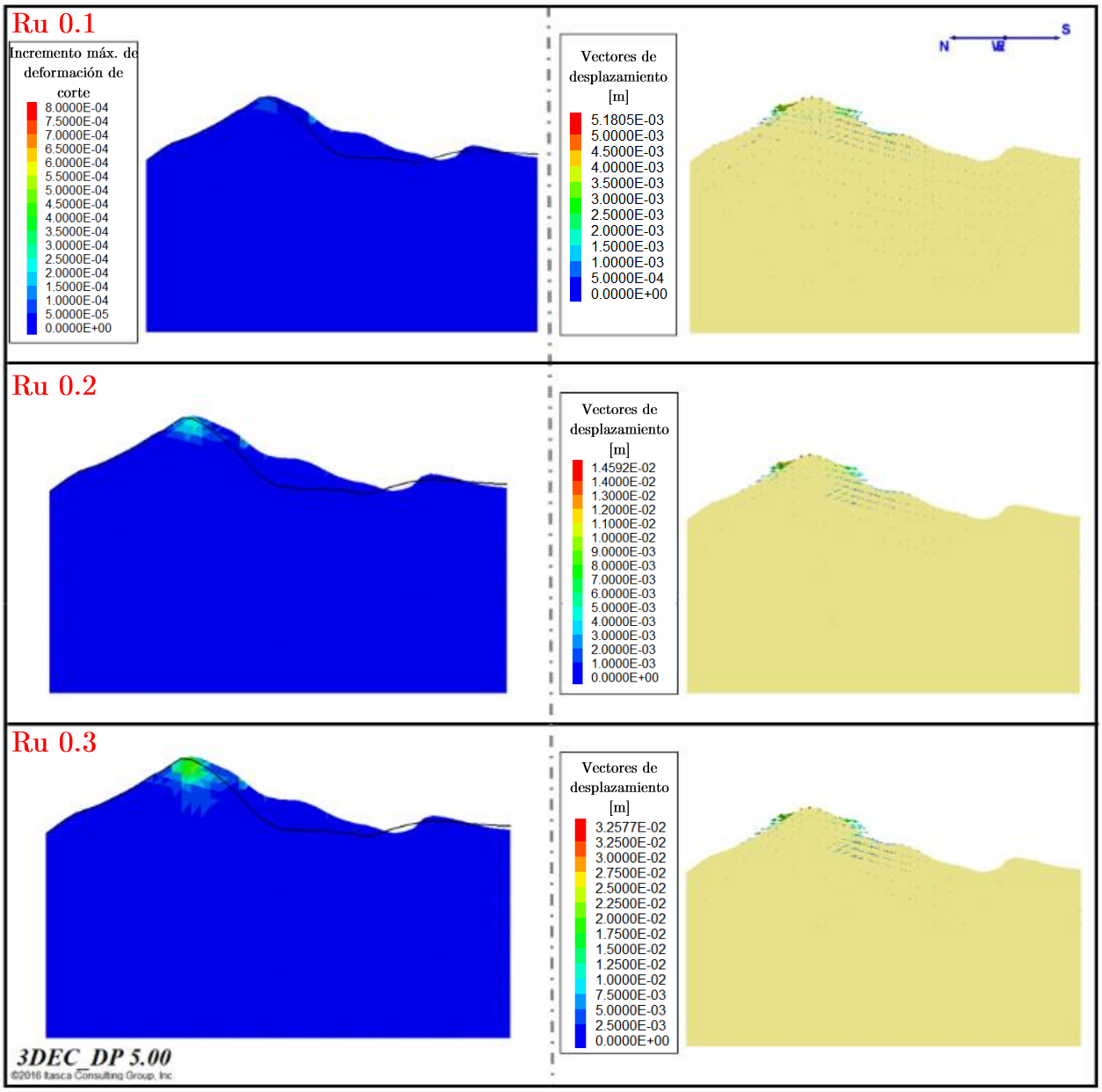


Figura 124. Incremento máximo de deformación de corte y contorno de desplazamientos, considerando coeficiente de Ru (0,1), (0,2) y (0,3). Se toma como base modelo mecánico de descarga uniforme. Perfil transversal. La línea negra representa la topografía posterior.

