



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA AVALANCHA DE ROCA DEL 21 DE ABRIL DE
2007 EN PUNTA COLA, REGIÓN DE AYSÉN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARCELA ALEJANDRA VOLLMER QUINTULLANCA

PROFESOR GUÍA:

SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ANGELO CASTRUCIO ÁLVAREZ

MARISOL LARA CASTILLO

SANTIAGO DE CHILE

2017

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA AVALANCHA DE ROCA DEL 21 DE ABRIL DE 2007
EN PUNTA COLA, REGIÓN DE AYSÉN, CHILE**

Chile, al ser un país tectónicamente activo, se encuentra vulnerable a distintos riesgos geológicos, entre los cuales lo más peligrosos son: terremotos, tsunamis, remociones en masa y erupciones volcánicas. El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) publicó el primer catastro nacional de desastres naturales entre los años 1980 – 2015, a pesar de que se excluyeron el terremoto de Iquique (2014) y los daños causados por las erupciones volcánicas, el número de fallecidos es al menos 1.000 personas y los daños alcanzan un costo de US\$32.000.000.000 en el periodo. Son estas cifras las que refuerzan la necesidad de estudiar a profundidad las condiciones favorables para que tales desastres no ocurran y así salvaguardar la vida e integridad de las personas.

Unos de los casos importantes en el último tiempo es el ocurrido en el fiordo de Aysén, donde un enjambre sísmico que comenzó el 22 de enero del 2007 culminó el día 21 de abril del mismo año con un peak de 6.2Mw a las 13:50 hora local en Punta Cola. Este terremoto causó diversas remociones de masas, como deslizamientos de roca, de suelo superficial y de suelo-roca. Una de las avalanchas de rocas más grande fue la de Punta Cola, la cual registró un volumen inicial de 22,4 Mm³.

Mediante el programa RAMMS – Debris Flow se buscan los parámetros friccionales que mejor reproducen la avalancha de roca de Punta Cola. Durante el desarrollo se observan inconsistencias, principalmente, entre el volumen inicial de la remoción y el volumen final del flujo calculado por RAMMS, con una diferencia del 30% para una resolución de la grilla de 20 m, lo cual se debe a errores propios del programa, ya que éste no fue diseñado para volúmenes iniciales tan grandes.

Para llegar a los resultados esperados se debe realizar una calibración mediante prueba y error hasta obtener alturas del run-up y de los depósitos similares a los observado en terreno por Oppikofer et al. (2012). La simulación que arrojó los parámetros que mejor emulan la avalancha fue la número 63, con unos resultados de 0,18 para μ , 100 [m/s²] para ξ , y un criterio de detención del 2%. Si bien, se presentan errores entre lo modelado y lo observado, que van desde un 3% a un 30%, éstos se encuentran dentro de lo esperado para análisis como este. Por lo tanto, se puede afirmar que el programa RAMMS-Debris Flow permite simular avalanchas de rocas adecuadamente.

Para y por Matías

AGRADECIMIENTOS

Parto agradeciendo la oportunidad de trabajar en este precioso tema al profesor Sergio Sepúlveda, por confiar en mis capacidades y en mi compromiso, por la ayuda entregada durante el desarrollo de la memoria, y, sobre todo, por la comprensión que me ha brindado cada vez que he acudido a él. Otra de las personas importantes en esta etapa fue el profesor Ángelo Castruccio, quien siempre se hizo el tiempo cuando necesitaba de su guía. Y a la profesora Marisol Lara por sus correcciones y ayuda para mejorar este trabajo.

Son tantas las personas a las que tengo que agradecerles que se me hace difícil sintetizarlo todo en tan pocas líneas. Dentro de los administrativos se encuentran don Aldo Casali, mi asistente social Julia Cornu, don Carlitos, la Rosita y la Verito, quienes en más de una oportunidad me salvaron de algún aprieto o me solucionaron un problema.

La primera persona que conocí en la universidad fue Andrés, luego se unieron a nosotros Obando y el Joe y formamos una amistad indisoluble, a pesar de la distancia. Gracias amigos por estar haber estado ahí siempre. Al tiempo conocí a la Rhida, quien me recibió en su casa cuando más lo necesitaba y con quien siempre estaré en deuda.

Luego, se incorporaron en mi vida los “amigos de la cafeta”, la Kathy, el Seba, la Pame y el Nachín, un grupo de viejones que se han apoyado mutuamente de manera incondicional y que me han servido, muchas veces, de bastón y ejemplo de perseverancia en este larguísimo camino. Además, de la Rai y el Bensan, a quienes agradezco todo el cariño que nos han entregado al Matías y a mí.

Además, mis “amigos de geo”, la Cata, el Rubén (a veces), el Shor, la Tami, el Victor Dayas, el Nachetes, el Carnalgas, la Vale, el Toppísimo y la Chili, fueron importantes durante este proceso, lo hicieron más ameno, más entretenido y menos solitario. Pero mi mayor compañera fue, sin duda, la Laura, a quien agradezco enormemente su amistad, la entrega de motivación cuando me flaqueaban las fuerzas y su ayuda con mi peor enemigo, el computador.

Quiero agradecer, explícitamente, a la Blanquis, quien siempre me ha ayudado, ha estado pendiente de mi desempeño y me ha solucionado infinitos problemas. Sin ella, mi estadía en el departamento hubiese sido aún más larga y tediosa.

También es importante para mí destacar a los profesores y auxiliares que me formaron como geóloga, que me recibieron junto a mi guagua en la sala con una sonrisa, que me comprendieron cuando no cumplía con los plazos de entrega o cuando no podía rendir una evaluación, que me dieron distinto tipo de apoyo y que siempre tuvieron el tiempo y la paciencia para explicarme lo que no entendía, como los profesores, Diego Morata, M.A. Parada, Katja Deckart, Martín Reich, Brian Townley, Eduardo Morgado, Raimundo Brahm y Hermann Rivas, entre tantos otros.

Son muchas las personas que me ayudaron durante estos años, pero, sin duda, las más importantes son mi familia. Sin ella, esto no hubiese sido posible. Gracias Cally y Pali por cuidar del Matías y por reemplazarme en mis otras labores cuando lo necesitaba. Gracias Cris por levantarme cada vez que me ganaba la frustración y el cansancio, pero sobre todo por acompañarme en la crianza basada en el amor. Y gracias Mami y Papi por suplirme en mi rol maternal cuando lo he necesitado, gracias por hacerlo con todo el amor que tiene su corazón, gracias por apoyarme en este camino y por no permitirme abandonar. Los amo hasta el infinito y más allá.

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Formulación del estudio propuesto	1
1.2	Ubicación y Accesos	2
1.3	Objetivos	3
1.3.1	Objetivo general	3
1.3.2	Objetivos específicos.....	3
1.4	Metodología	3
1.4.1	Metodología para objetivo específico 1	5
1.4.2	Metodología para objetivo específico 2	5
1.4.3	Metodología para objetivo específico 3	7
2	Antecedentes	9
2.1	Marco Geológico.....	9
2.1.1	Generalidades	9
2.1.2	Geomorfología	9
2.1.3	Hidrografía	12
2.1.4	Litología	13
2.1.5	Estructura	16
2.2	Marco Sismo-tectónico	18
2.3	Marco Teórico	20
2.3.1	Avalancha de Roca.....	20
2.4	Avalancha de roca de Punta Cola.....	25
2.4.1	Generalidades	25
2.4.2	Mecanismo de falla	26
2.4.3	Morfología de los depósitos	29
2.4.4	Volumen de los deslizamientos y depósitos	31
2.4.5	Interpretación	33

3	Resultados	37
3.1	Determinación de la resolución óptima de la grilla.....	37
3.2	Calibración del modelo	37
3.3	Modelo Final	40
4	Análisis de Resultados	45
4.1	Diferencias de volúmenes iniciales	45
4.2	Errores durante la toma de datos	47
4.3	Análisis de las alturas del run-up	51
4.4	Análisis de las alturas de los depósitos	53
4.5	Análisis de los volúmenes que llegan al fiordo	56
5	Discusiones.....	60
5.1	Influencia de los parámetros friccionales en la simulación del flujo	60
5.2	Comparación de la distribución de los depósitos modelados con los observados.....	61
5.3	Error del modelamiento final	62
5.4	Estimación de la altura del run-up a partir de la velocidad del flujo simulado	62
5.5	Modelamiento del deslizamiento del bloque C en RAMMS.....	64
5.6	Comparación del modelo final con avalanchas de rocas registradas.....	65
5.7	Comparación de los parámetros de RAMMS entre flujos y avalanchas	65
6	Conclusiones	67
7	bibliografía	69
8	Anexos.....	80
8.1	Metodología de uso de RAMMS.....	80
8.1.1	DEM's	80
8.1.2	Proyectos y escenarios.....	80
8.1.3	Información del área de liberación.....	80
8.1.4	Dominio de cálculo	81
8.1.5	Correr una simulación	82
8.1.6	Visualización y análisis de los resultados	86

8.1.7	Agregar depositación al DEM.....	87
8.1.8	Ejemplo de calibración de un modelo en RAMMS.....	87
8.2	Otros resultados del modelo final entregados por RAMMS	90

Índice de Figuras

<i>Figura 1: Mapa con deslizamientos gatillados durante el terremoto del 21 de abril del 2007. Traza de las fallas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Extraído y modificado de Sepúlveda et al., 2010.</i>	2
<i>Figura 2: Hillshade del DEM utilizado como base en RAMMS.</i>	4
<i>Figura 3: Input de las simulaciones que se utilizaron para realizar la calibración en RAMMS. Se muestra el bloque A+B como área de liberación sobre DEM generado a partir de fotografía aérea. Línea verde muestra el alcance del dominio de cálculo. Escala de colores indica la altura del bloque liberado.</i>	4
<i>Figura 4: DEM mediante fotografía aérea de la quebrada Punta Cola junto con la ubicación de los bloques que se desprendieron durante el terremoto del 21 de abril de 2007.</i>	5
<i>Figura 5: DEM generado por HR-TLS (High Resolution Terrestrial Laser Scanning) junto con los perfiles donde se toman los resultados de las simulaciones en RAMMS.</i>	7
<i>Figura 6: Ejemplo de la visualización de los parámetros friccionales de distintos dominios. a) valores de μ que se le dieron a los dos dominios utilizados; 0,17 para la zona de la quebrada y 0,5 para la zona del fiordo. b) valores de ξ que se le dieron a los dos dominios utilizados; 100 [m/s²] para la zona de la quebrada y 1500 [m/s²] para la zona del fiordo.</i>	8
<i>Figura 7: Transecta en la Región de Aysén desde el Océano Pacífico hasta el límite Chile-Argentina. Líneas rojas indican la topografía y líneas azules las nieves. Se muestran los dominios morfológicos reconocidos. Extraído de Arqueros (2004).</i>	10
<i>Figura 8: Mapa de elevación topográfica de parte de la Región de Aysén. Trazo A-A' indica ubicación del perfil. Se muestran los dominios morfológicos reconocidos. Extraído y modificado de Universidad de Chile (2009).</i>	10
<i>Figura 9: Mapa geológico de la Región de Aysén, sur de Chile, mostrando la distribución de los plutones granitoides que fueron datados por el método Rb-Sr. Traza de color negro corresponde a la ZFLO, puntos negros representan los volcanes activos de la zona y cruz roja indica la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Pankhurst (1999).</i>	14
<i>Figura 10: Mapa geológico de la cuenca del río Cuervo. Zoom in en la quebrada de Punta Cola. Extraído y modificado de universidad de Chile (2009).</i>	16
<i>Figura 11: Contexto tectónico de la ZFLO. Punto rojo indica la ubicación de Puerto Aysén. Modificado de Legrand et al., 2011.</i>	18
<i>Figura 12: Relieve submarino y subaéreo mostrado por un DEM basado en las hojas topográficas 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM) y en la información batimétrica del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). La figura muestra la ubicación de los epicentros sísmicos del enjambre</i>	

(círculos color mostaza), el epicentro del terremoto de Mw6.2 (estrella roja), según GUC (2007) y Legrand et al (2011) y los perfiles sísmicos usando un dispositivo de 3.5 KHz. Extraído de Vargas et al. (2013). _____ 20

Figura 13: Fábrica diagramáticas en masas granulares. Extraído de Melosh, 1987. _____ 23

Figura 14: Stereonet de las mayores estructuras observadas en el escarpe del deslizamiento de roca de Punta Cola. Las discontinuidades se obtuvieron mediante el análisis en Coltop3D de los datos obtenidos por TLS; (a) Superficie Basal de Falla y (b) Superficie Lateral de Liberación. Nota: La densidad de los stereonets está basada en la selección de 1000 puntos por set. Extraído de Redfield et al. (2011). _____ 27

Figura 15: Fotografías de la avalancha de roca de Punta Cola: (a) escarpe del deslizamiento donde afloran la SBF y la SLL; (b) escarpe de un deslizamiento secundario junto con el límite por donde pasa la avalancha en el lado derecho del valle; (c) depósitos escarpados de distintas composiciones de la avalancha de roca; (d) depósitos lobulados ricos en suelo provenientes de deslizamientos secundarios sobre los depósitos de la avalancha principal; (e) nube de puntos del TLS (Terrestrial Laser Scanning) muestra lo mismo que la fotografía, revelando los depósitos con distintas morfologías, incluyendo los depósitos lobulados ricos en suelo sobre los de la avalancha principal. Dirección en la que se tomaron las fotografías se muestra en la figura 16. Extraído de Oppikofer et al. (2012). _____ 28

Figura 16: Hillshade del HR-DSM del escarpe y de los depósitos de la avalancha de roca de Punta Cola. Círculos amarillos corresponden a la posición del scanner del TSL, líneas negras corresponden a los perfiles que se realizaron y ángulos amarillos muestran la dirección de las fotografías tomadas y anteriormente mostradas. Extraído de Oppikofer et al. (2012). _____ 29

Figura 17: Perfiles de la avalancha de roca de Punta Cola con diferentes modelos para la topografía pre-deslizamiento y para la superficie de la roca caja en el valle y en el escarpe: a) perfil longitudinal a lo largo de la remoción principal; b) perfil perpendicular a la zona alta del valle que muestra el deslizamiento secundario más grande; c) perfil perpendicular al valle cerca de la línea de costa. Extraído y modificado de Oppikofer et al. (2012). _____ 30

Figura 18: Volumen de todos los deslizamientos, se obtuvo según la diferencia entre la topografía actual y la pre-deslizamiento modelada por SLBL El V_{tot} corresponde al volumen de la remoción más el de los depósitos en el área de escarpe. Escala de colores representa la altura en metros del bloque deslizado. Extraído de Oppikofer et al. (2012). _____ 32

Figura 19: Espesor de los depósitos de la avalancha de roca de Punta Cola basados en el modelo SLBL. Volumen total se obtiene de la diferencia entre la superficie actual y la modelada. Escala de colores representa el espesor en metros de los depósitos. Extraído de Oppikofer et al. (2012). _____ 33

Figura 20: Interpretación de la secuencia de los deslizamientos en Punta Cola y sus trayectorias. Las letras A, B y C corresponden a los compartimientos del deslizamiento principal. Los números indican la secuencia de los eventos. Extraído de Oppikofer et al. (2012). _____ 34

Figura 21: Deslizamiento subaéreo y submarino de Punta Cola; a) Deslizamiento subaéreo de Punta Cola; b) Combinación de imágenes satelitales y batimétricas del deslizamiento Punta Cola, muestra deformación del suelo del fiordo producto del impacto de la avalancha de roca. Extraído y modificado de Hermanns et al. (2014). _____ 35

Figura 22: DEM generado por HR-TLS donde se muestran los perfiles en los que se toman los datos entregados por RAMMS junto con el bloque que se libera y genera la avalancha de roca de Punta Cola. __ 38

Figura 23: Progreso del flujo de la simulación 63 cada cierto tiempo. a) $t=0$. b) $t=30s$. c) $t=70s$. d) $t=170s$. e) $t=610s$. d) 1000s. Escala de colores representa la altura del flujo. _____ 41

Figura 24: Superposición del flujo generado por RAMMS de la simulación 63 en Google Earth cada cierto tiempo: a) $t=0$. b) $t=30s$. c) $t=70s$. d) $t=170s$. e) $t=610s$. d) 1000s. Escala de colores representa la altura del flujo. _____ 42

Figura 25: Visualización de la variación de la velocidad del flujo simulado cada cierto tiempo: a) $t=5s$. b) $t=20s$. c) $t=40s$. d) $t=55s$. e) $t=75s$. f) $t=90s$. Escala de colores representa la velocidad del flujo. _____ 43

Figura 26: Visualización del depósito generado a partir de la liberación del bloque C. Escala de colores representa la altura de este flujo. Zona roja corresponde los depósitos del flujo generado a partir de la liberación del bloque A+B que fueron agregados al DEM inicial. _____ 44

Figura 27: Alcances del flujo según la escala. a) flujo con la escala de colores que viene por default (hasta los 539 [m]). Depósitos con espesores menores a 10 [m] no se muestran. b) flujo con escala de colores hasta 100 [m]. Depósitos con espesores menores a 2 [m] no se muestran. _____ 48

Figura 28: Formas de tomar los datos del run-up: a) altura del flujo en cierto instante entregada por el gráfico del perfil longitudinal. b) altura máxima del flujo entregada por el gráfico del perfil. c) altura máxima del flujo entregada por el puntero. d) altura del flujo en cierto instante entregada por el puntero. Área gris del gráfico corresponde al espesor del flujo en ese instante, mientras que la línea verde representa la topografía de la quebrada previa al deslizamiento y la línea roja reproduce la altura del flujo multiplicada por 50 más la altura topográfica. _____ 49

Figura 29: Forma de tomar la altura de los depósitos. a) altura de los depósitos sin zoom in. b) altura de los depósitos con zoom in. Área gris del gráfico corresponde al espesor del flujo en ese instante, mientras que la línea verde representa la topografía de la quebrada previa al deslizamiento y la línea roja reproduce la altura del flujo multiplicada por 50 más la altura topográfica. _____ 50

Figura 30: Distribución de los depósitos modelados por RAMMS de la avalancha de roca de Punta Cola. Escala de colores representa el espesor de los depósitos. Área roja corresponde a los depósitos de la avalancha observados por Oppikofer et al. (2012). _____ 61

Figura 31: Velocidad máxima del flujo en cada punto de su trayectoria. Línea roja corresponde la ubicación del perfil longitudinal. Escala de colores representa la velocidad máxima del flujo. _____ 63

<i>Figura 32: Distribución de los depósitos modelados por RAMMS producto de la caída del bloque C. Escala de colores representa el espesor de los depósitos. Área roja corresponde a los depósitos del deslizamiento del bloque C según Oppikofer et al. (2012).</i>	64
<i>Figura 33: Dominio de cálculo, dentro de la línea verde, limita el área de interés reduciendo el tiempo de cálculo en comparación al dominio rectangular determinado por default. Extraído de Tutorial v1.5, RAMMS.</i>	82
<i>Figura 34: Información general</i>	83
<i>Figura 35: Parámetros de simulación y numéricos.</i>	84
<i>Figura 36: Parámetros friccionales.</i>	85
<i>Figura 37: Información de liberación.</i>	85
<i>Figura 38: Criterio de detención.</i>	86
<i>Figura 39: Simulaciones realizadas en RAMMS con los parámetros óptimos y volúmenes totales de 10.000 y 5.000 [m3].</i>	89
<i>Figura 40: Visualización de la variación de la presión del flujo simulado cada cierto tiempo: a) t=5s. b) t=20s. c) t=40s. d) t= 55s. e) t=75s. f) t=90s. Escala de colores representa la presión del flujo.</i>	90
<i>Figura 41: Visualización de la variación del momentum del flujo simulado cada cierto tiempo: a) t=5s. b) t=20s. c) t=40s. d) t= 55s. e) t=75s. f) t=90s. Escala de colores representa el momentum del flujo.</i>	91
<i>Figura 42: Visualización en 3D del depósito final de la simulación 63. Escala de colores representar la altura del flujo.</i>	91

Índice de Ecuaciones

<i>Ecuación 1: Resistencia friccional de Voellmy.</i>	24
<i>Ecuación 2: Resistencia friccional con inclusión de cohesión.</i>	24
<i>Ecuación 3: Aceleración centrífuga en función de la velocidad y curvatura del terreno.</i>	25
<i>Ecuación 4: Fuerza centrífuga.</i>	25
<i>Ecuación 5: Altura del run-up estimado por conservación de energía.</i>	63

Índice de Tablas

<i>Tabla 1: Datos utilizados para realizar la calibración del modelo en RAMMS. Extraído de Oppikofer et al. (2012).</i>	6
<i>Tabla 2: Datos de entrada y de salida que se utilizaron para realizar la primera calibración. Datos en rojo muestran la primera selección.</i>	39
<i>Tabla 3: Datos de entrada y de salida que se utilizaron para realizar la segunda selección. Datos en rojo muestran la simulación que mejor representa la realidad.</i>	40
<i>Tabla 4: Datos entregados por Oppikofer et al. (2012) y resultados obtenidos a partir de la simulación de la avalancha de roca de Punta Cola.</i>	41
<i>Tabla 5: Volúmenes de los compartimientos según Oppikofer et al. (2012) y los calculados en ArcGis.</i>	45
<i>Tabla 6: Volúmenes de los distintos bloques calculados en ArcGis, volúmenes de los flujos calculados por RAMMS y el error entre éstos.</i>	46
<i>Tabla 7: Volumen del flujo calculado por RAMMS según la resolución de la grilla para distintos bloques de liberación.</i>	47
<i>Tabla 8: Alturas del run-up según la forma en que éstas fueron tomadas.</i>	50
<i>Tabla 9: Alturas del run-up en el perfil longitudinal al variar el parámetro Xi.</i>	51
<i>Tabla 10: Alturas del run-up en el perfil longitudinal y en el perfil superior al variar el parámetro Mu.</i>	52
<i>Tabla 11: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar, Xi, Mu y Cs.</i>	53
<i>Tabla 12: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar Mu.</i>	55
<i>Tabla 13: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar el criterio de detención y los parámetros friccionales otorgados a la zona del fiordo.</i>	56
<i>Tabla 14: Altura de los depósitos en el perfil inferior al considerar el fiordo en el dominio del cálculo.</i>	56
<i>Tabla 15: Errores entre los resultados de la simulación 63 y los datos obtenidos por Oppikofer et al. (2012).</i>	62
<i>Tabla 16: Resumen de los parámetros friccionales de los casos modelados en RAMMS.</i>	65
<i>Tabla 17: Incorporación de un área de liberación en RAMMS.</i>	81
<i>Tabla 18: Datos levantados durante el trabajo en campo para ejemplo de aplicación del RAMMS.</i>	88
<i>Tabla 19: Estimación de velocidad y altura del flujo en ejemplo de aplicación del RAMMS</i>	88

Tabla 20: Valores de los parámetros friccionales obtenidos en ejemplo de aplicación del RAMMS. _ 88

Tabla 21: Altura y velocidad máxima obtenida con los parámetros friccionales óptimos en ejemplo de aplicación del RAMMS. _____ 89

Índice de Gráficos

<i>Gráfico 1: Volumen del flujo calculado por RAMMS con respecto a la resolución de la grilla.</i>	<i>37</i>
<i>Gráfico 2: Altura del flujo en ladera norte de la quebrada v/s Mu.</i>	<i>53</i>
<i>Gráfico 3: Altura de los depósitos en el perfil superior v/s Xi.</i>	<i>54</i>
<i>Gráfico 4: Altura de los depósitos en el perfil inferior v/s Xi.</i>	<i>54</i>
<i>Gráfico 5: Altura de los depósitos v/s Mu.</i>	<i>55</i>
<i>Gráfico 6: Volumen v/s Xi.</i>	<i>57</i>
<i>Gráfico 7: Volumen v/s Mu.</i>	<i>57</i>
<i>Gráfico 8: Volumen que llega al fiordo v/s Cs.</i>	<i>58</i>
<i>Gráfico 9: Volumen v/s Xi Mar.</i>	<i>58</i>
<i>Gráfico 10: Volumen v/s Mu Mar.</i>	<i>59</i>

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio propuesto

Chile, al ser un país tectónicamente activo, se encuentra vulnerable a distintos riesgos geológicos, entre los cuales lo más peligrosos son: terremotos, tsunamis, remociones en masa y erupciones volcánicas. El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) publicó el primer catastro nacional de desastres naturales entre los años 1980 – 2015, a pesar de que se excluyeron el terremoto de Iquique (2014) y los daños causados por las erupciones volcánicas, el número de fallecidos es al menos 1.000 personas y los daños alcanzan un costo de US\$32.000.000.000 en el periodo (SERNAGEOMIN, 2015). Son estas cifras las que refuerzan la necesidad de estudiar a profundidad las condiciones favorables para que tales desastres no ocurran y así salvaguardar la vida e integridad de las personas.