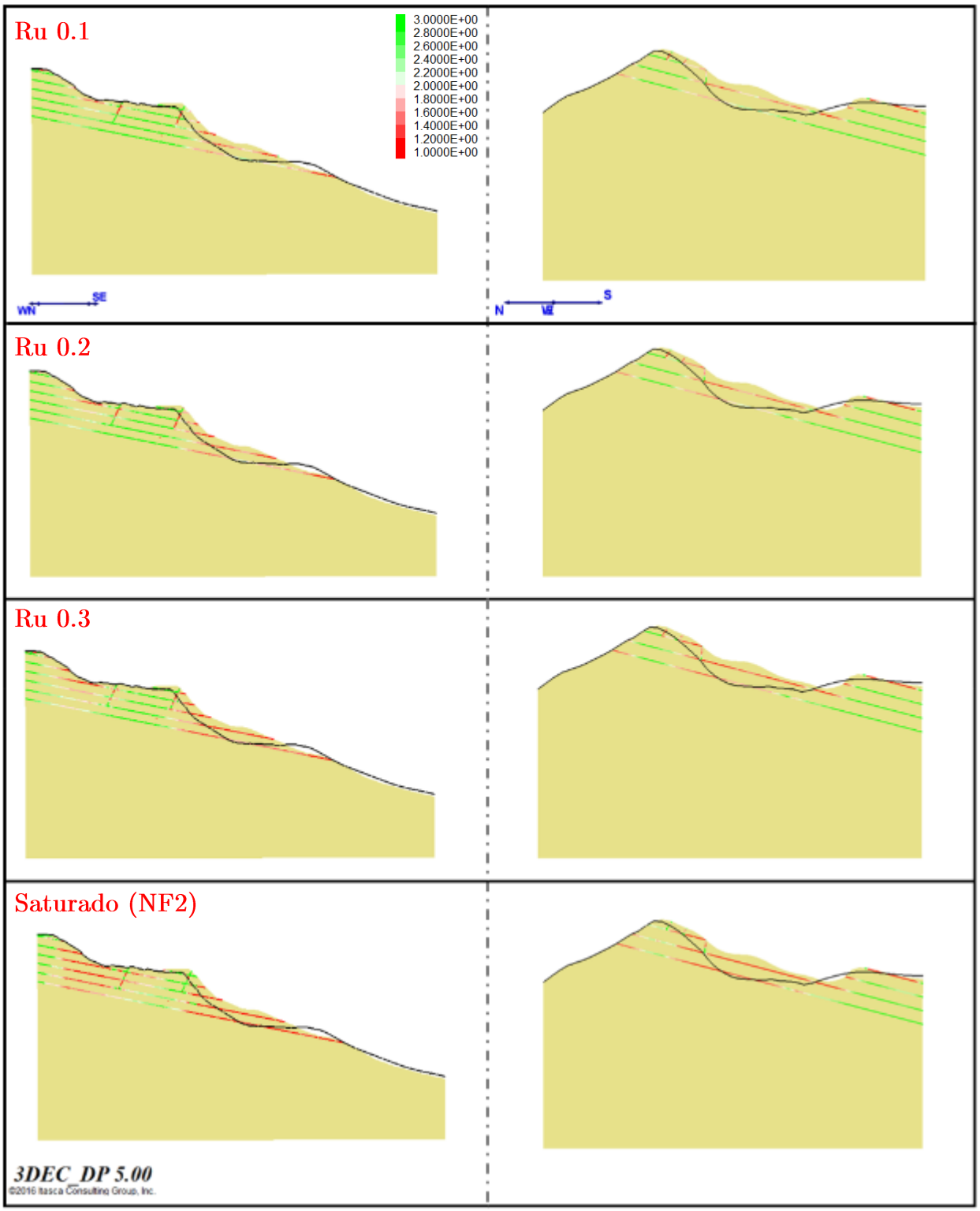


Figura 125. Razón resistencia-esfuerzo de corte de las discontinuidades, representando criticidad de discontinuidades en cada etapa, perfil transversal y longitudinal. Caso 1, descarga uniforme. La línea negra representa la topografía posterior.