Debido al gran desnivel topográfico, más la alta actividad sísmica y las intensas lluvias ocasionales, que se observan en gran parte del país, las remociones en masa son el peligro geológico más recurrente. Una remoción en masa corresponde a un movimiento descendente por efectos de la gravedad de un volumen de material constituido por roca, suelo o por ambos (Cruden, 1991).

Unos de los casos importantes en el último tiempo es el ocurrido en el fiordo de Aysén, donde un enjambre sísmico que comenzó el 22 de enero de 2007 culminó el día 21 de abril del mismo año con un sismo principal de 6.2Mw a las 13:50 hora local en Punta Cola (Sepúlveda y Serey, 2009). Este terremoto causó diversas remociones de masas, como deslizamientos de roca, de suelo superficial y de suelo-roca. También se observaron avalanchas y caídas de rocas y flujos de detritos, (figura 1) (Sepúlveda et al., 2010). Los dos deslizamientos y avalanchas de rocas principales, Punta Cola e Isla Mentiroso, registraron volúmenes de material de 22,4 (Oppikofer et al., 2012) y 8 millones de m³ (Sepúlveda y Serey, 2009), respectivamente. Con tales volúmenes, más la alta velocidad de movimiento, se generó un tsunami que afectó a las comunidades de Puerto Aysén, Puerto Chacabuco y los centros de cultivo salmoneros, donde murieron 3 personas y 7 quedaron desaparecidas (Naranjo, 2009).

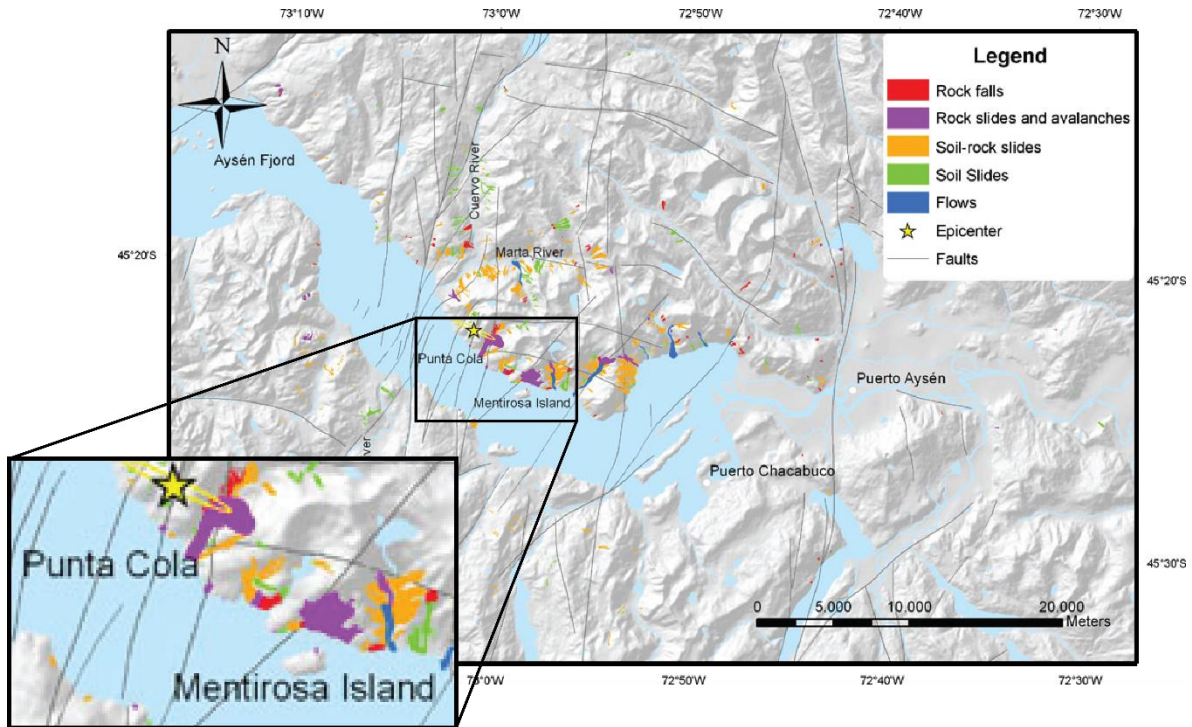


Figura 1: Mapa con deslizamientos gatillados durante el terremoto del 21 de abril del 2007. Traza de las fallas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Extraído y modificado de Sepúlveda et al., 2010.

1.2 Ubicación y Accesos

La zona de estudio se ubica en la XI región de Aysén, en las coordenadas $45^{\circ}23'7.10''S$ y $73^{\circ}0'35.37''O$, a 25 km al oeste de la ciudad de Puerto Aysén, en la Quebrada Punta Cola. Para acceder a la zona puede utilizarse tanto la vía aérea como la marítima, partiendo desde Puerto Aysén.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Simular en el programa RAMMS - Debris Flow la avalancha de roca que afectó a la zona de Punta Cola producto del terremoto del 21 de abril de 2007, con tal de determinar la aplicabilidad del programa, diseñado para simular flujos de detritos, a las avalanchas de rocas.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Realizar un análisis de las variaciones que presenta el volumen del flujo calculado por RAMMS al mejorar la resolución de la grilla de cálculo del programa y definir, así, la resolución óptima, tal que la diferencia entre este volumen y el volumen del bloque liberado sea mínima, sin perder rasgos importantes de la topografía.
2. Calibrar en RAMMS – Debris Flow los parámetros friccionales que determinan el comportamiento del flujo, μ (fricción seca) y ξ (fricción viscosa-turbulenta), y aplicarlos a la avalancha de roca de Punta Cola, comparándolos con los parámetros que caracterizan, según la bibliografía, a otras avalanchas de rocas similares.
3. Analizar la utilidad de parametrizar la avalancha en dos dominios distintos, la zona del fiordo y la zona de la quebrada, tal que los resultados de la simulación, como la altura de los depósitos y el volumen que llega al mar, se ajusten mejor a lo observado por Oppikofer et al. (2012).

1.4 Metodología

Para la realización del estudio se utiliza el DEM con resolución de 7 [m] y de dimensiones 2.000 por 1.500 [m] (figura 2), creado a partir de fotografía aérea. El bloque liberado de la remoción principal, en formato shape (figura 3), es generado mediante la metodología *Sloping Local Basal Level* (SLBL) por Oppikofer et al. (2012). Para correr las simulaciones es necesario separar el bloque de la remoción principal en el bloque conjunto A+B y el bloque C, ya que, según el mismo autor, esta remoción se produjo por el desprendimiento de 3 bloques (A, B y C) pero sólo los dos primeros formaron parte de la avalancha de roca de Punta Cola.

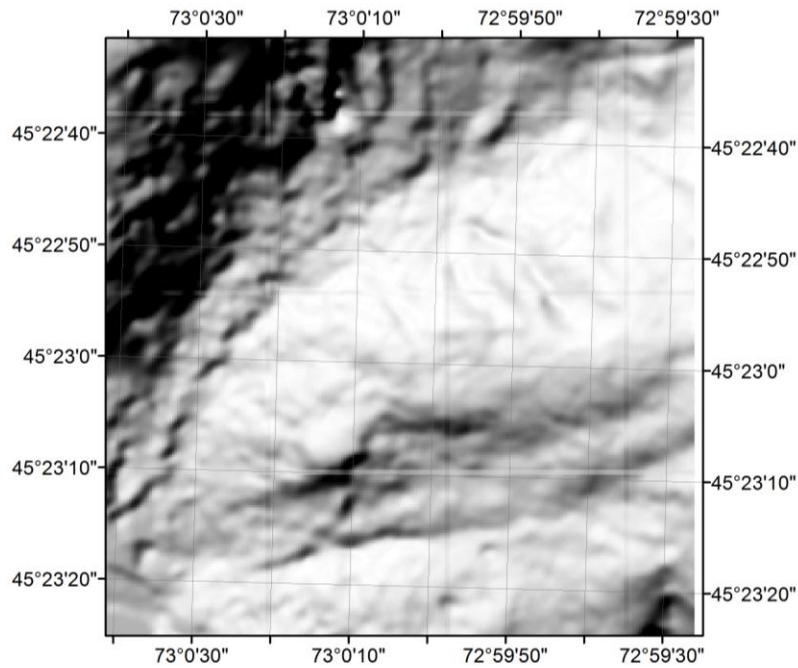


Figura 2: Hillshade del DEM utilizado como base en RAMMS.

Además, se puede agregar un dominio (línea verde) menor al que viene por default, que permita disminuir el tiempo de cálculo (figura 3).

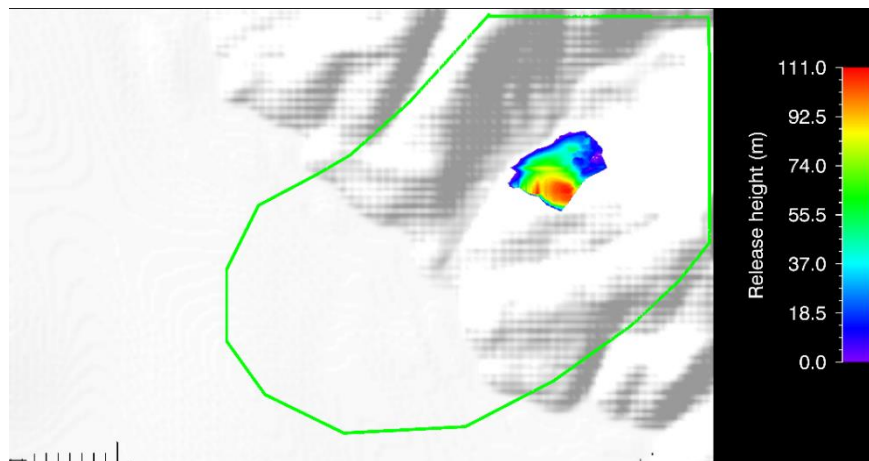


Figura 3: Input de las simulaciones que se utilizaron para realizar la calibración en RAMMS. Se muestra el bloque A+B como área de liberación sobre DEM generado a partir de fotografía aérea. Línea verde muestra el alcance del dominio de cálculo. Escala de colores indica la altura del bloque liberado.

1.4.1 Metodología para objetivo específico 1

Una vez ingresado el DEM, se utilizan los bloques A, A+B y A+B+C (figura 4) para analizar cómo varía del volumen del flujo calculado por el RAMMS al cambiar el volumen del bloque deslizado y al cambiar la resolución de la grilla. Se parte con el bloque más pequeño (A) y se corre la simulación 8 veces, variando sólo la resolución de la grilla entre los 7 y 20 [m]. Luego, se reitera el mismo procedimiento utilizando el bloque de volumen intermedio (A+B) y, finalmente, se usa el bloque de volumen mayor (A+B+C). Para cada una de las 24 simulaciones de debe obtener el volumen de flujo calculado, el cual es entregado por el programa y graficado con respecto a la resolución de la grilla para cada bloque liberado. Una vez obtenido el gráfico se determina la resolución óptima que se considerará para realizar la calibración del modelo.

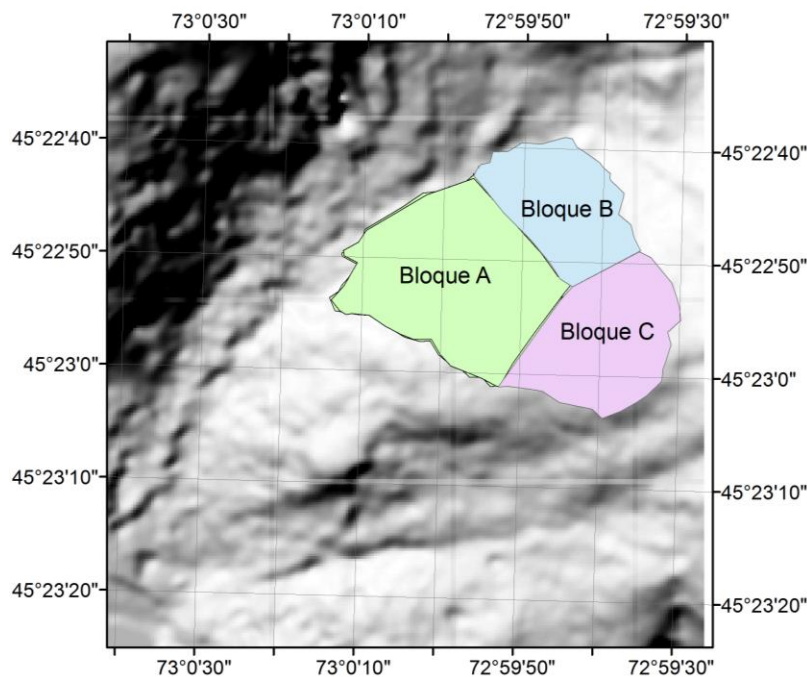


Figura 4: DEM mediante fotografía aérea de la quebrada Punta Cola junto con la ubicación de los bloques que se desprendieron durante el terremoto del 21 de abril de 2007.

1.4.2 Metodología para objetivo específico 2

Previamente a la calibración, es necesario conocer los datos que se utilizarán para comparar los resultados que se van obteniendo en las simulaciones. Éstos se consiguen a partir del trabajo realizado por Oppikofer et al. (2012), quien permite, a través de su investigación basada en modelos computacionales, obtener 5 datos para la calibración (tabla 1).

Tabla 1: Datos utilizados para realizar la calibración del modelo en RAMMS. Extraído de Oppikofer et al. (2012).

Investigación de terreno		Datos para calibración
Análisis de Pefiles	Altura del flujo en la ladera opuesta	Perfil Longitudinal: 150 m
		Perfil Superior: 180 m
Depositación del Material	Altura de depósitos en la parte superior e inferior del valle	Perfil Superior: 120 m
		Perfil Inferior: > 50 m
Estimación de Volumen	Volumen que llega al fiordo	66,5% del bloque A+B

Recién determinados los datos que se utilizarán como referencias, se comienza con la variación de los parámetros friccionales del modelo de Voellmy. Se escogen rangos arbitrarios para μ y ξ según la bibliografía (Hungry y Evans, 1996 y Sosio et al., 2008). En este caso se parte con valores, entre 0,1 y 0,4 para el primero y entre 100 y 600 [m/s^2] para el segundo parámetro. Luego de cada simulación, se deben observar las alturas del run-up en el perfil longitudinal y la altura que alcanza el flujo en el perfil superior (figura 5), además de las alturas de los depósitos que deja el flujo simulado en el perfil superior y en el inferior (figura 5). Con estos resultados se realiza la primera comparación con los datos de Oppikofer et al. (2012) (tabla 2) y se determina cuáles son las combinaciones de μ y ξ que mejor representan lo observado por el autor. Luego, con estos valores de primer orden se debe realizar la segunda parte de la calibración (tabla 3), donde se exportan los depósitos resultantes de simulaciones seleccionadas en formato ascii y se recortan en ArcGis, de tal manera que queden aislados los depósitos que se depositan en el fiordo, y calcular, así, el volumen que éstos tienen. Con los nuevos datos, se realiza una reelección de las 2 las combinaciones de parámetros friccionales que arrojan resultados más concordantes con lo observado por Oppikofer et al. (2012).

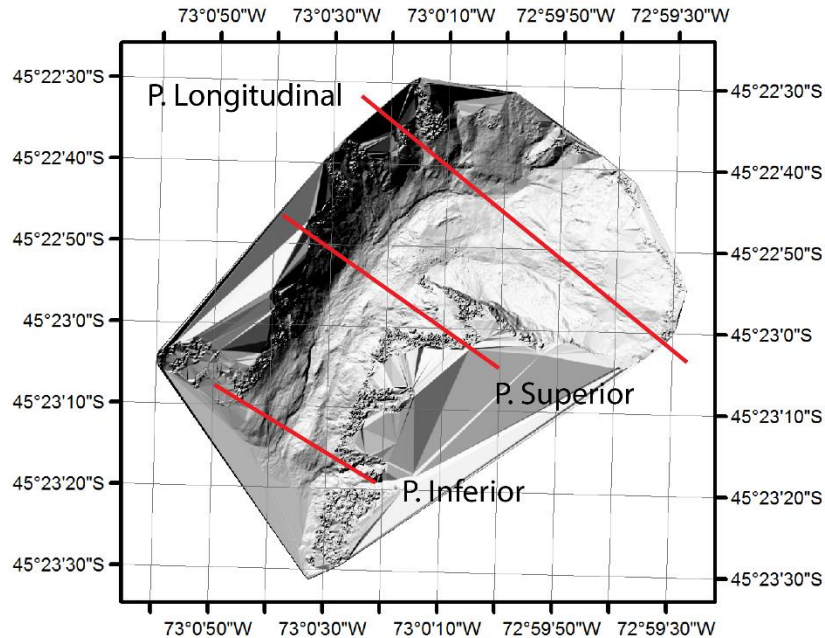


Figura 5: DEM generado por HR-TLS (High Resolution Terrestrial Laser Scanning) junto con los perfiles donde se toman los resultados de las simulaciones en RAMMS.

Finalmente, se lleva a cabo una calibración más fina, considerando el criterio de detención (Cs), un cuarto parámetro que debe variar entre 2 y 3%, según el tutorial.

Con los pasos anteriormente descritos ya realizados, se decide cuál es la mejor combinación de los parámetros friccionales más el criterio de detención, que simulan de forma más exacta la avalancha de roca de Punta Cola.

En resumen, la calibración del modelo consta de los 7 siguientes pasos:

- Determinación de la resolución óptima de la grilla
- Variación de los parámetros friccionales a gran escala
- Comparación de los resultados obtenidos con los datos de Oppikofer et al. (2012)
- Selección preliminar de las mejores combinaciones de parámetros
- Cálculo del volumen que llega al fiordo
- Variación más fina de los parámetros friccionales y manipulación del Cs.
- Determinación de la combinación de parámetros friccionales óptima

1.4.3 Metodología para objetivo específico 3

Para sectorizar y parametrizar la avalancha se divide en 2 zonas, la quebrada y el fiordo. A cada polígono se le otorgan distintos valores de parámetros friccionales, entre 0 y 1 para Mu (figura

6a) y entre 0 y 1500 [m/s²] para Xi (figura 6b). Luego, para cada simulación se observa la variación de la altura de los depósitos en el perfil superior y en el inferior (figura 5) y el porcentaje de material que llega al fiordo. Una vez realizada esta comparación, se determina la importancia de sectorizar la avalancha de roca.

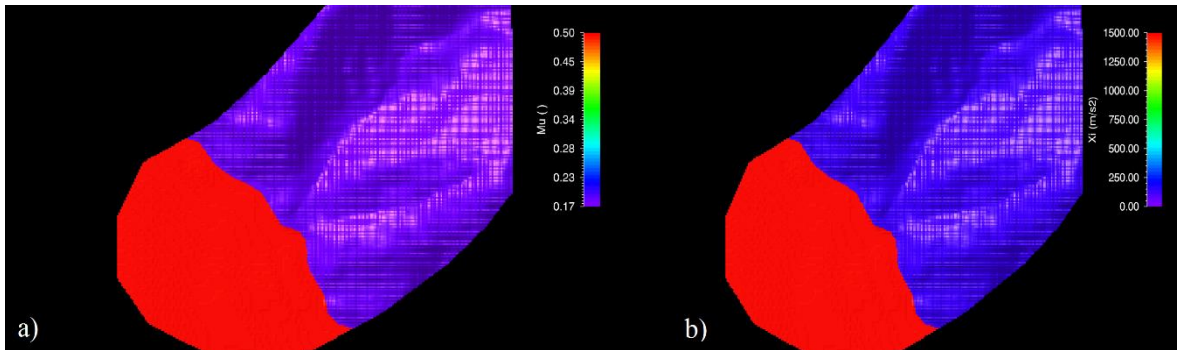


Figura 6: Ejemplo de la visualización de los parámetros friccionales de distintos dominios. a) valores de μ que se le dieron a los dos dominios utilizados; 0,17 para la zona de la quebrada y 0,5 para la zona del fiordo. b) valores de ξ que se le dieron a los dos dominios utilizados; 100 [m/s²] para la zona de la quebrada y 1500 [m/s²] para la zona del fiordo.

2 ANTECEDENTES

2.1 Marco Geológico

2.1.1 Generalidades

La unidad principal de la Cordillera de los Andes en el sur de Chile corresponde al Batolito Patagónico, el cual se extiende como un cinturón continuo entre los 40°S y 53°S (Pankhurst, 1999). Éste a su vez, se subdivide en los Batolitos Norpatagónico (BNP) y Surpatagónico (BSP).

Los Andes Patagónicos Norte se extienden entre los 40°S y los 47°S, como resultado de un magmatismo activo relacionado a subducción desde el Jurásico Medio. Una evidencia de este magmatismo es el Batolito Norpatagónico (BNP), el cual tiene edades que van entre el Cretácico Temprano y el Cenozoico Tardío (Pankhurst et al., 1999); además, del volcanismo trasarco entre el Jurásico y el Eoceno, y los volcanes holocenos de la Zona Volcánica Sur (ZVS).

La tectónica de placas entre el Jurásico Tardío y Cenozoico Tardío se encuentra caracterizada por un movimiento al oeste de la placa Sudamericana, en respuesta al movimiento hacia el este de las de Phoenix, Farallon y Nazca (Duncan y Hargraves, 1984; Pankhurst, 1999). A partir de los 50 Ma la subducción mantiene una dirección oblicua, exceptuando entre los 26 y 20 Ma que presenta una convergencia perpendicular al margen en respuesta al ajuste tectónico a causa del quiebre de la placa Farallon (Pilger, 1983; Pardo-Casas y Molnar, 1987). Este vector de convergencia oblicua explica una parte significativa de la deformación transpresional, en particular, la existencia de un sistema de falla inversa dextral paralela a la fosa: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Hervé, 1976; Cembrano et al., 1996; Rosenau et al., 2006; Lange et al., 2008). Este sistema de fallas corresponde a la estructura principal de la zona (Thiele et al., 1986) y se extiende por, al menos, 1000 Kms. A lo largo de este sistema de fallas se han encontrado evidencias de tectonismo transtensional y transpresional (Hervé, 1976; Hervé, 1994; Hervé et al., 1979; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993).

2.1.2 Geomorfología

El tercio más austral de Chile es una de las regiones más inhóspitas del mundo debido a su compleja morfología y clima. Fue sometida a una tectónica de hundimiento, causando una morfología litoral diversa debido a la entrada del mar por el llano Central, por los valles inferiores y por la Cordillera de la Costa. Como consecuencia, se generaron golfos, canales, estuarios, fiordos, entre otros. Las vías de aguas entrelazan islas y archipiélagos, únicas formas positivas de relieve (Börgel, 1983).

La Patagonia, a escala regional, se puede caracterizar en distintas unidades geomorfológicas dependiendo del autor. Según Börgel (1983), la Cordillera de los Andes se encuentra constituida por 3 unidades, la Precordillera, la cordillera principal y la zona de archipiélagos. Para otros autores, como Arqueros (2004), también hay 3 unidades principales, ya que agrupa en una gran unidad la Precordillera con la Cordillera Principal y agrega otra correspondiente a la zona de Las Pampas (figura 7), mientras que otros subdividen el área en 4 unidades geomorfológicas, ya que consideran una zona Extraandina, como se muestra en la figura 8 (Universidad de Chile, 2009).

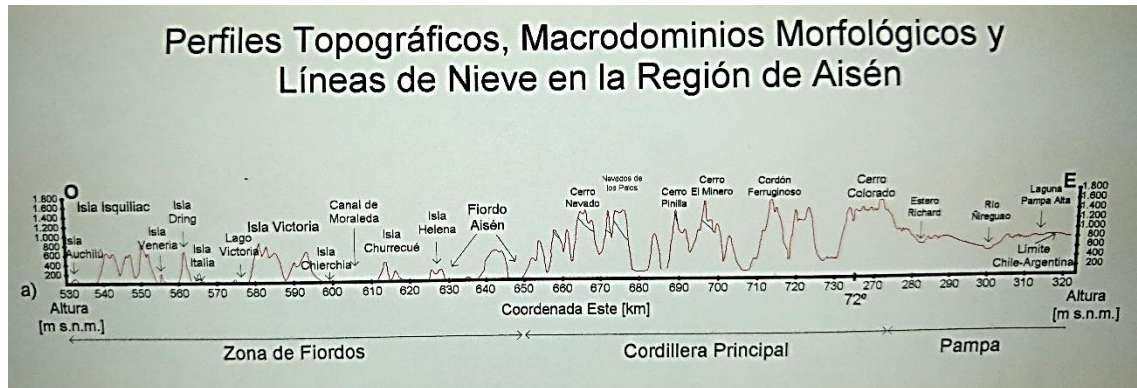


Figura 7: Transecta en la Región de Aysén desde el Océano Pacífico hasta el límite Chile-Argentina. Líneas rojas indican la topografía y líneas azules las nieves. Se muestran los dominios morfológicos reconocidos. Extraído de Arqueros (2004).

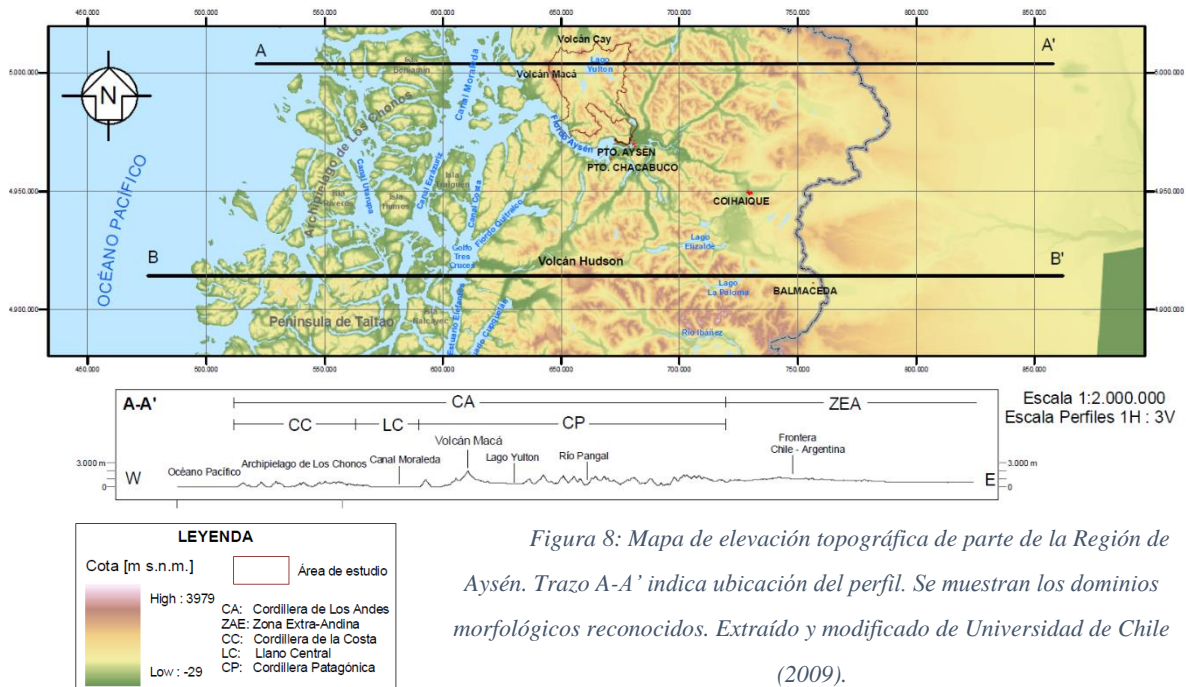


Figura 8: Mapa de elevación topográfica de parte de la Región de Aysén. Trazo A-A' indica ubicación del perfil. Se muestran los dominios morfológicos reconocidos. Extraído y modificado de Universidad de Chile (2009).

La zona de archipiélagos y penínsulas, comprendido entre la isla Guafo y la Punta Tres Montes, en la Península de Taitao, corresponde a la continuación de la Cordillera de la Costa (Brüggen, 1936). Esta península se encuentra unida al continente mediante el istmo de Ofqui (Börgel, 1983). La principal altura de la zona es la isla Cuptana con 1690 msnm. Las alturas inferiores a la cota 1000 son más numerosas y dispersas, lo cual indica una denudación orográfica costera (Börgel, 1983).

El llano Central se extiende desde el seno de Reloncaví hasta el istmo de Ofqui en el eje N-S, sin embargo, se encuentra principalmente bajo el nivel del mar debido al hundimiento que ha experimentado la zona, tanto así, que los relieves positivos destacable son muy pocos, uno de ellos se encuentra en el extremo suroriental de la Península de Taitao (Börgel, 1983).

El dominio de la Zona de Fiordos, con valles de paredes abruptas producto de la erosión glacial cuaternaria que luego fue inundado por el mar (Arqueros, 2004), dejó al descubierto el basamento cristalino. Además, esta zona se encuentra afectada por tectónica de fallamiento con orientación SE-NW y NE-SW (Novoa, 1990). Los sedimentos que cubren el fondo de la cuenca del fiordo de Aysén presentan una estructura laminar (ritmitas) y morfológicamente son explanadas, debidas a una sedimentación en un ambiente tranquilo (Araya-Vergara, 2008). Son estas estructuras las que presentan dislocaciones y evidencian procesos de rupturas en el fiordo, permitiendo las deformaciones a las que se vieron sometidas desde la Última Glaciación (Araya-Vergara, 2011). Excepcionalmente, se encuentran morrenas submarinas (Araya-Vergara, 2008).

Por otra parte, las cordilleras patagónicas representan el relieve positivo que se encuentra al Este del sector insular y de los grandes canales australes en el eje N-S. Esta unidad se extiende casi ininterrumpidamente desde el canal Comapu por el Norte, frente al Golfo de Ancud, hasta la Cordillera de Darwin por el Sur. Las Cordilleras Patagónicas, a medida que se ven más fragmentadas por efecto del progresivo hundimiento, son estrechadas hacia el Este por el correspondiente avance de las Cordilleras insulares. En el sector sur del fiordo de Aysén, estas cordilleras se encuentran fuertemente erosionadas por la actividad glacio-fluvial de grandes ventisqueros y ríos (Börgel, 1983). Mediante un análisis digital del paisaje se determinó que este tipo de erosión es el mayor contribuidor a la denudación desde los 7 Ma aproximadamente (Thompson, 2002), cuando comienza una marcada aceleración en la erosión, junto con la glaciación Patagónica (Whipple, 2009) y el retiro del frente de deformación hacia el oeste (Ramos, 2005).

Finalmente, la zona extraandina se encuentra parcialmente representada en Chile, ya que mayoritariamente se presenta en Argentina. Con escaso relieve, las alturas varían entre 400 y 700 m y el relleno corresponde, principalmente, a depósitos glaciales, fluvio-glaciales y glaciolacustres (Niemeyer et al., 1984).

2.1.2.1 *Geomorfología local*

La quebrada de Punta Cola se caracteriza por un sustrato de rocas intrusivas en un valle en forma de U debido a la erosión glaciaria con valle fluvial sobreimpuesto en la parte más baja. Puede presentar un suelo volcánico, desarrollado en depósitos de tefra, y vegetal de espesor, generalmente, menor a 2 [m], el cual disminuye en laderas de mayor pendiente (Universidad de Chile, 2009).

Además, se encuentran abanicos y conos aluviales de sección cónica, ubicados al pie de quebradas con pendientes entre 5 y 10° y en la desembocadura del río, compuestos por depósitos de flujo de detritos y barro. También, se aprecian conos y depósitos coluviales, ubicados a los pies de laderas de altas pendientes, originados por la removilización de detritos producto de la gravedad (Universidad de Chile, 2009).

Por otro lado, se encuentran depósitos de remoción en masa que forman cuerpos irregulares ubicados en laderas de altas pendientes y a los pies de éstas, formados por depósitos de deslizamientos de roca y suelo de espesores variables. Junto con éstos, se observan depósitos de flujos que rellenan pequeñas quebradas laterales al valle (Universidad de Chile, 2009).

Al lado este del valle se aprecian lineamientos asociados a escarpes y que afectan rasgos geomorfológicos glaciares, fluviales y volcánicos. Además, en la parte alta de la quebrada de Punta Cola se observan escarpes, lo cuales corresponden a rasgos alargados caracterizados por el cambio local abrupto de la geomorfología, con pendientes entre 15 y 30°, y que se encuentran asociados a la actividad tectónica reciente, a la erosión glacial o fluviales (Universidad de Chile, 2009).

Finalmente, se observa una falla con rumbo N-S que atraviesa el valle de Punta Cola, y otra, de rumbo casi E-W, que intersecta a esta directamente al sur de la remoción principal que originó la avalancha de roca en estudio (Universidad de Chile, 2009).

2.1.3 *Hidrografía*

La hoya hidrográfica principal del sector corresponde a la del Río Cuervo, la cual se ubica a 30 km al norponiente de Puerto Aysén, aproximadamente. Esta hoya comprende un área de 704 km², delimitada en el norte por la cadena montañosa del volcán Cay, al este por las cuencas de los ríos Tabo y Arredondo, al sur oriente por la cuenca del Río Marta y al sur poniente por el volcán Macá y con la cadena de montañas que nacen desde su ladera sur, y que, además, forman la divisoria de aguas entre el río Cuervo y el fiordo Aysén (Universidad de Chile, 2009).

La quebrada Punta Cola se encuentra al sur de las cuencas hidrográficas principales, directamente en contacto con la del Río Marta, en un valle con un estero intermitente.

2.1.4 Litología

2.1.4.1 *Batolito Norpatagónico*

El Batolito Norpatagónico (BNP) junto con el Surpatagónico corresponde a uno de los batolitos más grandes del planeta. La evolución magmática del BNP se refleja en diversos eventos plutónicos identificados por distintos métodos radiométricos (Suárez y De La Cruz, 2001). Al lado occidental del BNP se encuentra un complejo de subducción de edad Paleozoico Tardío, mientras que al lado oriental se presenta la Formación Ibáñez de edad Jurásica.

Se reconocen 3 eventos plutónicos principales, como se observa en la figura 9 (Pankhurst, 1999):

- Cretácico: principalmente se encuentran granodioritas metaluminosas y tonalitas.
- Mioceno Temprano: granitos peraluminosos.
- Mioceno-Plioceno Tardío: granitoides compuestos por diversas litologías que van desde gabro hasta granito.

Como se observa en la figura 9, el área de estudio se encuentra en rocas plutónicas de edad cretácica media, al igual que la mayoría de la Cordillera Principal de esta región (Pankhurst, 1999). El granito Largo Verde, ubicado cerca del contacto este del batolito, está compuesto por monzogranitos rosados, isotrópicos y leucocráticos, asociados a tonalitas de anfíboles y biotitas, dioritas y gabros (Cortés, 1996).

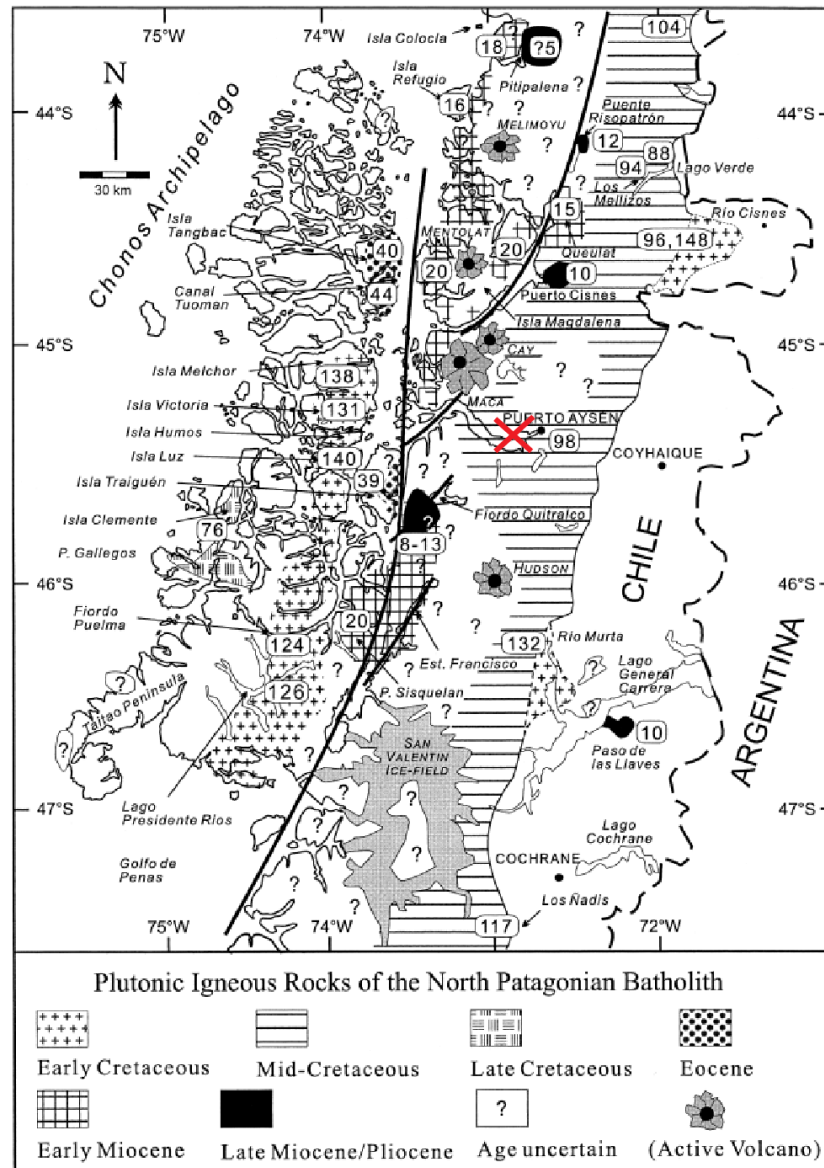


Figura 9: Mapa geológico de la Región de Aysén, sur de Chile, mostrando la distribución de los plutones granitoides que fueron datados por el método Rb-Sr. Traza de color negro corresponde a la ZFLO, puntos negros representan los volcanes activos de la zona y cruz roja indica la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Pankhurst (1999).

2.1.4.2 Depósitos no consolidados

Los principales depósitos no consolidados (figura 10) que se observan cercanos a la zona de estudio fueron clasificados en 3 subgrupos (Universidad de Chile, 2009):

- Depósitos morrénicos (incluye glaciares de roca y depósitos originados por solifluxión)
- Depósitos aluviales y fluviales (incluye depósitos glacio-fluviales, lacustres, de llanura de inundación y planicies y deltaicos)
- Depósitos coluviales y de remoción en masa

Los depósitos morrénicos se forman cuando el glaciar arranca los materiales a lo largo de su trayecto, los transporta y, finalmente, los deposita (Sánchez et al., 2007). Estos depósitos están formados por depósitos masivos de bloques, bolones y grava en matriz de arena y finos, con escasa o nula estructura. Si bien no se observan cuerpos de importancia, sí se presentan cuerpos menores asociados a lagos de circos glaciales en altura, como, por ejemplo, en alturas entre el fiordo de Aysén y el río Arredondo, que exhiben evidencias de retrabajo por procesos de sedimentación aluvial y/o fluvial. Además, se encuentran glaciares de roca derivados de la acción periglacial y depósitos generados por procesos de solifluxión en sectores sin nieve eterna, dentro del ambiente periglacial (Universidad de Chile, 2009).

Luego, los depósitos aluviales y fluviales se componen de gravas y arenas con clastos bien redondeados, y llegan a tener una potencia variable de hasta decenas de metros. Otros depósitos aluviales y fluviales ocurren en llanuras de inundación y planicies y se encuentran compuestos por gravilla bien redondeada, arena y finos. Además, se encuentran sedimentos aluviales en los abanicos ubicados al pie de quebradas y desembocaduras de ríos, compuestos por depósitos de flujo de detritos y barro, constituidos por bloques y grava angulosa a subredondeada y matriz de arena. También se consideran los depósitos deltaicos compuestos por arena y grava fina a media ubicados en la desembocadura de ríos que desaguan en el fiordo de Aysén (Universidad de Chile, 2009).

Finalmente, los depósitos coluviales abundan en el área de estudio, principalmente al pie de laderas, donde la morfología de los valles es más abrupta (Universidad de Chile, 2009). Se han reconocido hasta 3 generaciones de conos, de las cuales la más antigua corresponde al periodo anaglacial del último avance de los hielos en la zona (Niemeyer, 1984). Los deslizamientos de suelo y roca se encuentran favorecidos en la Cordillera Patagónica por las abundantes precipitaciones que desestabilizan el suelo en las pendientes (Niemeyer, 1984). Los depósitos de las remociones en masas se componen, a grandes rasgos, por bloques angulosos, barro y troncos de árboles quebrados. (Universidad de Chile, 2009).

- 2 lineamientos principalmente rectos, con rumbo NNE y con centenares de kilómetros de largo.
- Al menos 4 lineamientos rectos, con rumbo NE, con forma en échelon y con un largo del orden de decenas de kilómetros.
- 3 lineamientos curvos, cóncavo el suroeste, con rumbo NNW y centenares de kilómetros de largo.

Los dos primeros lineamientos van desde los 39°S a los 44°S y de los 44°S a los 47°S. La separación observada a los 44°S se debe a un desplazamiento lateral entre los lineamientos, sin embargo, éstos se encuentran unidos por la serie de lineamientos en échelon (Cembrano, 1996). Esta configuración representa un típico duplex de rumbo (Woodcock y Fischer, 1986).

La historia del ZFLO pudo haber comenzado en el Mesozoico (Pankhurst, 1992). Si bien, el sentido del cizalle inicial se desconoce, éste podría haber sido de tipo sinistral (Scheuber, 1994), evidenciado en milonitas pre-oligocénicas en la sección norte de la ZFLO. Luego, entre el Eoceno y el Mioceno (48-26 Ma) la subducción de la placa de Nazca pasó a ser dextral-oblicua (Pardo-casas & Molnar, 1987), por lo que pudo reactivar o iniciar una falla de rumbo dextral. El régimen tectónico debió ser transtensional, permitiendo el desarrollo de cuencas extensionales y del dúplex de rumbo (Hervé, 1993). A los 20 Ma, la convergencia de placas vuelve a ser dextral-oblicua, pero con un menor ángulo (Pardo-casas & Molnar, 1987), y junto a un alto acopamiento, debido a una placa oceánica joven y boyante de la Dorsal de Chile, el régimen tectónico cambia a transpresional dextral a lo largo del arco magmático (Jarrard, 1986; Beck, 1991).