Anexo E

Códigos Modelos 3DEC

E.1. Extrusión de la Topografía

A continuación, se presenta el código FISH empleado para extruir la topografía a partir de un archivo .dxf. Este código es propio de Itasca y se puede descargar directamente desde su página web oficial (itasca.cl/software/extruded-geometries-in-3dec).

Archivo extrude.3dfis (creación función extrude)

```
; Extrusión de topografía en 3DEC
; Código FISH de Itasca (Modificado)
; Creación función FISH extrude

def extrude(geom_set, zcoord, filename)

; Función para crear bloques en 3DEC a partir de la geometría de una
; superficie al extruirla en la dirección de z

; Los comandos geométricos son escritos en un archivo (llamado filename)
; que es leído posteriormente.

; INPUT : geom_set - nombre del conjunto geométrico que será extruido (string)
;         zcoord - coordenada z del fin de la extrusión
;         filename - nombre del archivo donde se almacenan los comandos
;                    "poly prism" (string)

status = open(filename,1,1)
if status > 0
   local io = out(filename+' no puede ser abierto para escritura. Estado = ' &
   + string ( status ))
   exit
 end_if

; Arreglo para escribir las líneas en un archivo
file_line = get_array(1)

local gset = gset_find(geom_set)

loop foreach local gpol gpol_list(gset)

; Si gpol_check(gpol)=1; polígono es válido
; Lado 'a' del prisma
     file_line(1) = 'poly prism a '
     loop i (1,gpol_size(gpol))
     gn = gpol_node(gpol,i)
```

```
      gnpos = gn_pos(gn)
      file_line(1) = file_line(1) + string(gnpos)+' '
 end_loop
file_line(1) = file_line(1) + '... '
status = write(file_line,1)

; Lado 'b' del prisma
file_line(1) = ' b '
loop i (1,gpol_size(gpol))
      gn = gpol_node(gpol,i)
      gnpos = gn_pos(gn)
      newpos = vector(xcomp(gnpos),ycomp(gnpos),zcoord)
      file_line(1) = file_line(1) + string(newpos)+' '
      end_loop
status = write(file_line,1)
end_loop

status = close
end
```

Archivo Topo_previa.3ddat (extrusión de la topografía)

```
; Extrusión de topografía en 3DEC
; Código FISH de Itasca (Modificado)
; A partir del archivo Topo_previa.dxf se crea la topografía desde la cota 500
; Los poliprismas se guardan en archivo bloques_previa.3ddat

new
geometry import Topo_previa.dxf
set atol 0.01

call extrude.3dfis
@extrude('Topo_previa',500,'bloques_previa.3ddat')
call bloques_previa
```

E.2. Modelo Estático

A continuación, se presenta el código empleado para obtener el modelo estático. Se presentan extractos de lo más relevante, debido a la extensión de los archivos de datos.