Cabe destacar la relación entre los volcanes cuaternarios y los principales lineamientos de la ZFLO. En la parte norte, la mayoría de los volcanes se encuentran alineados sobre el segmento N-S de la zona de falla, mientras que, en el sur, a la altura del dúplex, éstos se encuentran sobre los segmentos en échelon con rumbo N-E (Cembrano, 1996).

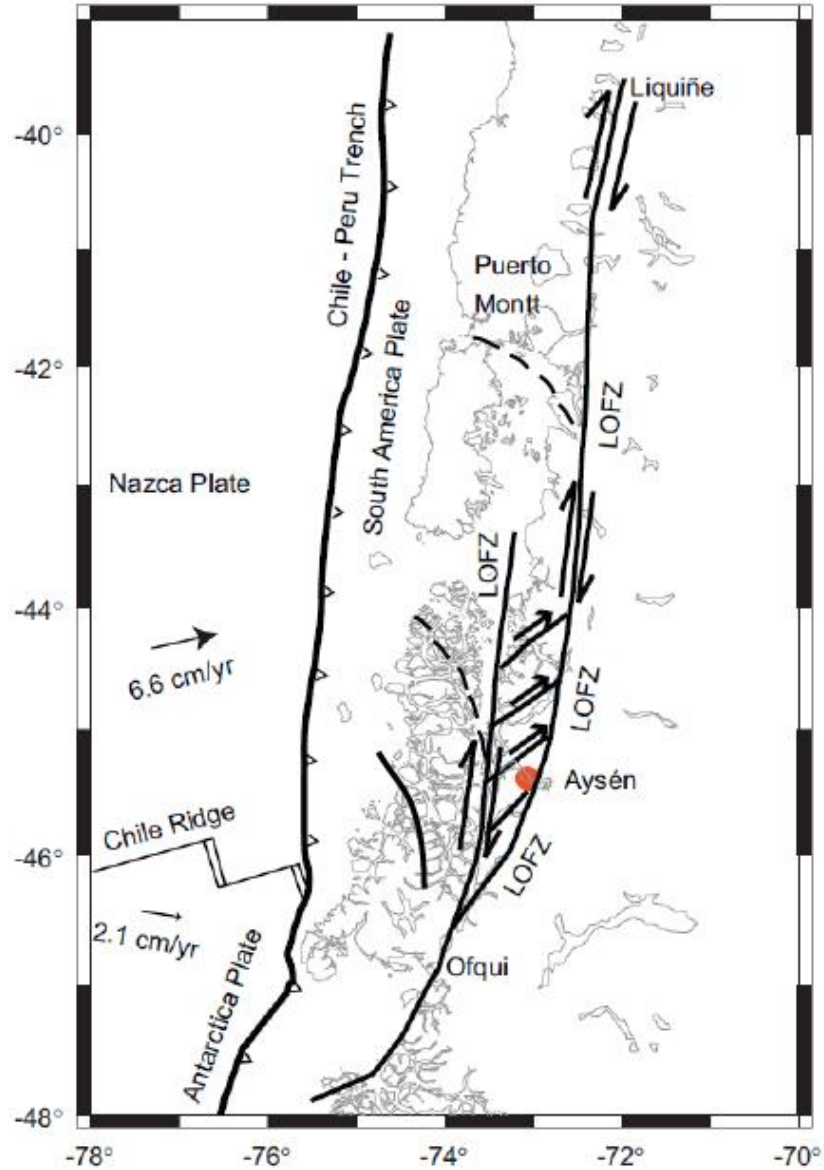


Figura 11: Contexto tectónico de la ZFLO. Punto rojo indica la ubicación de Puerto Aysén. Modificado de Legrand et al., 2011.

2.2 Marco Sismo-tectónico

La subducción andina en el margen centro-sur de Chile produce largos e intensos terremotos ($M_w \leq 9.5$) a lo largo de la interface de placas. Dentro de los eventos recientes se encuentra el de Concepción en 1835, con un M_w de 8.5 (Lomnitz, 1971; Beck *et al.*, 1998), el del Maule 2010 con un M_w de 8.8 (Madariaga *et al.*, 2010; Farías *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2011;

Vigny *et al.*, 2011) y el de Valdivia 1960 con un Mw medido de 9.5 (Plafker y Savage, 1970; Kanamori, 1977; Cifuentes, 1989). Mientras que los terremotos de Concepción y Maule rompieron caso 500 kms a lo largo del margen de subducción desde la parte norte de la Península de Arauco, el de Valdivia llegó a los 1000 kms de extensión desde la parte sur de la misma península hasta el punto triple, lo cual coincide con el largo latitudinal que abarca la ZFLO (Plafker y Savage, 1970; Barrientos y Ward, 1990; Melnick *et al.*, 2009).

El tamaño de los terremotos y la ocurrencia de sistemas de fallas activos dependen del stress local y regional, cinemática de las fallas y arquitecturas de éstas (Scholz, 1982; Wells y Coppersmith, 1994; Caine *et al.*, 1996; Kim *et al.*, 2004). Una cercana relación entre las fallas cuaternarias y la actividad volcánica a lo largo del sistema de fallas (Lara *et al.*, 2008; Cembrano y Lara, 2009) sugiere que la circulación de fluidos con una posible componente magmática puede ser importante a la hora de generar terremotos a lo largo de esta zona de falla (Legrand *et al.*, 2011).

La historia tectónica reciente de la Patagonia Andina incluye terremotos como el enjambre sísmico de 2007 (figura 12), el cual se encontró asociado a la falla principal del ZFLO (Barrientos *et al.*, 2007; Comte *et al.*, 2007; Cembrano *et al.*, 2007; Mora *et al.*, 2008; Legrand *et al.*, 2011). Desde enero de ese año, se produjeron miles de terremotos superficiales con un hipocentro ubicado a 9 – 10 km de profundidad, según una red de monitoreo desplegada en el Fiordo de Aysén y alrededores (GUC, 2007; Barrientos *et al.*, 2007; Legrand *et al.*, 2011). Después del terremoto de Mw5.3 ocurrido el 23 de enero, las magnitudes máximas fueron creciendo con el paso del tiempo durante los 3 meses siguientes (Legrand *et al.*, 2011), hasta el día 21 de abril cuando se alcanzó un peak de Mw6.2, lo cual gatilló los deslizamientos de rocas de Punta Cola e Isla Mentirosa (Sepúlveda y Serey, 2009), y un total de más de 500 remociones en masa en la zona cercana al epicentro (Sepúlveda *et al.*, 2010).

Según la sincronización, magnitud y distribución energética de la sismicidad, junto con el mecanismo focal de los 6 mayores sismos, el enjambre se interpretó como el resultado de movimiento de fluidos que al mismo tiempo reactivaron las fallas de rumbo y las normales de las ZFLO (Legrand *et al.*, 2011).

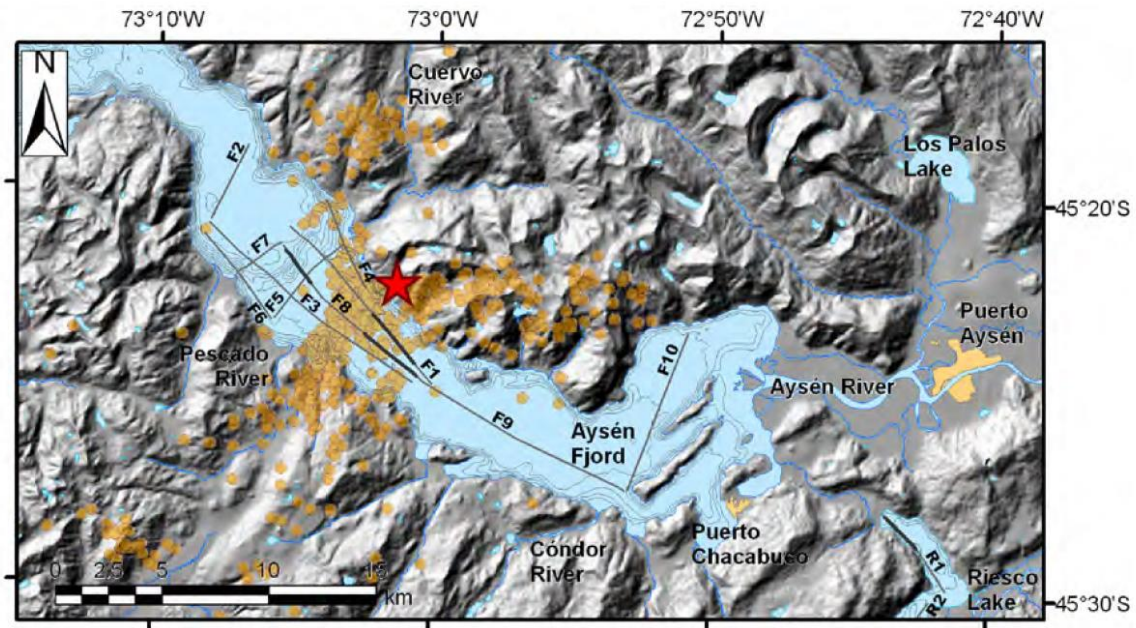


Figura 12: Relieve submarino y subaéreo mostrado por un DEM basado en las hojas topográficas 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM) y en la información batimétrica del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). La figura muestra la ubicación de los epicentros sísmicos del enjambre (círculos color mostaza), el epicentro del terremoto de Mw6.2 (estrella roja), según GUC (2007) y Legrand et al (2011) y los perfiles sísmicos usando un dispositivo de 3.5 KHz. Extraído de Vargas et al. (2013).

2.3 Marco Teórico

2.3.1 Avalancha de Roca

2.3.1.1 Definición

El primer nombre que recibió este tipo de remociones en masa fue el de Heim (1932), quien le otorga el nombre en alemán de “Sturzstrom” (corriente de colapso), pero idealmente se debería distinguir según la movilidad de la remoción, siguiendo una progresión desde caída de roca (Felssturz), pasando por avalancha de roca (Bergsturz), hasta Sturzstrom (Hutchinson, 2006). Mientras que para Hungr et al. (2014) una avalancha de roca es un movimiento como flujo extremadamente rápido y masivo de roca fragmentada a partir de un gran deslizamiento o caída de roca.

2.3.1.2 *Mecanismos de Generación*

La mayoría de las fallas de talud en rocas masivas son planares, manteniendo a favor de la pendiente, deslizamientos de roca o avalancha de roca, empezando con una caída y su consecuente trayectoria a lo largo de grandes distancias. Como señala Strom (2006), las condiciones iniciales pueden tener un efecto importante en el comportamiento y en la estructura interna del deslizamiento de roca.

La rotura inicial de la masa de roca que cae o desliza ocurre por la apertura de una diaclasa preexistente u otras discontinuidades que forman distintos bloques. A medida que aumenta la velocidad, las colisiones entre los bloques y entre éstos y el suelo comienzan a incrementarse y producen su destrucción (Hutchinson, 2006).

2.3.1.3 *Transporte y Emplazamiento*

Partiendo por Heim (1932), muchos autores concuerdan con que las grandes avalanchas de rocas muestran una movilidad que excede por lejos una esperada para un flujo friccional, seco con fragmentos angulosos de roca, además, de ir aumentando sistemáticamente con el volumen de la remoción (Hungry et al., 2014). Sin embargo, este último no es el único factor que afecta a la movilidad, también, es posible que lo hagan características especiales del material rocoso (Hutchinson, 2002) o el arrastre de material saturado del camino (Hungry y Evans, 2004b).

La masa de la avalancha se mantiene seca durante el movimiento debido a la extensa fragmentación que genera grandes espacios de poros que no pueden ser llenados con agua durante el corto tiempo que dura el evento (Hungry et al., 2014). Sin embargo, se ha visto que las avalanchas se mueven sobre un colchón de materia saturada que fue arrastrado por esta misma y licuefactado por la rápida carga de peso de los detritos (Hungry y Evans, 2004b).

Significativas evidencias muestran una tendencia hacia una fuerte gradación inversa en los depósitos de las avalanchas de rocas (Hutchinson, 2006), ya que se encuentran dos capas, la superior compuesta por bloques y gravas, y la inferior por roca destrozada de tamaño arena (Abdrakhmatov y Strom, 2006). Generalmente, la capa basal es de menor espesor que la sobreyacente, puede hasta encontrarse ausente. Sin embargo, es sumamente extraño este último caso (Abdrakhmatov y Strom, 2006). El espesor relativo de estas dos capas varía considerablemente en los depósitos de la misma avalancha y con respecto a otras avalanchas también (McSaveney, 2002). Distintos trabajos a partir de Heim (1932), han comentado que cuando una avalancha involucra dos o más litologías, la sucesión de capas en los depósitos se preserva, indicando ausencia de mezcla interna (Hewitt, 2002). Además, Abdrakhmatov y Strom (2006) reportan que, en su zona de estudio, esta ausencia de mezcla se observa en la capa de grano grueso y en la de grano fino. Strom (2006) reconoce dos tipos de preservación litoestratigráfica, A y B. La primera indica que la secuencia realmente se mantiene durante el

deslizamiento, ya que este se mueve como una sola unidad, mientras que la segunda la parte trasera del deslizamiento se monta sobre la delantera, manteniendo el orden estratigráfico. En varios casos, el promedio de espesor de los depósitos de una avalancha de roca va entre los 10 y 30 m a lo largo de trayecto recorrido, sin embargo, también hay algunos casos, donde el promedio es de un orden de magnitud mayor.

2.3.1.4 Rango de Volúmenes y Velocidades

Parámetros importantes que controla la energía del deslizamiento son el volumen y el peso de la roca y la altura y escarpado del descenso. Además, es necesario diferenciar entre el volumen de roca sólida involucrada en la falla de la ladera y el volumen de los detritos producto de la fragmentación asociada a un “*Bulk Factor*” (Hutchinson, 2006).

Distintos autores estiman un valor mínimo para el volumen de los detritos que permita una avalancha con movilidad de 5 Mm³ (Hsü, 1975), 10 Mm³ (Davies et al., 1999) y desde 1 a 10 Mm³ (Kilburn, 2001). Los volúmenes de los detritos en la literatura son bastantes cuestionables, por falta de claridad o por la inherente dificultad para estimarlos, en parte, debido a la falta fotogramétrica de la parte superior del deslizamiento (Hutchinson, 2006).

Como las avalanchas de rocas, generalmente, no tienen testigos, se utilizan métodos indirectos para estimar su velocidad, como interpretación de la signatura sísmica del deslizamiento (Hutchinson y Kojan, 1975), inferencias a partir de la elevación de los detritos en las curvas de la trayectoria (Evans et al., 1989) y de la altura que alcanzan los detritos al enfrentar la pendiente opuesta del valle (Hutchinson y Kojan, 1975).

2.3.1.5 Modelos del movimiento de una avalancha de roca

El problema de modelar una avalancha de roca consiste principalmente en cómo explicar que detritos secos de roca, con un ángulo de fricción interna (ϕ') cercano a 35°, puedan correr a velocidades que exceden los 50 m/s por laderas de pendientes suaves y por distancias que alcanzan los 10 km o más. Se han desarrollado varios modelos sobre el movimiento de las avalanchas de rocas (Erismann, 1979; Davies, 1982; Melosh, 1987; Hungr, 1990; Kilburn, 2001; Legros, 2002). Un ejemplo ha sido el colchón de aire de Shreve (1968) y la fluidización por aire de Kent (1966) que, en general, ya no son aceptadas. Sin embargo, hay otros modelos que tienen mayor aprobación, por lo que Kilburn (2001) los dividió en dos clases principales: los que involucran un mecanismo externo para aumentar la movilidad, como carga sin drenaje donde la descarga de detritos es en un sustrato completa o parcialmente saturado (Hutchinson, 1971), o fusión de la roca en la superficie de falla en deslizamientos muy profundos (Erismann et al., 1977), y aquellos en los que la movilidad se relaciona con la interacción entre los fragmentos (Heim, 1932; Hsü, 1975; Melosh, 1987; Campbell, 1989).

Las 3 sugerencias más comunes han sido: fluidización mecánica (McSaveney, 1978; Davies, 1982), fluidización acústica (Melosh, 1979) y flujo dispersivo de granos (Heim, 1882; Bagnold, 1954; Hsü, 1975), estos últimos mecanismos se diagraman en la figura 13. Y a estos, la fragmentación se ha sumado recientemente (Davies et al., 1999, Davies y McSaveney, 2002; McSaveney y Davies, 2006).

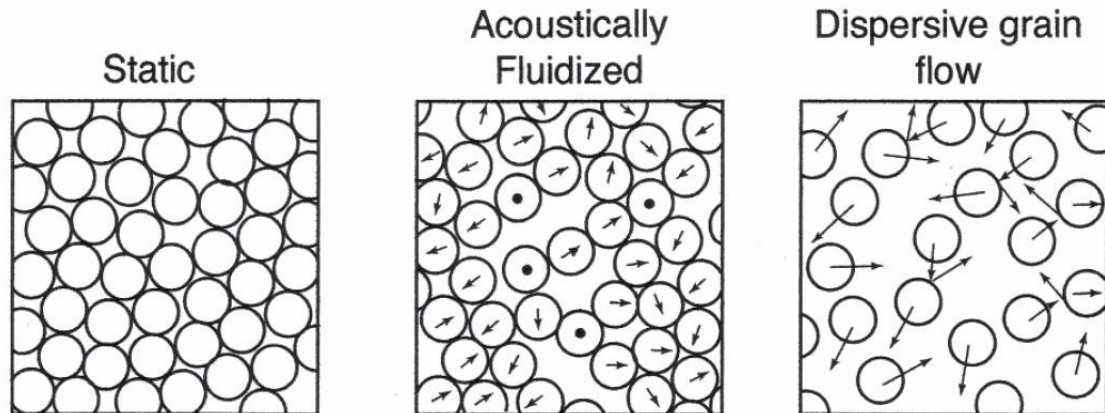


Figura 13: Fábrica diagramáticas en masas granulares. Extraído de Melosh, 1987.

Para Hutchinson (2006), ni la fluidización mecánica ni la acústica explican la gran movilidad y las altas velocidades de las avalanchas de rocas, por lo que sería necesario una suspensión de la fricción interpartículas, como la que ofrece el flujo dispersivo de granos, el cual tiende a concentrarse en la región basal donde la tasa de deformación por cizalle es alta (Hutchinson, 2006).

Un apoyo teórico al mecanismo del flujo dispersivo de granos lo realizó Campbell (1989), demostrando 2 puntos claves a través de simulaciones computacionales de la dinámica de las partículas en dos dimensiones, como que el material granular, al deslizarse por un plano inclinado, tiende a formar una capa delgada de baja concentración de partículas fuertemente agitadas, sobre la cual viaja el cuerpo del material de la remoción; y, que este mecanismo es suficiente para explicar la reducción de la fricción. Campbell apunta que este mecanismo es similar a la desacreditada teoría del colchón de aire, excepto que la capa de aire es reemplazada por una capa de partículas dispersas y agitadas que son caracterizadas como un “vapor pesado” (McSaveney y Davies, 2006).

Por otro lado, Wolf et al. (1999) indica que granos y polvo secos agitados, generalmente, presentan carga eléctrica, por lo que Hutchinson (2006) expone la duda si es que estas cargas, al encontrarse en la capa dispersada, pueden jugar un rol importante en la dinámica de las avalanchas de roca.

2.3.1.6 Ecuaciones de simulación en RAMMS

El programa RAMMS se encuentra físicamente basado en un modelo dinámico que utiliza un esquema de volumen finito para resolver ecuaciones en 2-D de aguas someras (Schneider et al., 2014). La resistencia a la fricción en las direcciones de x e y es descrita por el modelo de fricción de fluido de Voellmy, el cual se encuentra basado en la aproximación de Voellmy-Salm (Salm et al., 1990; Salm 1993). La elección de los parámetros de fricción requiere de una delicada calibración del modelo a través de datos de terreno, fotografías del sector de la trayectoria, estimaciones o medidas de la velocidad y altura del flujo y composición de la roca.

La ley de Voellmy divide la resistencia friccional en dos partes: fricción seca de Coulomb (μ), la cual se escala con el stress normal, a veces se expresa como la tangente del ángulo de fricción interna y domina en el comportamiento del flujo cuando éste está por detenerse, y la fricción viscosa-turbulenta (ξ), que domina mientras el flujo corre rápidamente. La resistencia friccional (S en Pa), extraída de la ley de Voellmy (ecuación 1) corresponde a:

Ecuación 1: Resistencia friccional de Voellmy.

$$S = \mu \rho h g \cos(\varphi) + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde ρ corresponde a la densidad en Kg/m^3 , g la aceleración gravitacional en m/s^2 , φ el ángulo del talud, h la altura del flujo en m y U la velocidad del flujo en m/s. Además, el stress normal en la superficie donde corre el flujo ($\mu \rho h g \cos(\varphi)$) puede expresarse como un solo parámetro N .

Por otro lado, a partir de la versión 1.6.20, que es la que se utilizará, la ecuación básica de Voellmy se modificó para incluir la cohesión (ecuación 2):

Ecuación 2: Resistencia friccional con inclusión de cohesión.

$$S = \mu N + (1 - \mu)C - (1 - \mu)C e^{-N/c} + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde C es la cohesión del material que fluye, y al considerarse ésta se produce un aumento en la resistencia al cizalle, lo cual provoca que el flujo se detenga antes. El valor de la cohesión para flujos de detritos va entre el 0 y 2000 Pa.

Además, se comenzó a considerar la curvatura de la trayectoria del flujo, por lo que a la fuerza normal N se le incluye la centrífuga. En este caso se utiliza el método propuesto por Fisher et al.

(2012), el cual se desarrolló especialmente para RAMMS. La aceleración centrífuga (f) está en función de la velocidad de la avalancha y de la curvatura del terreno (ecuación 3), y se calcula según:

Ecuación 3: Aceleración centrífuga en función de la velocidad y curvatura del terreno.

$$f = \bar{u}K\bar{u}^T$$

Donde \bar{u} es el vector (u,v) que determina la velocidad de la avalancha en las direcciones X e Y, mientras que K corresponde a la matriz que describe la curvatura en todas direcciones, por lo que la fuerza centrífuga queda (ecuación 4):

Ecuación 4: Fuerza centrífuga.

$$F = \rho hf$$

F ha sido agregada a la fuerza normal N, aumentando la fricción, por lo que la velocidad del flujo disminuye en caminos sinuosos.

2.4 Avalancha de roca de Punta Cola

2.4.1 Generalidades

El fiordo de Aysén corresponde a un valle en dirección EW y NW-SE en forma de U y con laderas pronunciadas (Oppikofer et al., 2012), se encuentra sección del Batolito Norpatagónico de edad cretácica media y composición granodiorítica, principalmente (Pankhurst et al., 1999). Una serie de movimientos sísmicos a lo largo de la ZFLO indican una reactivación a lo largo de la falla (Naranjo et al., 2009). En el fiordo de Aysén, esta reactivación se manifestó como un enjambre sísmico que comenzó el 22 de enero del 2007 y que culminó con el terremoto del 21 de abril con un Mw de 6.2 y una intensidad de VII en la escala de Mercalli en los pueblos de Puerto Aysén y Puerto Chacabuco, los cuales se encuentran ubicados a 25 y 20 km del epicentro, respectivamente (Naranjo et al., 2009; Sepúlveda et al., 2009; Oppikofer et al., 2012).

Dicho terremoto gatilló 538 remociones en el área del epicentro a lo largo de la costa y alrededores, como se observa en la figura 1, incluyendo 282 deslizamiento de suelo-roca, 135 de sólo suelo, 34 deslizamientos y avalanchas de roca (Sepúlveda y Serey, 2009; Sepúlveda et al., 2010). Las dos mayores remociones ocurrieron frente a la Isla Mentirosa y en la Quebrada Punta Cola, siendo este último el mayor de los dos (Sepúlveda y Serey, 2009; Sepúlveda et al., 2010), y se produjo a sólo

1,5 kms desde la línea de costa (Oppikofer et al., 2012) en roca gneísica a tonalítica (Redfield et al., 2011).

Después de la falla inicial, el deslizamiento se convirtió en una avalancha de roca que corrió rápidamente por el valle y cuya llegada al fiordo contribuyó a producir el catastrófico tsunami que mató a 10 personas (Sepúlveda et al., 2010). La avalancha de roca presentó una alta movilidad que le permitió alcanzar alturas cercanas a los 150 m en la ladera opuesta del valle (figura 15b y 15d) (Redfield et al., 2011) y que provocó una fuerte erosión, tanto en el valle como en los flancos, incorporando así suelo, roca y vegetación (Sepúlveda y Serey, 2009; Sepúlveda et al., 2010; Oppikofer et al., 2012). También ocurrieron varios deslizamientos secundarios a lo largo de las laderas de valle, los cuales se produjeron, probablemente, por el paso de la avalancha principal o por réplicas del terremoto (Sepúlveda et al., 2010; Redfield et al., 2011).

2.4.2 *Mecanismo de falla*

El escarpe principal de la avalancha de roca de Punta Cola tiene 1 km de largo y sobre 760 m de ancho, aproximadamente. La diferencia de altura entre la parte inferior de la superficie basal de falla (SBF) y la superior del escarpe es de 530 m (figura 16). El escarpe del deslizamiento es delimitado al sur por la superficie de liberación lateral (SLL), la cual presenta un rumbo WNW y se eleva por 115 m. Cerca del 75% del área del escarpe se encuentra cubierta por detritos, especialmente la zona entre la SBF y la SLL. Redfield et al. (2011) muestra una zona fuertemente fracturada, posiblemente una rama activa de la ZFLO, expuesta en la parte superior de la SLL y que se extiende por sobre la SBF, como se observa en la figura 15a. También observa distintas estructuras planares, como fallas, fracturas, diques y foliación, y mide 7 diferentes sets de discontinuidades en la SBF (figura 14a), de los cuales 5 presentan un dip hacia el W o NW con ángulos entre 30° y 72°, mientras que los otros dos sets mantean hacia el SE o S con ángulos cercanos a los 80°. La SLL también presenta una compleja morfología con sets de discontinuidades subverticales que mantean al N y otras hacia el S (figura 14b). Según lo observado en las estructuras, Redfield et al. (2011) propone una cuña como mecanismo de falla, la cual está formada por la intersección del set de discontinuidades de manteo W que aflora en la SBF y un set subvertical que mantea al N y que se observa en la SLL.

De los deslizamientos secundarios, el más importante se encuentra directamente al SE de la remoción principal y su escarpe es de 190 m de ancho con 280 m de largo, como se aprecia en la figura 15b. Su SBF también miente hacia el W y presenta una compleja morfología debido a la intersección de múltiples discontinuidades, por lo que se deduce que el mecanismo de falla es el mismo que el del deslizamiento principal y que el factor gatillante es la aceleración sísmica. Las otras remociones secundarias son mucho más pequeñas y se encuentran en la ladera del valle opuesta a las dos más grandes, excepto una (Oppikofer et al., 2012).

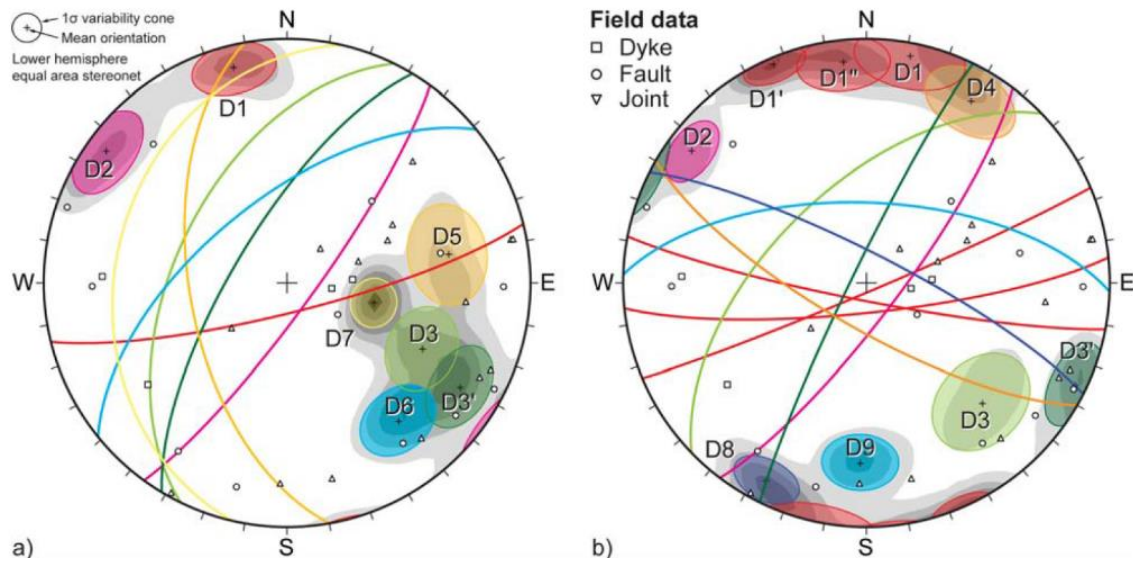


Figura 14: Stereonet de las mayores estructuras observadas en el escarpe del deslizamiento de roca de Punta Cola. Las discontinuidades se obtuvieron mediante el análisis en Coltop3D de los datos obtenidos por TLS; (a) Superficie Basal de Falla y (b) Superficie Lateral de Liberación. Nota: La densidad de los stereonets está basada en la selección de 1000 puntos por set. Extraído de Redfield et al. (2011).

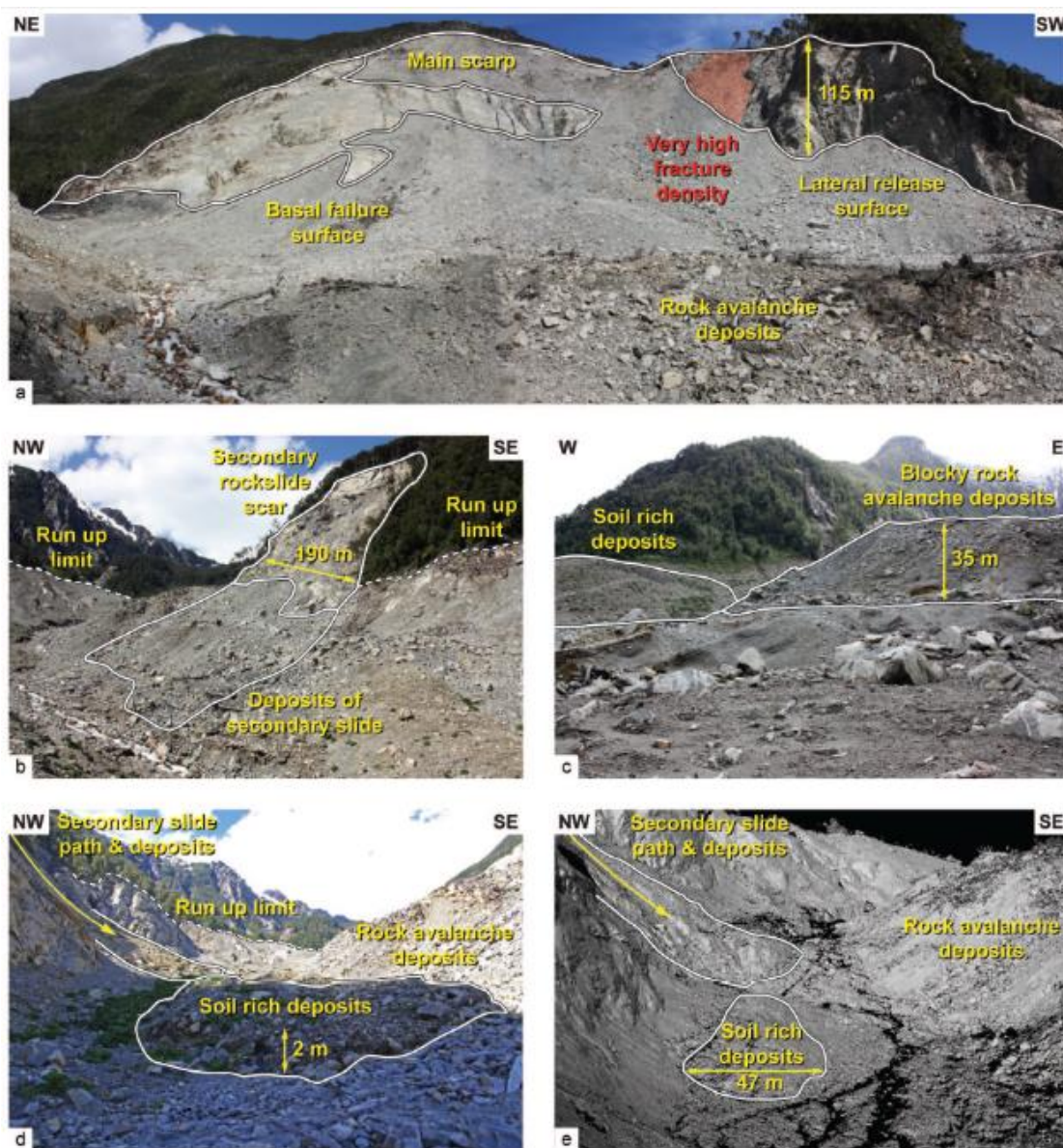


Figura 15: Fotografías de la avalancha de roca de Punta Cola: (a) escarpe del deslizamiento donde afloran la SBF y la SLL; (b) escarpe de un deslizamiento secundario junto con el límite por donde pasa la avalancha en el lado derecho del valle; (c) depósitos escarpados de distintas composiciones de la avalancha de roca; (d) depósitos lobulados ricos en suelo provenientes de deslizamientos secundarios sobre los depósitos de la avalancha principal; (e) nube de puntos del TLS (Terrestrial Laser Scanning) muestra lo mismo que la fotografía, revelando los depósitos con distintas morfologías, incluyendo los depósitos lobulados ricos en suelo sobre los de la avalancha principal. Dirección en la que se tomaron las fotografías se muestra en la figura 16. Extraído de Oppikofer et al. (2012).

2.4.3 Morfología de los depósitos

Debido a la fuerte erosión que causó el paso de la avalancha de roca, el límite de roca enterrada en el flanco derecho alcanza entre los 150 m y los 180 m desde la superficie actual del valle, como se muestra en las figuras 17a y 17b. Sin embargo, en la ladera izquierda también se observa el arranque de suelo y vegetación, por lo que la avalancha, luego de pasar por el flanco norte, se dirigió al flanco sur (Oppikofer et al., 2012), alcanzando los 45 m de altura cerca de la costa (Hermanns et al., 2014). Finalmente, al ingresar al fiordo provoca la falla del delta y, por consiguiente, el retiro de 100 m de la línea de costa (Hermanns et al., 2014).

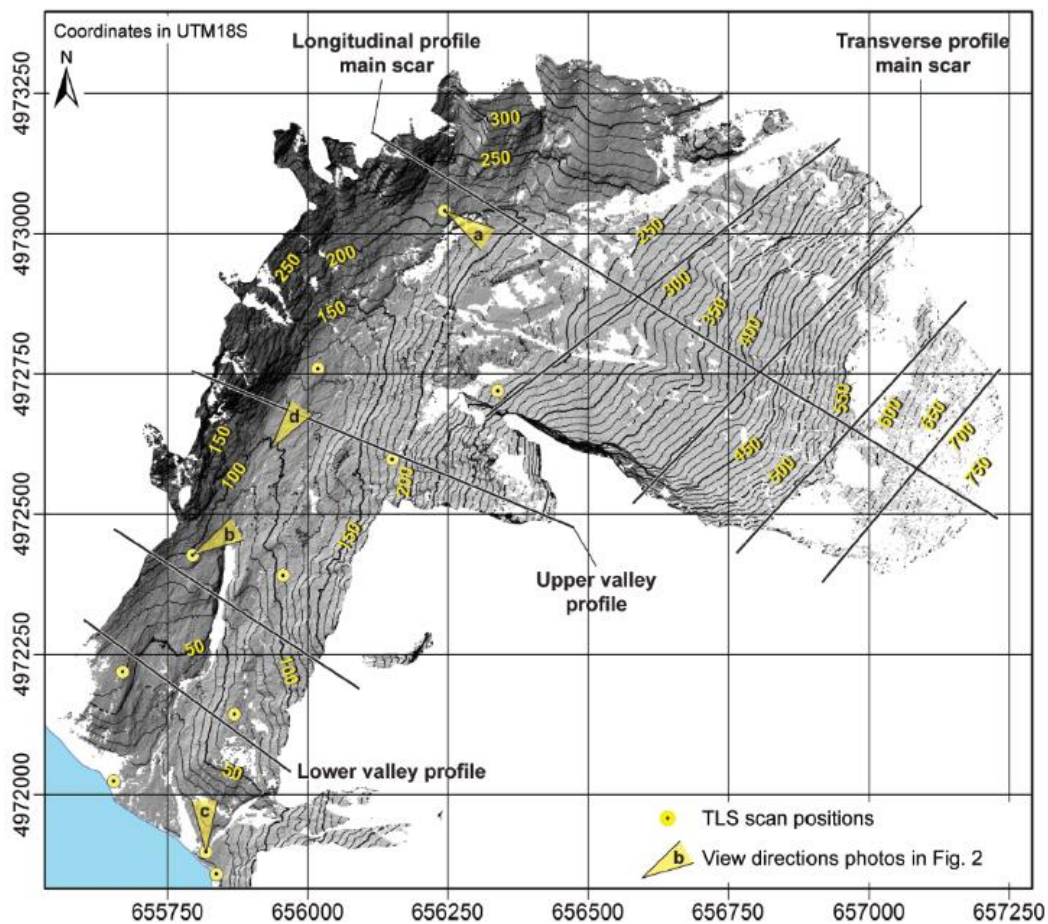


Figura 16: Hillshade del HR-DSM del escarpe y de los depósitos de la avalancha de roca de Punta Cola. Círculos amarillos corresponden a la posición del scanner del TSL, líneas negras corresponden a los perfiles que se realizaron y ángulos amarillos muestran la dirección de las fotografías tomadas y anteriormente mostradas. Extraído de Oppikofer et al. (2012).

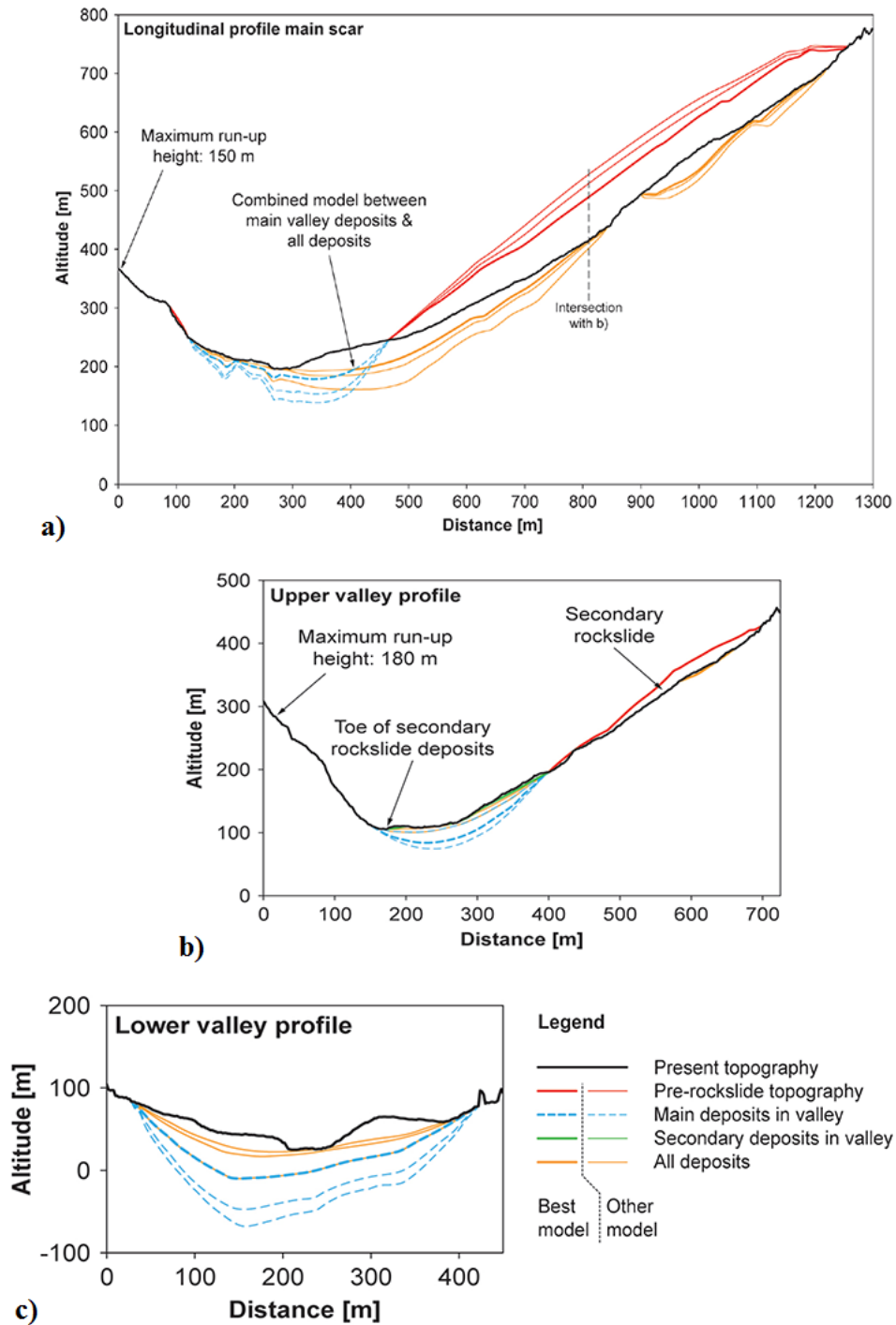


Figura 17: Perfiles de la avalancha de roca de Punta Cola con diferentes modelos para la topografía pre-deslizamiento y para la superficie de la roca caja en el valle y en el escarpe: a) perfil longitudinal a lo largo de la remoción principal; b) perfil perpendicular a la zona alta del valle que muestra el deslizamiento secundario más grande; c) perfil perpendicular al valle cerca de la línea de costa. Extraído y modificado de Oppikofer et al. (2012).

Cerca de la costa, los depósitos de avalancha muestran el típico frente escarpado con más de 35 m de alto (figura 15c) y su composición varía horizontalmente, ya que en el flanco sur del valle éstos presentan un mayor contenido de bloques que el flanco norte, donde el material es más rico en suelo (figura 15c). Sobre los primeros, se encuentran depósitos lobulares con alto contenido de suelo provenientes de los deslizamientos secundarios (figura 15d y 15e), lo cual permite deducir la secuencia de los deslizamientos, ocurriendo los secundarios posteriormente al principal. La remoción secundaria más grande creó una pequeña avalancha de roca que cruzó el valle de Punta Cola y bloqueó el paso del río, modificando su cauce. Lo mismo ocurrió en la base de la remoción principal donde sobre los depósitos de la avalancha se encuentran troncos de árboles relativamente intactos, lo cual indica que la energía de la avalancha no es muy alta y, por consiguiente, el deslizamiento ocurrió por la falla de diferentes compartimientos, en vez de uno solo (Oppikofer et al., 2012).

2.4.4 Volumen de los deslizamientos y depósitos

El volumen del deslizamiento fue estimado, inicialmente, por Sepúlveda y Serey (2009) en 12 Mm³, luego, Oppikofer et al. (2012) mediante la técnica de interpolación SLBL (*Sloping Local Basal Level*) (Jaboyedoff et al., 2004; Jaboyedoff y Derron, 2005; Travelletti et al., 2010), la cual fue desarrollada para definir la superficie basal que limita la masa propensa a ser removida por procesos erosivos (Jaboyedoff et al., 2004), estimó el volumen en 22,4 Mm³ (figura 18). Sin embargo, Yugsi Molina et al. (2012), mediante la comparación del DEM pre-deslizamiento, el cual fue reconstruido a partir de fotogrametría con resolución de 7 m, y del post-deslizamiento, obtenido mediante TLS (Terrestrial Laser Scanning), lo estimó en 20,9 Mm³, a lo cual se le suman los 7,3 Mm³ de los sedimentos erosionados e incorporados por la avalancha. Si bien, Oppikofer et al. (2012) analizó la posibilidad de utilizar esta última metodología, la descartó debido a que la densa vegetación que cubre al valle Punta Cola afecta a la resolución del DEM.