Archivo Modelo_estático.3ddat

```
; Construcción Modelo Estático en 3DEC
; Deslizamiento Villa Santa Lucía
new
set atol 0.0001

; ---------------------------- TOPOGRAFÍA ----------------------------
poly prism a (0,270,1470) (30,300,1465) (0,300,1470) ...
b (0,270,500) (30,300,500) (0,300,500)
poly prism a (30,270,1466) (30,300,1465) (0,270,1470) ...
b (30,270,500) (30,300,500) (0,270,500)
poly prism a (30,270,1466) (60,300,1456) (30,300,1465) ...
b (30,270,500) (60,300,500) (30,300,500)
poly prism a (60,270,1459) (60,300,1456) (30,270,1466) ...
b (60,270,500) (60,300,500) (30,270,500)
poly prism a (60,270,1459) (90,300,1439) (60,300,1456) ...
b (60,270,500) (90,300,500) (60,300,500)
poly prism a (90,270,1445) (90,300,1439) (60,270,1459) ...
b (90,270,500) (90,300,500) (60,270,500)
poly prism a (90,270,1445) (120,300,1430) (90,300,1439) ...
b (90,270,500) (120,300,500) (90,300,500)

....

; Unión de bloques
join on
join_contact on
mark region 1

save geometria.3dsav

;---------------------- DISCONTINUIDADES ----------------------------

; Estratos - Set 1 (9)
hide range plane dip 90 dd 9 origin 1498.84 528.017 1363.81 below
jset dip 15 dd 170 origin 930 870 1430 spacing 50 num 9 id 10
join_contact on range joint 10 not
group contact 'Estratos' range joint 10

; Discontinuidades subverticales - Set 2 (2), Set 3 (4), Set 4 (1)
hide range plane dip 90 dd 141 origin 1360 560 990
hide range plane dip 15 dd 170 origin 930 870 1225 below
jset dip 60 dd 40 origin 1147 997.622 1430.33 spacing 50 num 2 id 11 ; Set 2
jset dip 86 dd 30 origin 1002 882 1487 spacing 55 num 4 id 12          ; Set 3
jset dip 100 dd 20 origin 1062.48 691.475 1323.53 num 1 id 13          ; Set 4
seek
join_contact on range joint 10 not joint 11 not joint 12 not joint 13 not
group contact 'F_subv' range joint 11 12 13
```

```
save Discontinuidades.3dsav

; ---------------------- PROPIEDADES DE LOS MAT ----------------------------

; Generación de malla (bloques deformables)
group block '1' range plane dip 15 dd 170 origin 930 870 1225
gen edge 30 range group '1'
gen edge 50 alternate range group '1' not

; Reasignación de materiales
geometry import Topo_previa.dxf
geometry import Contacto_geol.dxf
group block 'Toba' range geometry Topo_previa set Contacto_geol count 1 &
      direction 0 0 1
mark region 1 range group 'Toba'
group block 'Tonalita' range group 'Toba' not
mark region 2 range group 'Tonalita'
save mesh.3dsav

; Subdivisión en grupos
; Zona 1: Bloque Colgante
group block 'Bloque_colgante' range plane dip 65.2729 dd -66.4313 &
      origin 1529.32 1079.83 1275.33 plane dip 56.1879 dd 65.2473 &
      origin 1168.62 1140.29 1353.08 y 0 1170 group 'Toba'
; Zona 2: Brecha
group block 'Brecha' range plane dip 90 dd 0 origin 2010 660 1500  &
      plane dip 90 dd 0 origin 2010 750 1500 below &
      plane dip 90 dd 90 origin 1170 660 1500 below &
      plane dip 90 dd 90 origin 1050 660 1500 &
      plane dip 27.5432 dd -79.742 origin 1110.02 675.388 1298.66 &
      plane dip 116.317 dd 139.609 origin 1050.43 721.244 1370 &
            z 1280 2000 group 'Toba'
; Zona 3: GSI 40/ Zona aledaña a brecha
group block 'GSI_40' range plane dip 90 dd 0 origin 1050 660 1500 &
      plane dip 90 dd 0 origin 1110 750 1500 below &
      plane dip 90 dd 90 origin 1020 750 1500 &
      plane dip 90 dd 90 origin 1140 750 1500 below &
      plane dip 83.6765 dd -41.6794 origin 1054.38 749.594 1500 below &
      plane dip 89.8788 dd -45.9912 origin 1140 689.219 1295 &