El espesor de los depósitos en el valle de Punta Cola y de los que encuentra en los escarpes de las remociones fue estimado con diferentes modelos SLBL en distintos escenarios, como se observa en la figura 19 (Oppikofer et al. 2012). El espesor promedio del bloque que es liberado alcanza los 52,2 m y llega a los 111 m en su parte central. Se tiene que los depósitos en la zona del escarpe alcanzan un volumen cercano a los 4 Mm³ y en el valle un volumen de 9,7 Mm³, excluyendo los detritos provenientes de las remociones secundarias, por lo tanto, el material de la avalancha que queda en tierra alcanza los 13,7 Mm³, y usando un factor de fragmentación del 25% (Hungry y Evans, 2004), el volumen total depositado en el fiordo debería ser cercano a los 14,4 Mm³. El error asociado, si bien es difícil de cuantificar, se estima usando diferentes escenarios modelados por el SLBL, y alcanzarían el 17% (3,8 Mm³) para el deslizamiento de Punta Cola y el 26% (3,5 Mm³) para los depósitos fuera de la costa (Oppikofer et al., 2012).

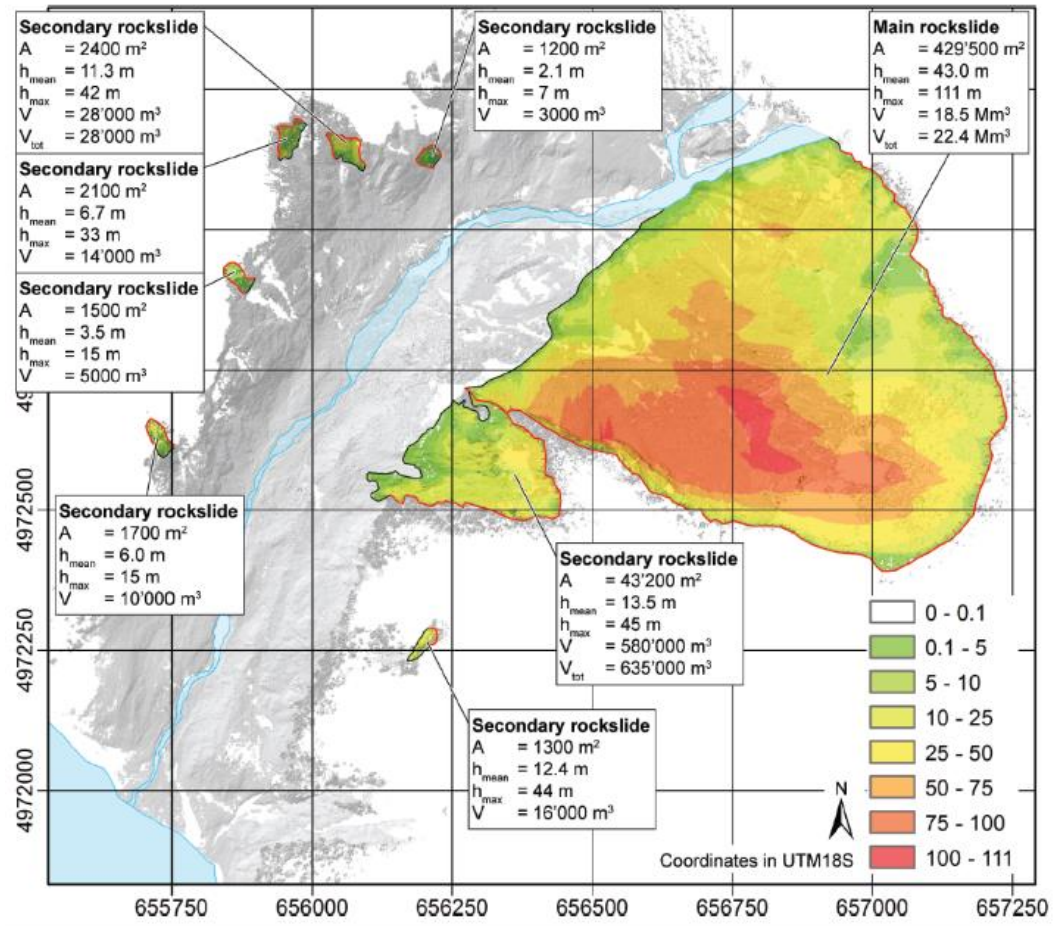


Figura 18: Volumen de todos los deslizamientos, se obtuvo según la diferencia entre la topografía actual y la pre-deslizamiento modelada por SLBL El V_{tot} corresponde al volumen de la remoción más el de los depósitos en el área de escarpe. Escala de colores representa la altura en metros del bloque deslizado. Extraído de Oppikofer et al. (2012).

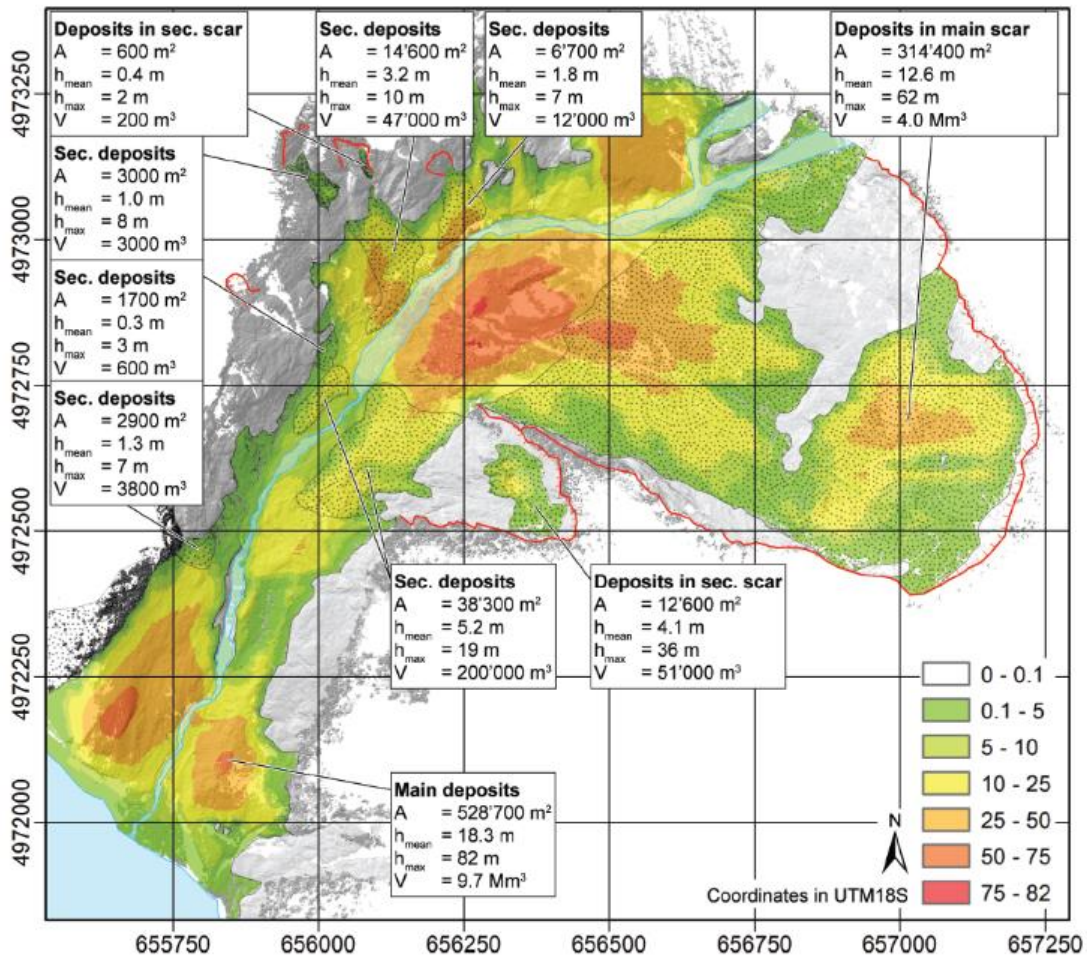


Figura 19: Espesor de los depósitos de la avalancha de roca de Punta Cola basados en el modelo SLBL. Volumen total se obtiene de la diferencia entre la superficie actual y la modelada. Escala de colores representa el espesor en metros de los depósitos. Extraído de Oppikofer et al. (2012).

2.4.5 Interpretación

El mapeo geomorfológico y las estimaciones de los volúmenes que realizó Oppikofer et al. (2012) indican que el deslizamiento principal ocurrió en varias fases (figura 20). El compartimiento ubicado al en la parte SW de la remoción (A) se caracteriza por presentar un espesor promedio alto comparado con el compartimiento del NE (B), el cual es relativamente superficial. El tercer compartimiento (C) se encuentra formado por la parte SE del deslizamiento, sobre la zona fuertemente fracturada. La secuencia de la remoción es difícil de descifrar, pero se cree que primero

falló el compartimiento A gatillado por el terremoto, luego el B debido a la cara libre que dejó el compartimiento A, y finalmente el C. El primer compartimiento evolucionó a una avalancha de roca, probablemente el B también, con una alta movilidad, una altura de caída de 560 m y una trayectoria mayor a los 2000 m. La avalancha cruzó el valle y trepó la ladera opuesta hasta llegar a los 150 m de altura, arrancó suelo y vegetación para luego descender y cruzar al lado izquierdo del valle. A 400 m de la costa, un obstáculo de roca fue sobrepasado por la avalancha, la cual dejó delgados depósitos sobre él y, probablemente, provocó la disminución de la movilidad de la avalancha, lo cual permitió la depositación de material de más de 50 m de espesor cerca de la línea de costa.

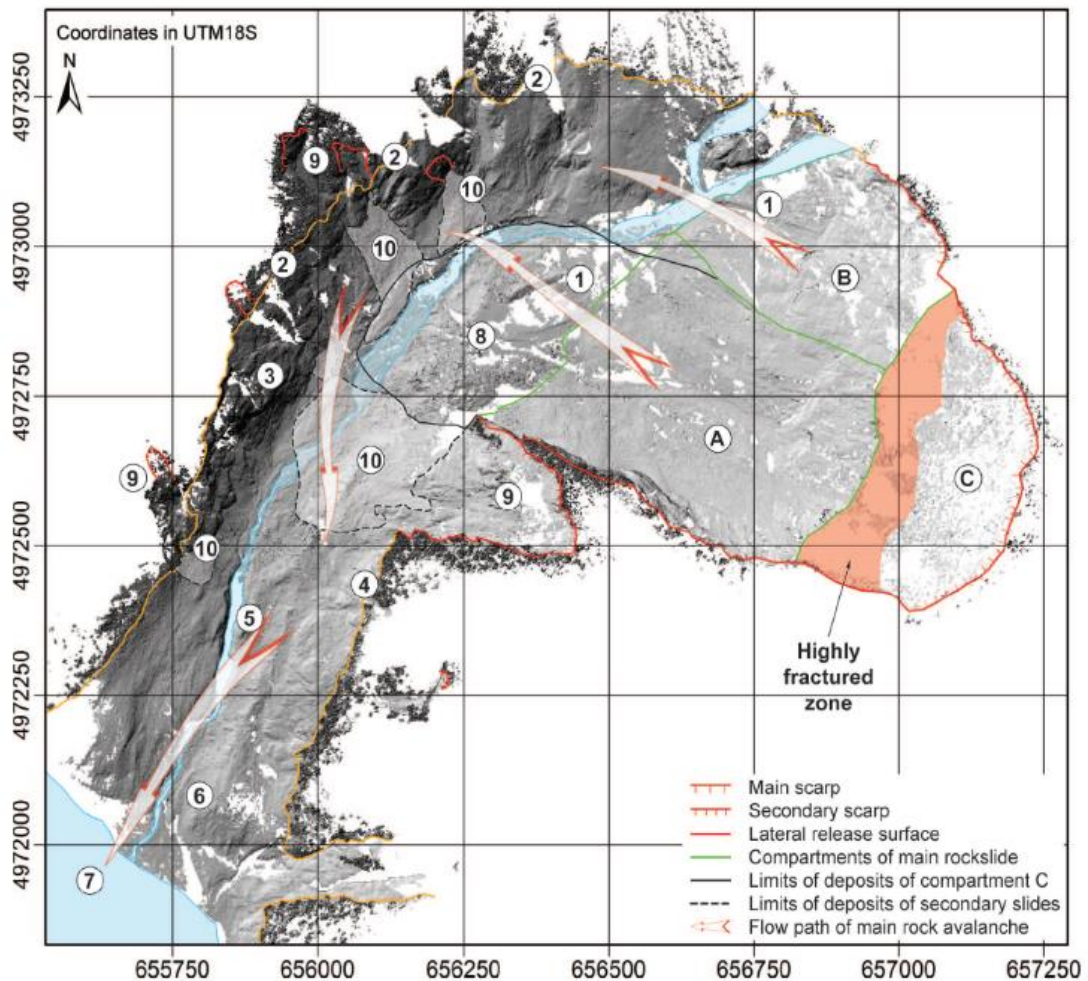


Figura 20: Interpretación de la secuencia de los deslizamientos en Punta Cola y sus trayectorias. Las letras A, B y C corresponden a los compartimientos del deslizamiento principal. Los números indican la secuencia de los eventos.

Extraído de Oppikofer et al. (2012).

Al contrario de lo ocurrido con los compartimientos A y B, la avalancha de roca originada por el compartimiento C presentó menor movilidad, ya que se detuvo a los pies del escarpe principal, dejando depósitos que alcanzaron los 80 m, sobre los cuales se encontraron troncos de árboles casi intactos, indicando que la energía de la avalancha del compartimiento C fue mucho menor que la principal. Posteriormente, se produjeron los deslizamientos secundarios que dejaron sus depósitos sobre los de la avalancha principal.

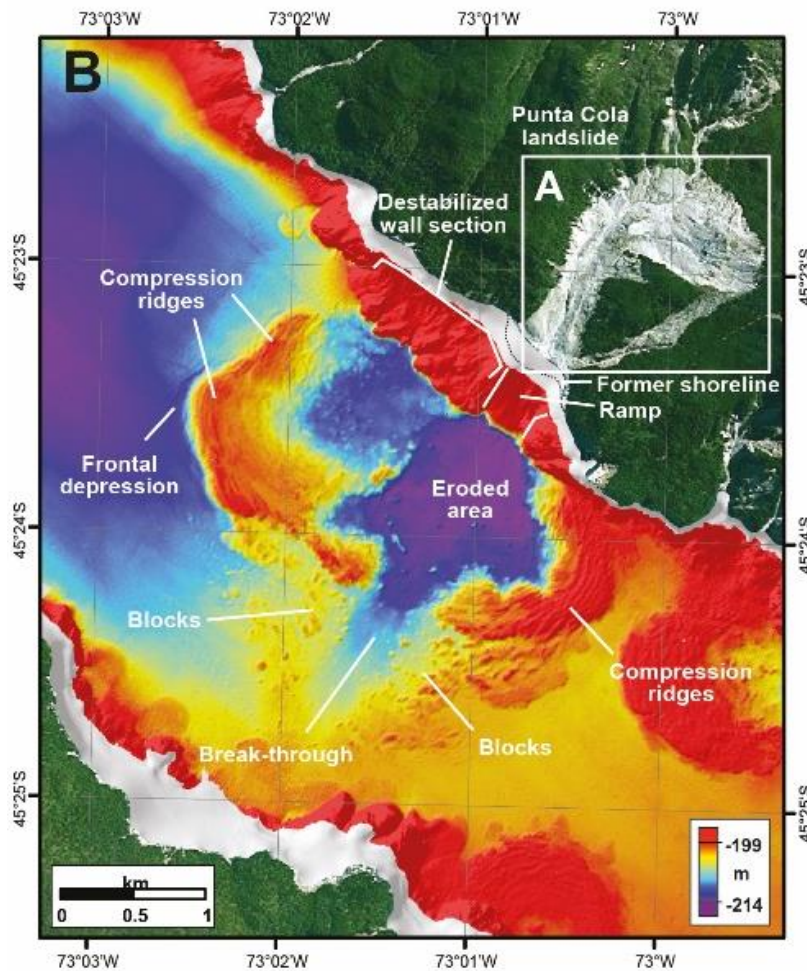


Figura 21: Deslizamiento subaéreo y submarino de Punta Cola; a) Deslizamiento subaéreo de Punta Cola; b) Combinación de imágenes satelitales y batimétricas del deslizamiento Punta Cola, muestra deformación del suelo del fiordo producto del impacto de la avalancha de roca. Extraído y modificado de Hermanns et al. (2014).

Una vez ingresada la avalancha de roca al mar, esta descendió y aceleró por la pared del fiordo hasta llegar a los 203 m de profundidad, abarcando un área de 320 m de ancho y 580 m de largo. La parte central del área deformada de sedimentos es más profunda que la superficie sin deformar, lo cual puede indicar que entre 1 y 10 m de sedimentos fueron erosionados debido al impacto directo de

la avalancha. Estos sedimentos fueron apilados formando el anillo de deformación que genera un relieve positivo de 12 m con respecto a la superficie sin deformar (Hermanns et al., 2014). En la figura 21 se muestra que el impacto de la remoción de Punta Cola fue lo suficientemente enérgica para romper el anillo de deformación y producir grandes bloques que se extienden hasta 3,5 km de la línea de costa a los pies de flanco opuesto del fiordo (Lastras et al., 2013).

3 RESULTADOS

La metodología de uso de RAMMS se encuentra detallada en Anexos.

3.1 Determinación de la resolución óptima de la grilla

Una vez con el DEM pre-deslizamiento cargado, se puede comenzar con la manipulación de las distintas variables que el programa permite usar. El primer paso, previo a la calibración del modelo, es la determinación de la resolución óptima de la grilla, para lo cual, se debe obtener los volúmenes del flujo calculado por el programa variando la resolución cada 2 [m] en un intervalo entre los 7 y los 20 [m] (gráfico 1).

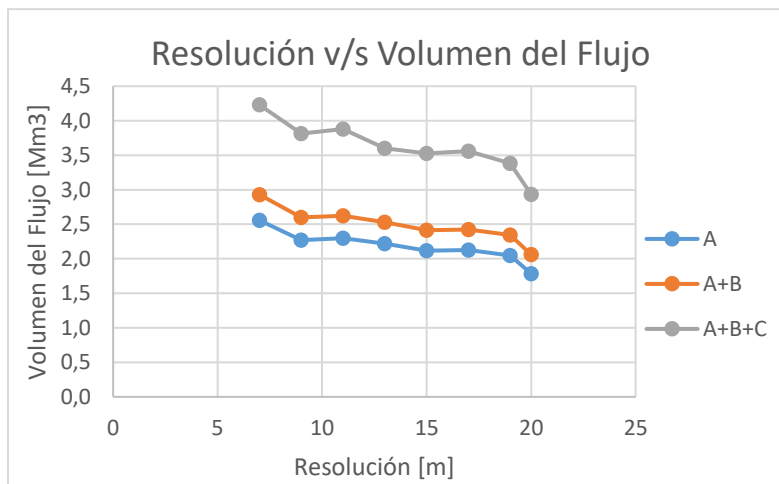


Gráfico 1: Volumen del flujo calculado por RAMMS con respecto a la resolución de la grilla.

Basándose en el gráfico 1, se determina que la resolución que se ocupará para realizar la calibración es la de 15 [m].

3.2 Calibración del modelo

Una vez determinado el DEM pre-deslizamiento, el volumen del bloque liberado (bloque A+B en la figura 22) y la resolución óptima de la grilla de cálculo (15 [m]), se procede con la calibración del modelo. Para esto se deben observar la altura del run-up en el perfil longitudinal, la altura que alcanza el flujo modelado en la ladera norte del valle en el perfil superior, además de la altura de los

depósitos que éste deja una vez finalizada la simulación en perfil superior e inferior (figura 22) para cada combinación de parámetros friccionales.

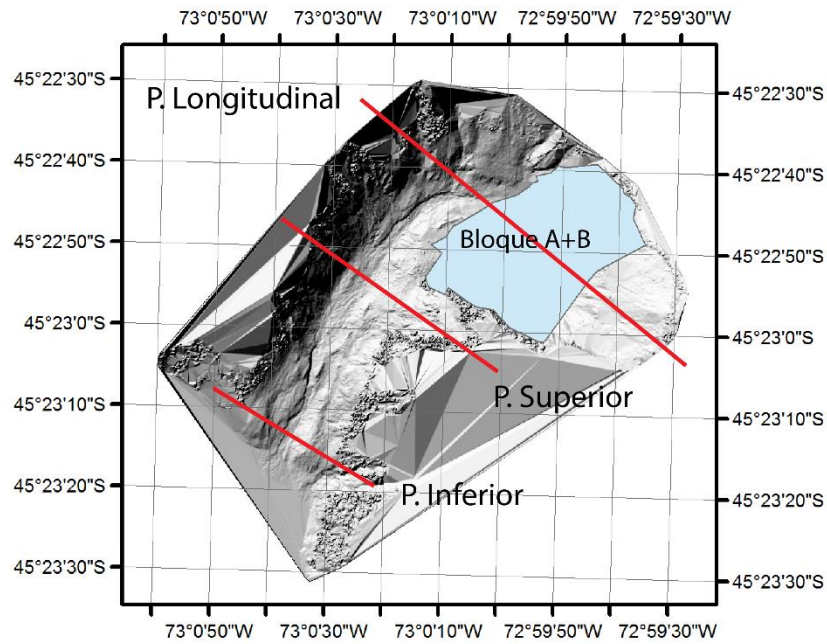


Figura 22: DEM generado por HR-TLS donde se muestran los perfiles en los que se toman los datos entregados por RAMMS junto con el bloque que se libera y genera la avalancha de roca de Punta Cola.

Los resultados de esta primera calibración se muestran en la tabla 2 y permiten determinar los valores de primer orden de μ y ξ que representan de manera más acertada lo observado por Oppikofer et al. (2012) (resultado destacados en rojo).

Tabla 2: Datos de entrada y de salida que se utilizaron para realizar la primera calibración. Datos en rojo muestran la primera selección.

Calibración	Xi [m/s ²]	Mu	Altura Run Up [m]		Altura Depósitos [m]	
			P. Long.	P. Sup.	P. Sup.	P. Inf.
1	450	0,15	205	150	26	40
2	400	0,2	175	130	37	39
3	350	0,4	105	140	47	19
4	350	0,2	175	120	37	39
5	350	0,1	207	165	4	48
6	300	0,4	170	140	55	19
7	350	0,4	100	140	47	19
8	350	0,25	160	125	42	38
9	350	0,23	170	125	41	39
10	350	0,18	180	135	33	46
11	300	0,18	180	130	33	46
12	250	0,18	180	125	32	40
13	200	0,18	180	120	31	41
14	150	0,18	165	115	29	40
15	600	0,18	180	145	35	42
16	350	0,21	170	120	39	40
17	350	0,22	165	120	39	40
18	350	0,3	140	120	45	32
19	350	0,28	145	125	43	34
20	350	0,26	155	120	42	35
21	350	0,24	160	130	41	38
22	300	0,22	165	130	41	39
23	330	0,22	165	120	39	40
24	335	0,22	165	120	39	40
25	340	0,22	165	120	39	39
26	360	0,22	165	120	39	40
30	360	0,23	165	120	35	15
31	360	0,225	165	120	35	15

Luego, con estos valores se realiza la segunda parte de la calibración, para lo cual se exportan los depósitos resultantes para cada simulación en formato ascii y se recorta en ArcGis el área del fiordo. Luego se calcula el volumen del depósito completo, junto con el volumen del depósito que llega la mar y se compara este último resultado con el volumen estimado por Oppikofer et al. (2012). Finalmente, para terminar con el proceso de calibración se considera el criterio de detención, el cual puede tomar un valor de 2% o 3% para las avalanchas de rocas, según el tutorial (tabla 3). Y con esto se determina cual es la combinación de parámetros que mejor representan lo observado por Oppikofer et al. (2012) (resultado destacados en rojo).

Tabla 3: Datos de entrada y de salida que se utilizaron para realizar la segunda selección. Datos en rojo muestran la simulación que mejor representa la realidad.

Calibración	Datos de Entrada			Resultados		
	Quebrada		Cs [%]	Volumen [Mm3]		Volumen Fiordo [%]
	Xi [m/s2]	Mu []		Flujo Total	Fiordo	
33	350	0,27	3	22,61	4,55	20,1
34	350	0,27	3	22,6	4,13	18,3
35	350	0,27	3	22,61	4,27	18,9
36	350	0,27	3	22,62	4,28	18,9
37	350	0,27	3	22,61	4,25	18,8
38	350	0,27	2	22,78	6,09	26,7
39b	350	0,27	3	22,62	4,30	19,0
40	350	0,27	3	22,61	4,22	18,7
41	350	0,26	2	22,89	6,84	29,9
42	100	0,26	2	22,74	5,99	26,3
43	100	0,26	2	22,44	5,99	26,7
44	100	0,2	2	23,07	8,98	38,9
45	600	0,26	2	22,80	6,54	28,7
46	200	0,2	2	23,24	11,35	48,8
47	300	0,2	2	23,25	11,08	47,7
48	400	0,2	2	23,23	10,89	46,9
49	500	0,2	2	23,22	10,68	46,0
50	600	0,2	2	23,24	10,79	46,4
51	700	0,2	2	23,20	10,30	44,4
52	800	0,2	2	23,19	10,17	43,9
53	900	0,2	2	23,18	10,04	43,3
54	1000	0,2	2	23,16	9,78	42,2
55	350	0,27	3	22,62	4,27	18,9
56	350	0,27	3	22,61	4,25	18,8
57	350	0,27	3	22,61	4,21	18,6
58	350	0,26	2	22,83	6,71	29,4
59	350	0,26	2	22,84	6,74	29,5
60	350	0,26	2	22,88	6,84	29,9
61	350	0,26	2	22,84	6,69	29,3
62	350	0,28	2	22,73	5,54	24,4
63	100	0,18	2	23,32	12,84	55,1

Cabe destacar que la ausencia de la simulación número 32 se debe a que los parámetros de entrada ya se habían utilizados en otra simulación.

3.3 Modelo Final

Finalmente, con la calibración del modelo ya realizada y determinada la combinación de los parámetros friccionales más el criterio de detención que mejor simulan lo observado por Oppikofer et al. (2012) (tabla 4), se corre el programa y se analizan los resultados que éste entrega.

Tabla 4: Datos entregados por Oppikoferf et al. (2012) y resultados obtenidos a partir de la simulación de la avalancha de roca de Punta Cola.

Simulación 63	Datos	Resultados
Run-up Perfil Long [m]	150	155
Altura Flujo en Ladera Norte Perfil Sup [m]	180	110
Espesor Depósitos Perfil Sup [m]	20	16
Espesor Depósitos Perfil Inf [m]	50	35
Volumen que llega al Fiordo [%]	66,5	55,1

En la figura 23 se muestra la distribución y la altura que tiene el flujo simulado en RAMMS cada cierto periodo de tiempo.

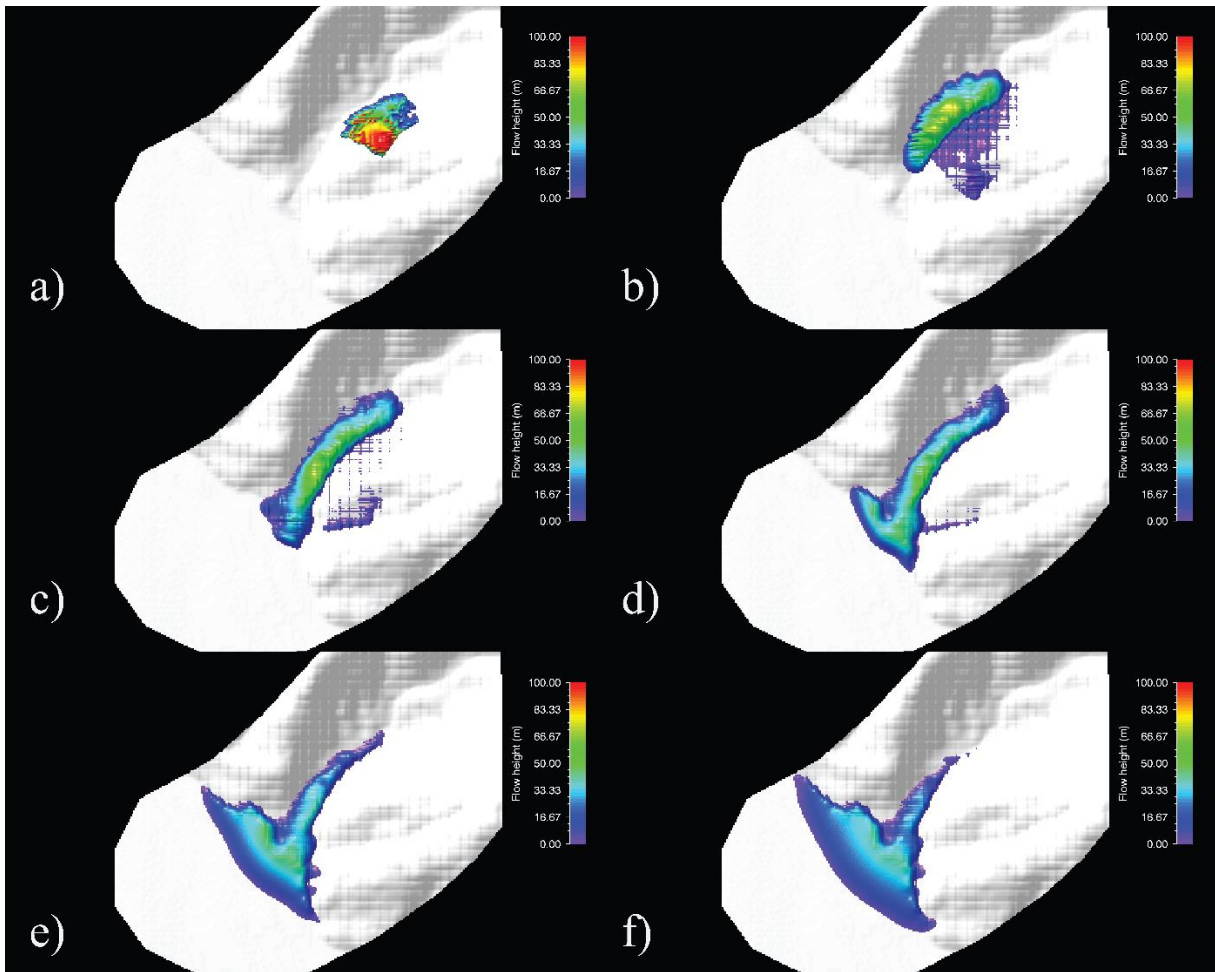


Figura 23: Progreso del flujo de la simulación 63 cada cierto tiempo. a) $t=0$. b) $t=30s$. c) $t=70s$. d) $t=170s$. e) $t=610s$. f) $t=1000s$. Escala de colores representa la altura del flujo.

Además, RAMMS permite la exportación de la simulación a Google Earth, lo cual facilita la comparación de la altura que alcanzó realmente el flujo en las laderas (figura 24) con el flujo modelado.

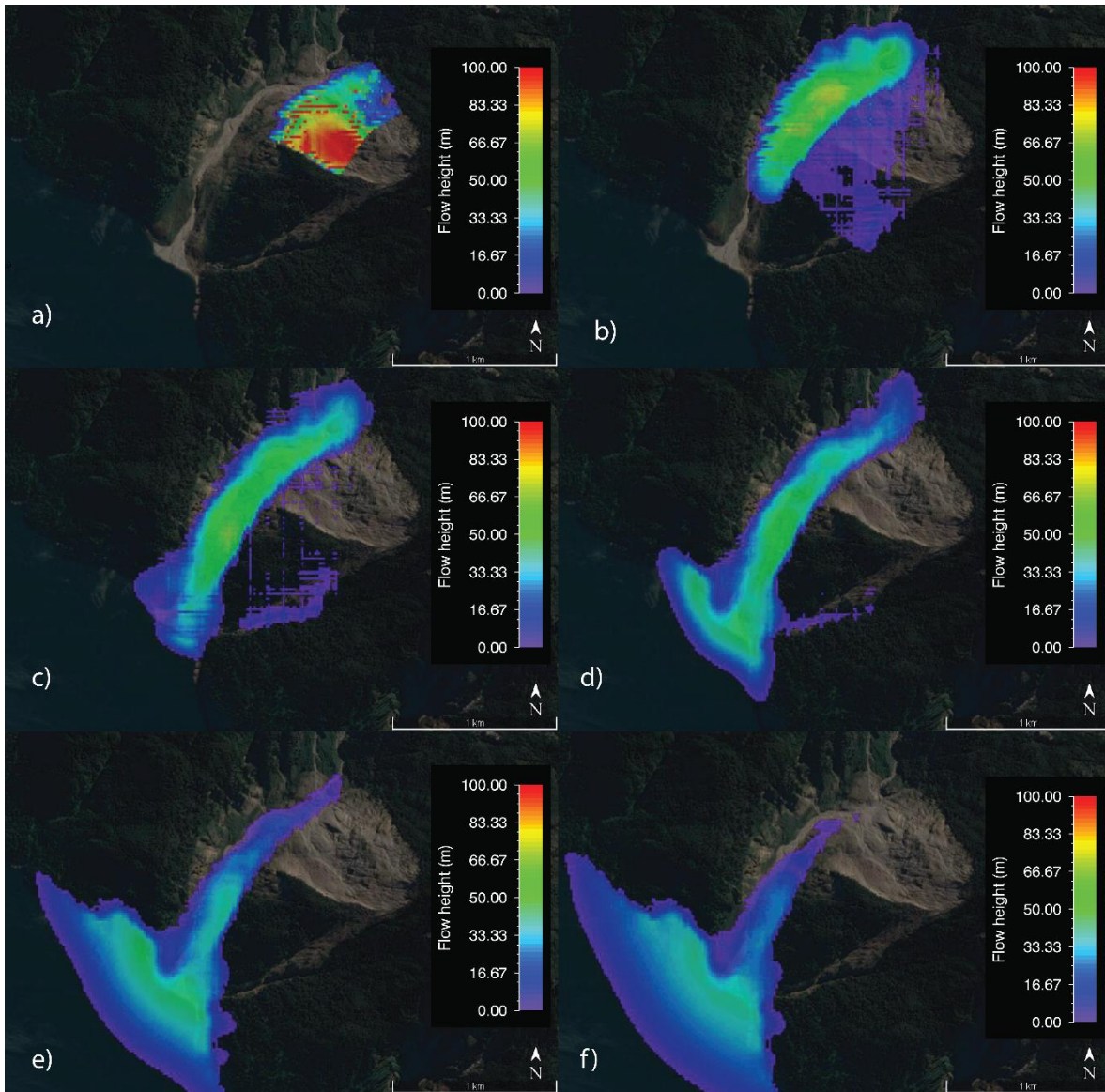


Figura 24: Superposición del flujo generado por RAMMS de la simulación 63 en Google Earth cada cierto tiempo: a) $t=0$. b) $t=30s$. c) $t=70s$. d) $t=170s$. e) $t=610s$. d) $1000s$. Escala de colores representa la altura del flujo.

También, dentro de los resultados que permite obtener el RAMMS, se encuentra la velocidad del flujo simulado cada cierto tiempo (figura 25).

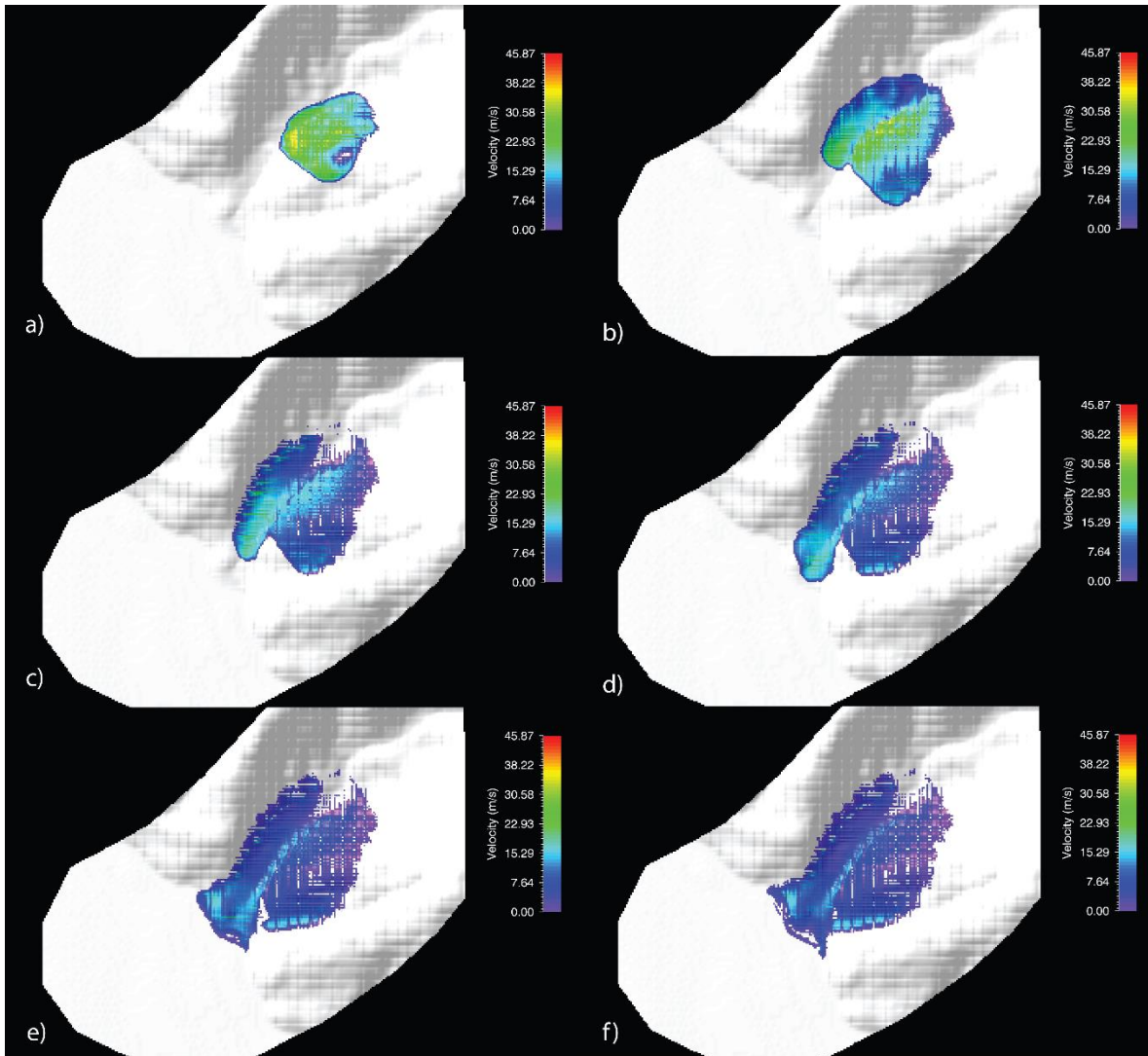


Figura 25: Visualización de la variación de la velocidad del flujo simulado cada cierto tiempo: a) $t=5s$. b) $t=20s$. c) $t=40s$. d) $t=55s$. e) $t=75s$. f) $t=90s$. Escala de colores representa la velocidad del flujo.

Finalmente, el programa permite agregar el depósito final del primer flujo al DEM y generar, así, una nueva topografía, para luego, liberar otro bloque, cuyo depósito quede por sobre el primero (figura 26). Este fue precisamente el caso de la avalancha de Punta Cola, donde posteriormente al flujo del bloque A+B, se deslizó el bloque C que se depositó sobre el depósito del primer bloque

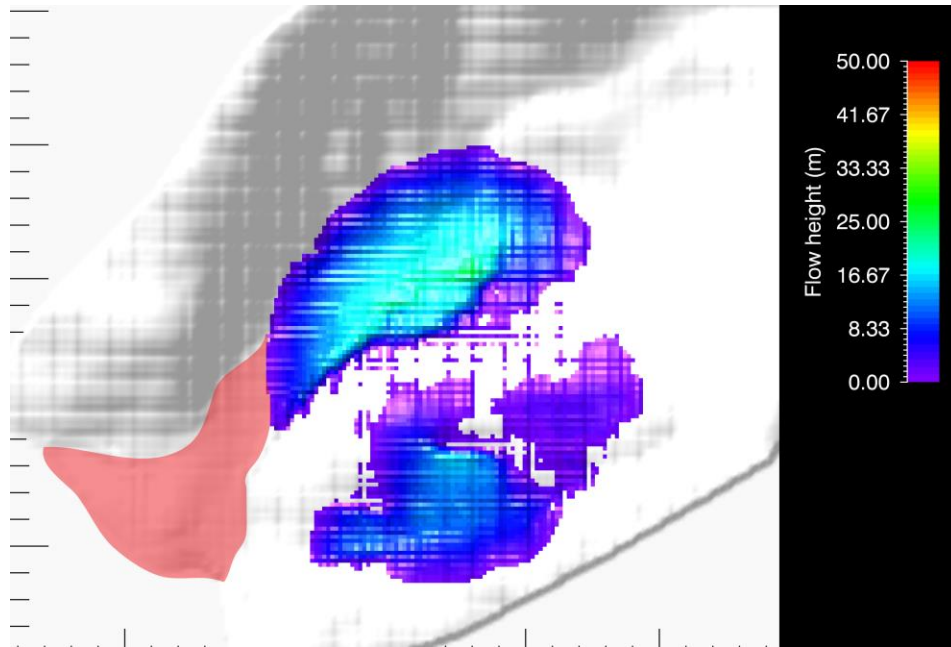


Figura 26: Visualización del depósito generado a partir de la liberación del bloque C. Escala de colores representa la altura de este flujo. Zona roja corresponde los depósitos del flujo generado a partir de la liberación del bloque A+B que fueron agregados al DEM inicial.

Para observar la distribución de los depósitos generados por la liberación del bloque C se consideraron valores de μ entre 0.1 y 1 [] y de ξ entre 0 y 3000 [m/s²]. Los resultados que más se asemejaban a lo observado por Oppikofer et al. (2012) son con un μ de 1 [] y con un ξ de 3000 [m/s²].

Otros resultados que permite obtener el RAMMS se muestran en Anexos 8.3

4 ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1 Diferencias de volúmenes iniciales

Como el modelo completo se basa en el espesor del bloque que se desliza y que posteriormente se transforma en la avalancha de roca, el volumen inicial de éste podría diferir con la realidad, dificultando, así, la réplica de lo observado en terreno. Sin embargo, durante todo proceso investigativo hay variables que no se pueden determinar con exactitud y que arrastran errores. Uno de estos casos ocurre con el volumen inicial de la remoción y su partición. Como se muestra en la tabla 12, los volúmenes que se ingresan al RAMMS no son exactamente los mismos que los que determinó Oppikofer et al. (2012), siendo que el DEM utilizado como bloque de liberación fue otorgado por él.

Tabla 5: Volúmenes de los compartimientos según Oppikofer et al. (2012) y los calculados en ArcGis.

Bloque Liberado	Volumen Oppikofer [Mm3]	Volumen ArcGis [Mm3]	Error [%]
A	14,7	13,5	8,2
B	2,5	2,3	8,0
C	5,2	7	34,6
A+B	17,2	15,8	8,1
A+B+C	22,4	22,8	1,8

Además, se aprecia en la tabla 5, que el error asociado a la diferencia entre los volúmenes totales (bloque A+B+C) es insignificante, sin embargo, el error de los bloques independientes es mayor y podría considerarse significativo. Esta diferencia entre los volúmenes de los bloques se debe a que la partición de éstos se realizó según lo observado en la publicación de Oppikofer et al. (2012) de forma manual y aproximada. A pesar del gran error del bloque C, el del bloque A+B es relativamente bajo, y como es este último el que forma la avalancha, no habría inconvenientes para realizar el modelamiento computacional en el programa RAMMS.

Otra dificultad que se observa corresponde a la diferencia entre el volumen ingresado al programa con el volumen del flujo calculado por éste. En la tabla 6 se presentan los distintos valores y los errores asociados, donde se puede observar que el RAMMS sobreestima el volumen del flujo, siendo que el código no considera fragmentación ni entrada de material desde el cauce, por lo que se debería a errores propios del programa debido a que éste no se encuentra diseñado para computar volúmenes tan grandes (Marc Christen, comunicación vía escrita).

Tabla 6: Volúmenes de los distintos bloques calculados en ArcGis, volúmenes de los flujos calculados por RAMMS y el error entre éstos.