      z 1100 2000 group 'Brecha' not group 'Tonalita' not
; Zona 4: Escarpe del deslizamiento
group block 'Escarpe' range plane dip 90 dd 0 origin 1030 1080 1500 below &
      plane dip 90 dd 0 origin 1070 660 1500 &
      plane dip 90 dd 90 origin 960 960 1500 &
      plane dip 115.176 dd 137.716 origin 1320.13 840.52 1350 below &
      plane dip 69.1839 dd 133.543  origin 960 988.768 1500 &
      group 'Tonalita' not group 'Bloque_colgante' not &
      group 'Brecha' not group 'GSI_40' not

; ****************************  BLOQUES  *********************************

; Modelo constitutivo: Hoek & Brown
; Unidades: dens [kg/m3]/K,G,T,sigci [Pa]/a,s,mb [-]

; Toba (estratos volcánicos)
; Zona 1: Bloque colgante (GSI 30)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 0.88e9 shear 0.56e9 &
      hba 0.522 hbs 3.93e-05 hbmb 0.32 hbsigci 45e6 hbtension 5.53e3 &
      range group 'Bloque_colgante'
; Zona 2: Brecha (GSI 45)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 0.88e9 shear 0.56e9 &
      hba 0.508 hbs 0.0003 hbmb 0.731 hbsigci 45e6 hbtension 18.47e3 &
```

```
      range group 'Brecha'
; Zona 3: Zona aledaña a la brecha (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
      hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 16.22e3 &
      range group  'GSI_40'
; Zona 4: Escarpe del deslizamiento (GSI 35)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.18e9 shear 0.74e9 &
      hba 0.516 hbs 0.0001 hbmb 0.422 hbsigci 45e6 hbtension 10.66e3 &
      range group 'Escarpe'
; Zona 5: Resto de la Toba (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
      hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 16.22e3 &
      range group 'Escarpe' not group 'Bloque_colgante' not &
      group 'Brecha' not group 'Tonalita' not

; Tonalita (base)
zone model mhoekbrown density 2800 bulk 7.2e9 shear 3.3e9 &
hba 0.504 hbs 0.0015 hbmb 1.856 hbsigci 210e06 hbtension 169.65e3 &
range group 'Tonalita'

; ************************  DISCONTINUIDADES  ****************************

; Modelo constitutivo: Mohr-Coulomb (sin debilitamiento)
; Unidades: jkn jks [Pa/m]/c [Pa]/ fric [°]
change jcons 2 jmat 1
prop jmat 1 jkn 16.4e9 jks 0.44e9 jfriction 38 jcohesion 0.3e6 jdilation 5
set jcondf 2
save Propiedades.3dsav

; ------------------------- CONDICIONES DE BORDE ---------------------------

; Condiciones de borde, vel 0 en la base

; Base inmóvil
bound xvel 0 range z 500 555
bound yvel 0 range z 500 555
bound zvel 0 range z 500 555

; Bordes inmóviles
bound xvel 0 range x 0
bound xvel 0 range x 2940
bound yvel 0 range y 0
bound yvel 0 range y 1440

; Gravedad
gravity 0 0 -9.81
insitu topo kox 1 koy 1 zup
damp local

set jcondf 2
save Condiciones.3dsav

; -------------------------- MODELO ELÁSTICO -----------------------------

; Fuerzas desbalanceadas
hist unbal
```

```
; Puntos de control

; Puntos longitudinales
; Desplazamientos x
hist xdis 1080 1050 1407
hist label 3 "Desplazamiento X PC1"
hist xdis 1140 960 1426
hist label 4 "Desplazamiento X PC2"
hist xdis 1200 870 1353
hist label 5 "Desplazamiento X PC3"
hist xdis 1260 780 1283
hist label 6 "Desplazamiento X PC4"
hist xdis 1350 660 1237
hist label 7 "Desplazamiento X PC5"
hist xdis 1440 570 1179
hist label 8 "Desplazamiento X PC6"

....

; Corrida
hist time
solve elastic only ratio 1e-04

; Estado
save Modelo_elastico.3dsav

;.....MODELO PLÁSTICO .....

; Reestablecimiento de velocidad y desplazamiento
reset disp vel jdisp

; Corrida plástica
solve ratio 1e-06

; Estado
save Modelo_estático.3dsav
```

E.3. Modelo Mecánico

A continuación, se presenta el código empleado para definir las cargas glaciares. Se presentan extractos de lo más relevante, debido a la extensión de los archivos de datos.

Archivo Modelo_mecánico.3ddat

```
; Construcción Modelo Mecánico en 3DEC
; Deslizamiento Villa Santa Lucía
; ************************** MODELO MECÁNICO ****************************


; ============================ DESCARGA UNIFORME ============================

; Restaurar modelo estático
rest Modelo_estático.3dsav

; Reestablecimiento de velocidad y desplazamiento
reset disp vel jdisp

; Nivel Último Máximo Glaciar (UMG)
geometry import Superficie_topo_UMG.dxf

;------------------------------ CARGA COMPLETA -----------------------------

; Condiciones de borde, vel 0 en la base
; Base inmóvil
 bound xvel 0 range z 500 555
 bound yvel 0 range z 500 555
 bound zvel 0 range z 500 555
 ; Bordes fijos
 bound xvel 0 range x 0
 bound yvel 0 range x 0
 bound xvel 0 range x 2940
 bound yvel 0 range x 2940
 bound yvel 0 range y 0
 bound xvel 0 range y 0
 bound yvel 0 range y 1440
 bound xvel 0 range y 1440

; Aplicación carga completa (833 a 1500 m s.n.m.)
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 &
      z 833 1500 x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not
bound stress -13493655 -13493655 -13493655 0 0 0 &
      zgrad 8995.77 8995.77 8995.77 0 &
      range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 z 833 1500 x 0 not &
      x 2940 not y 0 not y 1440 not

; Correr modelo y guardar estado
solve ratio 1e-04
save carga_unif.3dsav

; ----------------------------DESCARGA COMPLETA -----------------------------

; Función FISH que disminuye la elevación glaciar de forma progresiva
def _descarga
local dz_ = 1500      ; elevación glaciar máxima
local h_ = 11.5       ; tasa de disminución nivel glaciar
```

```
loop while dz_ >= 833
cg_ = -917*9.81*dz_          ; carga glaciar
command
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_UMG &
      distance 1 x 0 not x 2940 y 0 not y 1440 not
bound stress @cg_ @cg_ @cg_ 0 0 0 &
      zgrad 8995.77 8995.77 8995.77 0 0 0 &
      range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 &
      x 0 not x 2940 not y 1440 not z 833 @dz_
cycle 250
end_command
i = out('Carga glaciar = ' + string (cg_))
ii = out('Elevación Glaciar =' + string(dz_))
dz_ = dz_ - h_
end_loop
end
@_descarga
save descarga_unif.3dsav

; *************************** MODELO MECÁNICO ****************************

; ============================ DESCARGA ETAPAS ==============================

; Restaurar modelo estático
rest Modelo_estático.3dsav

; Reestablecimiento de velocidad y desplazamiento
reset disp vel jdisp

; Archivos que representan superficie topográfica sobre la que se aplica carga
geometry import Superficie_topo_UMG.dxf
geometry import Superficie_topo_PEH.dxf
geometry import Superficie_topo_G85.dxf


; Condiciones de borde, vel 0 en la base
; Base inmóvil
 bound xvel 0 range z 500 555
 bound yvel 0 range z 500 555
 bound zvel 0 range z 500 555
 ; Bordes fijos
 bound xvel 0 range x 0
 bound yvel 0 range x 0
 bound xvel 0 range x 2940
 bound yvel 0 range x 2940
 bound yvel 0 range y 0
 bound xvel 0 range y 0
 bound yvel 0 range y 1440
 bound xvel 0 range y 1440


; ----------------------------CARGA COMPLETA -------------------------------

; Aplicación carga completa (hasta nivel UMG)
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 &
      z 833 1761 x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not
bound stress -16444267.56 -16444267.56 -16444267.56 0 0 0 &
      xgrad 2743.587 2743.587 2743.587 0 0 0 &
      ygrad 191.849 191.849 191.849 0 0 0 &
      zgrad 8995.77 8995.77 8995.77 0 0 0 &
      range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 &
```

```
      z 833 1761  x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not

; Correr y guardar estado
solve ratio 1e-04
save carga_3etapas.3dsav

; ------------------------ DESCARGA 1 (UMG a PEH) --------------------------

; Primera etapa de descarga
; Último Máximo Glaciar a Pequeña Edad del Hielo
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_UMG distance 1 &
      z 833 1761   x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not
bound stress -15652639.8 -15652639.8 -15652639.8 0 0 0 &
      xgrad 3440.011 3440.011 3440.011 0 0 0 &
      ygrad -300.962 -300.962 -300.962 0 0 0 &
      zgrad 8995.77 8995.77 8995.77 0 0 0 &
      range geometry Superficie_Topo_PEH distance 1 &
      z 833 1755 x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not

; Correr y guardar estado
cycle 5000
save descarga1.3dsav

;------------------------ DESCARGA 2 (PEH a 1986) --------------------------

; Segunda etapa de descarga
; Pequeña Edad del Hielo a 1986
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_PEH distance 1 &
      z 833 1755  x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not
bound stress -14438210.85 -14438210.85 -14438210.85 0 0 0 &
      xgrad 3005.478 3005.478 3005.478 0 0 0 &
      ygrad -749.351 -749.351 -749.351 0 0 0 &
      zgrad 8995.77 8995.77 8995.77 0 0 0 &
      range geometry Superficie_Topo_G85 distance 1 &
      z 1089 1713 x 0 not x 2940 not y 0 not y 1440 not

; Correr y guardar estado
cycle 5000
save descarga2.3dsav

;------------------------ DESCARGA 3 (completa) --------------------------

; Tercera etapa de descarga
; Descarga completa
bound xfree yfree zfree range geometry Superficie_Topo_G85 distance 1 &
      z 1089 171  x 2940 not y 0 not y 1440 not

; Correr y guardar estado
solve ratio 1e-04
save descarga3.3dsav
```

E.4. Modelo Hídrico

A continuación, se presenta el código empleado para analizar las condiciones hídricas. Se presentan extractos de lo más relevante, debido a la extensión de los archivos de datos.

Archivo Modelo_hídrico.3ddat

```
; Construcción Modelo Hídrico en 3DEC
; Deslizamiento Villa Santa Lucía

; ****************************** MODELO HÍDRICO ***************************


; ================================ NIVEL FREATICO ============================

; Ejemplo tomando como base descarga uniforme
; Restaurar estado final modelo mecánico
rest descarga_unif.3dsav

; Superficies geométricas (Contacto - NF1/ Topografía - NF2)
geometry import Contacto_geol.dxf
geometry import Topo_previa.dxf

; ---------------------- NIVEL FREATICO HASTA CONTACTO -----------------------

; Redefinición propiedades considerando densidad saturada de tonalita
; Toba (estratos volcánicos)
; Zona 1: Bloque colgante (GSI 30)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 0.88e9 shear 0.56e9 &
     hba 0.522 hbs 3.93e-05 hbmb 0.32 hbsigci 45e6 hbtension 5.53e3 &
     range group 'Bloque_colgante'
; Zona 2: Brecha (GSI 45)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 2.1e9 shear 1.32e9 &
     hba 0.508 hbs 0.0003 hbmb 0.731 hbsigci 45e6 hbtension 18.47e3 &
     range group 'Brecha'
; Zona 3: Zona aledaña a la brecha (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
     hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 16.22e3 &
     range group  'GSI_40'
; Zona 4: Escarpe del deslizamiento (GSI 35)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.18e9 shear 0.74e9 &
     hba 0.516 hbs 0.0001 hbmb 0.422 hbsigci 45e6 hbtension 10.66e3 &
     range group 'Escarpe'
; Zona 5: Resto de la Toba (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2000 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
     hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 16.22e3 &
     range group 'Escarpe' not group 'Bloque_colgante' not &
     group 'Brecha' not group 'Tonalita' not

; Tonalita (base)
zone model mhoekbrown density 2810 bulk 7.2e9 shear 3.3e9 &
     hba 0.504 hbs 0.0015 hbmb 1.856 hbsigci 210e06 hbtension 169.65e3 &
     range group 'Tonalita'

; Incorporación nivel freático
water density 1000 table geometry Contacto_geol
```

```
; Correr y guardar estado
cycle 5000
save NF1_unif.3dsav


;---------------------- NIVEL FREATICO SATURADO COMPLETO ----------------------

; Redefinición propiedades considerando densidad saturada
; Toba (estratos volcánicos)
; Zona 1: Bloque colgante (GSI 30)
zone model mhoekbrown density 2200 bulk 0.88e9 shear 0.56e9 &
     hba 0.522 hbs 3.93e-05 hbmb 0.32 hbsigci 45e6 hbtension 1.1e6 &
     range group 'Bloque_colgante'
; Zona 2: Brecha (GSI 45)
zone model mhoekbrown density 2200 bulk 2.1e9 shear 1.32e9 &
     hba 0.508 hbs 0.0003 hbmb 0.731 hbsigci 45e6 hbtension 1.14e6 &
     range group 'Brecha'
; Zona 3: Zona aledaña a la brecha (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2200 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
     hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 1.26e6 &
     range group  'GSI_40'
; Zona 4: Escarpe del deslizamiento (GSI 35)
zone model mhoekbrown density 2200 bulk 1.18e9 shear 0.74e9 &
     hba 0.516 hbs 0.0001 hbmb 0.422 hbsigci 45e6 hbtension 1.24e6 &
     range group 'Escarpe'
; Zona 5: Resto de la Toba (GSI 40)
zone model mhoekbrown density 2200 bulk 1.57e9 shear 1e9 &
     hba 0.511 hbs 0.0002 hbmb 0.555 hbsigci 45e6 hbtension 1.26e6 &
     range group 'Escarpe' not group 'Bloque_colgante' not &
     group 'Brecha' not group 'Tonalita' not

; Tonalita (base)
zone model mhoekbrown density 2810 bulk 7.2e9 shear 3.3e9 &
     hba 0.504 hbs 0.0015 hbmb 1.856 hbsigci 210e06 hbtension 4.5e6 &
     range group 'Tonalita'

; Incorporación nivel freático
water table clear
initialize gpp 0
water density 1000 table geometry Topo_previa

; Correr y guardar estado
cycle 5000
save NF2_unif.3dsav


; ============================ COEFICIENTE DE RU ============================

; RU 0,3
rest descarga_unif.3dsav
geometry import Topo_previa.dxf
water density 600 table geometry Topo_previa
cycle 5000
save Ru3_unif.3dsav


; Ru 0,2
rest descarga_unif.3dsav
geometry import Topo_previa.dxf
water density 400 table geometry Topo_previa
```

```
cycle 5000
save Ru2_unif.3dsav

; Ru 0,1
rest descarga_unif.3dsav
geometry import Topo_previa.dxf
water density 200 table geometry Topo_previa
cycle 5000
save Ru1_unif.3dsav
```