Bloque Liberado	Volumen ArcGis [Mm3]	Volumen RAMMS [Mm3]	Error [%]
A	13,6	17,9	31,6
A+B	15,8	20,6	30,4
A+B+C	22,9	29,3	27,9

Coincidentemente, el rango de errores se encuentra dentro de los valores del factor de fraccionamiento que maneja la literatura (Hungry y Evans, 2004), por lo que, el volumen de los depósitos mostrados por RAMMS se encontraría dentro del rango esperado. Sin embargo, como el volumen final del flujo también depende de la resolución de la grilla, la representatividad de los resultados aún se encuentra en discusión. Es importante destacar, que esta relación es sólo coincidencia, ya que el programa no considera fragmentación ni entrada de material según uno de los desarrolladores del RAMMS Marc Christen (comunicación vía escrita).

Como ya se mencionó, otro de los problemas que afectan al modelo corresponde al aumento del volumen del flujo calculado por el programa al mejorar la resolución de la grilla (tabla 7). Probablemente, éstos se producen debido a errores en el código del programa que se intensifican durante las iteraciones.

Como se puede apreciar en la tabla 7, el comportamiento del bloque A+B muestra menores errores entre los volúmenes, en comparación con los bloques A y A+B+C. Por otro lado, la resolución de la grilla aporta características al terreno que pueden ser importantes para la simulación. Sin embargo, si ésta aumenta demasiado el volumen final también, generando así pérdida en la veracidad en los resultados, por lo tanto, es recomendable utilizar la mejor resolución con el menor error posible. Debido a este criterio se decide que la resolución óptima de la grilla es de 15 [m] y correspondería aquella en la que la curva (gráfico 1) se estabilice y el error se minimice.

Tabla 7: Volumen del flujo calculado por RAMMS según la resolución de la grilla para distintos bloques de liberación.

Simulación	Bloque Liberado	Volumen del Bloque [Mm3]	Resolución [m]	Volumen del Flujo [Mm3]	Error [%]
10-14	A	14,7	7	25,6	74,01
10-20	A	14,7	9	22,7	54,53
10-19	A	14,7	11	23,0	56,34
10-18	A	14,7	13	22,2	51,09
10-17	A	14,7	15	21,2	43,90
10-16	A	14,7	17	21,3	44,70
10-15	A	14,7	19	20,5	39,26
10-3	A	14,7	20	17,9	21,47
10-6	A+B	17,12	7	29,3	71,11
10-13	A+B	17,12	9	26,0	51,95
10-12	A+B	17,12	11	26,2	53,14
10-11	A+B	17,12	13	25,3	47,89
10-8	A+B	17,12	15	24,2	41,13
10-10	A+B	17,12	17	24,2	41,44
10-9	A+B	17,12	19	23,4	36,85
10-7	A+B	17,12	20	20,6	20,39
10-27	A+B+C	22,6	7	42,3	87,15
10-26	A+B+C	22,6	9	38,1	68,68
10-25	A+B+C	22,6	11	38,8	71,63
10-24	A+B+C	22,6	13	36,0	59,25
10-23	A+B+C	22,6	15	35,2	55,95
10-22	A+B+C	22,6	17	35,6	57,43
10-21	A+B+C	22,6	19	33,8	49,69
10-1	A+B+C	22,6	20	29,3	29,78

4.2 Errores durante la toma de datos

La falta de experiencia en la manipulación del programa provoca errores que perjudican el proceso de calibración, uno de éstos es el uso de la escala que viene por default, ya que, al disminuir la escala de colores de 539 [m] (figura 27a) a 100 [m] (figura 27b), el alcance de los depósitos, al igual que la altura del run-up, es mayor, debido a que el programa comienza a considerar las zonas del flujo más externas que presenten una altura entre los 10 y los 2 [m].

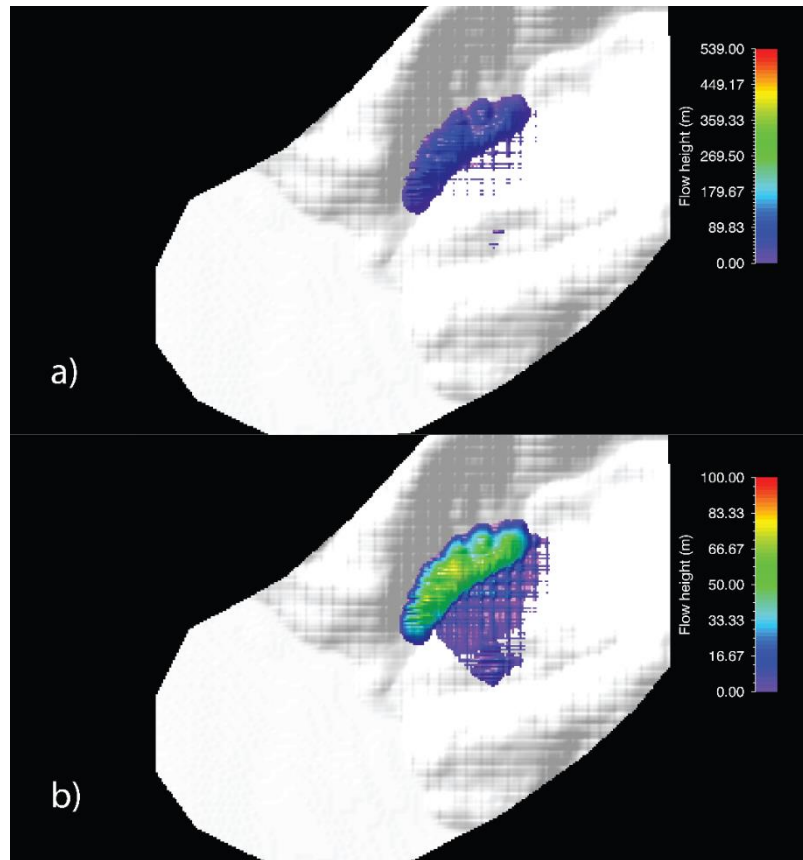


Figura 27: Alcances del flujo según la escala. a) flujo con la escala de colores que viene por default (hasta los 539 [m]). Depósitos con espesores menores a 10 [m] no se muestran. b) flujo con escala de colores hasta 100 [m].

Depósitos con espesores menores a 2 [m] no se muestran.

La toma de los datos es otro proceso que debe ser cuidadosamente realizado. Como se muestra en la figura 28, hay distintas maneras de obtener los resultados, una puede ser considerando la altura máxima de flujo y la otra utilizando la altura del flujo en el momento en que éste alcanza la mayor altura, según el usuario. A simple vista convendría usar la primera opción, sin embargo, los resultados obtenidos presentan entre nula y muy poca variación (figura 28b y 28c), independiente de los parámetros friccionales que se utilicen, debido, probablemente, al gran volumen de la remoción y la poca distancia de recorrido que esta tiene, por lo tanto, es conveniente considerar la segunda opción más apropiada para la toma de los datos, ya que éstos presentan una mayor sensibilidad al cambiar levemente los parámetros friccionales. Una vez definido el instante donde se quiere realizar la medición, se debe determinar si se usará el gráfico del perfil (figura 28a) para encontrar la altura del run-up o se ocupará la altura que determine el puntero del mouse en la intersección de la parte superior del flujo con el perfil correspondiente (figura 28d) en la ladera norte del valle. Nuevamente, es casi lógico utilizar el gráfico, pero éste muestra también una variación insignificante para el propósito de la calibración. Por lo tanto, se define que la mejor manera de obtener la altura del run-up corresponde a la última forma, mediante el puntero del mouse (figura 28d).

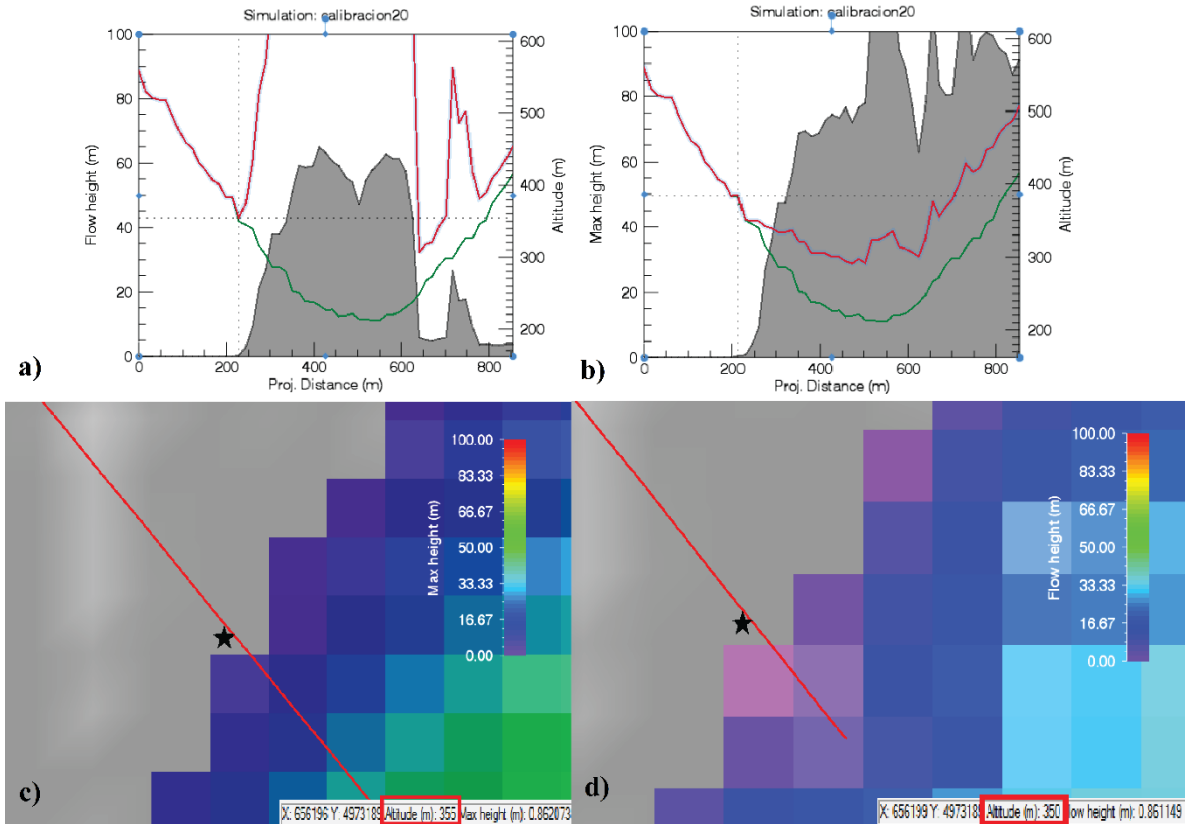


Figura 28: Formas de tomar los datos del run-up: a) altura del flujo en cierto instante entregada por el gráfico del perfil longitudinal. b) altura máxima del flujo entregada por el gráfico del perfil. c) altura máxima del flujo entregada por el puntero. d) altura del flujo en cierto instante entregada por el puntero. Área gris del gráfico corresponde al espesor del flujo en ese instante, mientras que la línea verde representa la topografía de la quebrada previa al deslizamiento y la línea roja reproduce la altura del flujo multiplicada por 50 más la altura topográfica.

Por otro lado, la obtención de la altura de los depósitos es más simple, ya que basta con estimarla a partir de los gráficos, donde se puede realizar un zoom in a la curva de los depósitos para así conseguir resultados más exactos (figura 29).

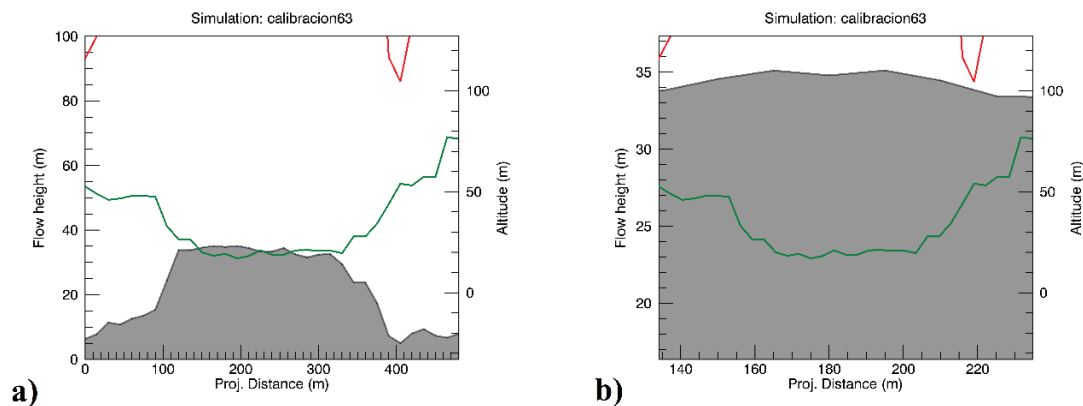


Figura 29: Forma de tomar la altura de los depósitos. a) altura de los depósitos sin zoom in. b) altura de los depósitos con zoom in. Área gris del gráfico corresponde al espesor del flujo en ese instante, mientras que la línea verde representa la topografía de la quebrada previa al deslizamiento y la línea roja reproduce la altura del flujo multiplicada por 50 más la altura topográfica.

La tabla 8 presenta las alturas del run-up en el perfil longitudinal tomadas de las distintas formas con respecto al fondo de la quebrada pre-deslizamiento:

- H1_L: altura sin modificar la escala (figura 27a).
- H2_L: altura según el gráfico con la escala hasta 100 [m] (figura 28a).
- H3_L: altura máxima según el gráfico con la escala hasta 100 [m] (figura 28b).
- H4_L: altura según el puntero con la escala hasta 100 [m] (figura 28d).

Tabla 8: Alturas del run-up según la forma en que éstas fueron tomadas.

Calibración	Datos de Entrada			Datos de Salida			
	Quebrada		Cs [%]	Altura del Run-Up [m]			
	Xi [m/s ²]	Mu []		H1 L	H2 L	H3 L	H4 L
1	450	0,15	3	185	209	220	205
3	350	0,4	3	105	105	185	105
6	300	0,4	3	105	185	185	170
7	350	0,4	3	105	115	185	100
8	350	0,25	3	150	160	185	160
9	350	0,23	3	152	185	185	170
14	150	0,18	3	152	185	185	165
17	350	0,22	3	169	185	185	165
20	350	0,26	3	148	155	185	155
21	350	0,24	3	150	165	185	160
22	300	0,22	3	152	185	185	165
23	330	0,22	3	158	185	185	165

Como se observa en la tabla 8, los datos tomados en el perfil longitudinal cumplen cierta tendencia independiente de los parámetros friccionales utilizados, por ejemplo, H1_L es casi siempre

menor o igual que los otros tres valores y es el resultado que presenta mayor dispersión, debido a errores en la toma de datos. H3_L es mayor o igual que el resto de los datos, ya que RAMMS muestra la mayor altura que alcanzó el flujo en cada punto de su trayecto, H2_L varía entre H3_L y H4_L, inclinándose, generalmente, por uno o por otro, rara vez toma un valor intermedio, y finalmente, H4_L es casi siempre mayor que H1_L y menor o igual que H2_L.

4.3 Análisis de las alturas del run-up

Posteriormente, al realizar un análisis detallado del efecto que tienen los parámetros friccionales en los resultados, se pueden encontrar tendencias de comportamiento claras. Por ejemplo, a partir de la tabla 9 se puede apreciar que al aumentar el parámetro friccional viscoso-turbulento (ξ), tiende a aumentar la altura del run-up también. Esto debido a que, según el modelo de Voellmy, la resistencia friccional disminuye, fluidizándose la avalancha y alcanzando, así, mayores alturas.

Tabla 9: Alturas del run-up en el perfil longitudinal al variar el parámetro ξ .

Calibración	Datos de Entrada			Datos de Salida			
	Quebrada		Cs [%]	Altura del Run-Up [m]			
	ξ [m/s ²]	μ []		H1_L	H2_L	H3_L	H4_L
44	100	0,2	2	S/D	151	150	145
46	200	0,2	2	S/D	158	158	165
47	300	0,2	2	S/D	185	185	170
48	400	0,2	2	S/D	185	185	165
49	500	0,2	2	S/D	185	185	180
50	600	0,2	2	S/D	185	185	180
51	700	0,2	2	S/D	185	208	180
52	800	0,2	2	S/D	185	203	185
53	900	0,2	2	S/D	185	205	185
54	1000	0,2	2	S/D	185	205	180

Se puede observar también que los resultados se mantienen, prácticamente, rodeando los 180 [m], exceptuando los valores extremos inferiores, que sí muestran una mayor variabilidad.

Bajo el mismo criterio utilizado se puede esperar que al aumentar μ , la resistencia a la fricción aumente y, por consiguiente, las alturas del run-up disminuyan. En la tabla 10 se observan los resultados alcanzados al variar el parámetro friccional seco de Coulomb (μ), y como era de esperarse, la relación se cumple rigurosamente.

Cabe destacar que los resultados son más sensibles al parámetro μ que al ξ , ya que para valores de μ que distan en sólo 0,22, hay una diferencia de altura de 80 [m] (tabla 10), mientras que para un rango de ξ entre 100 y 1000 [m/s²], la diferencia de altura máxima es de 35 [m] (tabla 9). A partir de

esta relación, se puede inferir que es conveniente comenzar la calibración variando μ primero, y una vez que se encuentren resultados próximos a los que se están buscando, variar ξ .

Por otro lado, al analizar la altura que alcanza el flujo en la ladera norte de la quebrada en el perfil superior (tabla 10), se observa que el RAMMS subestima dicha altura, ya que esta no supera los 150 [m] con respecto a la topografía actual, siendo que debería alcanzar los 180 [m].

Tabla 10: Alturas del run-up en el perfil longitudinal y en el perfil superior al variar el parámetro μ .

Calibración	Datos de Entrada			Datos de Salida							
	Quebrada		Cs [%]	Altura del Run-Up [m]				Altura del Flujo en Ladera Norte [m]			
	Ξ [m/s ²]	μ []		H1_L	H2_L	H3_L	H4_L	H1_S	H2_S	H3_S	H4_S
10	350	0,18	3	185	185	185	180	S/D	148	148	135
4	350	0,2	3	185	183	183	175	S/D	148	148	120
17	350	0,22	3	169	185	185	165	S/D	148	148	120
21	350	0,24	3	150	165	185	160	S/D	148	148	130
8	350	0,25	3	150	160	185	160	S/D	148	148	125
20	350	0,26	3	148	155	185	155	S/D	148	148	120
39	350	0,27	3	S/D	155	185	155	S/D	148	148	115
19	350	0,28	3	145	150	150	145	S/D	140	148	125
18	350	0,3	3	140	145	150	140	S/D	139	148	120
7	350	0,4	3	105	115	185	100	S/D	150	188	140

Además, se esperaría de los datos obtenidos en el perfil superior un comportamiento similar al run-up en el perfil longitudinal, donde a mayor fricción, menor sea el alcance. Sin embargo, no se observa una tendencia clara, ya que las mayores alturas se alcanzan para valores de μ extremos. Para valores de μ bajos, se puede explicar este comportamiento debido a la mayor fluidización de la avalancha, mientras que, para μ altos éste se puede deber a que el flujo, antes de escalar por la ladera opuesta del valle, tiene el tiempo suficiente, gracias al aumento de la resistencia friccional, para deslizarse levemente en dirección al fiordo, generando que el flujo alcance la mayor altura más abajo, es decir, más cerca del perfil superior que del longitudinal (figura 22). Por lo tanto, para poder cumplir con la condición de altura del flujo en perfil superior, se debería disminuir al mínimo la fricción, pero al bajar los valores de μ lo más posible, los resultados no alcanzan a las alturas estimadas por Oppikofer et al. (2012) y las alturas en el perfil longitudinal se elevan muy por sobre lo esperado, como se aprecia en el gráfico 2. Este error se puede deber a la ubicación y orientación del perfil superior, ya que éste fue dibujado de forma manual y estimada, por lo que se considera de mayor relevancia los resultados obtenidos a partir del perfil longitudinal.

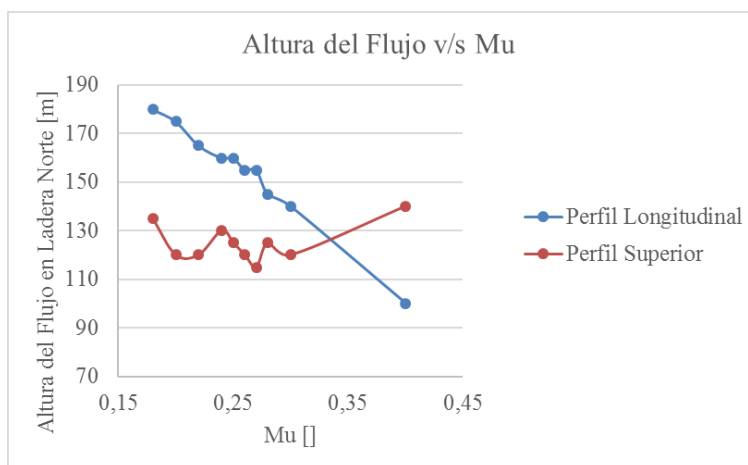


Gráfico 2: Altura del flujo en ladera norte de la quebrada v/s Mu.

4.4 Análisis de las alturas de los depósitos

Posteriormente, para poder continuar con la calibración, se deben analizar los depósitos que deja el flujo en los perfiles superior e inferior (tabla 11) con la variación de los parámetros de fricción y del criterio de detención.

Tabla 11: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar, Xi, Mu y Cs.

Calibración	Datos de Entrada			Datos de Salida	
	Quebrada		Cs [%]	Espesor de Depósitos [m]	
	Xi [m/s ²]	Mu []		P. Superior	P. Inferior
10	350	0,18	3	33	46
11	300	0,18	3	33	46
12	250	0,18	3	32	40
13	200	0,18	3	31	41
14	150	0,18	3	29	40
15	600	0,18	3	35	42
17	350	0,22	3	39	40
22	300	0,22	3	41	39
23	330	0,22	3	39	40
24	335	0,22	3	39	40
25	340	0,22	3	39	39
26	360	0,22	3	39	40
46	200	0,2	2	22	36
47	300	0,2	2	23	36
48	400	0,2	2	24	36
49	500	0,2	2	24	37
50	600	0,2	2	24	36
51	700	0,2	2	25	37
52	800	0,2	2	26	37
53	900	0,2	2	26	37
54	1000	0,2	2	27	37

Como se puede observar en el gráfico 3, las alturas de los depósitos en el perfil superior aumentan con un incremento considerable de ξ , pero si este parámetro sólo cambia levemente, los resultados se mantienen relativamente constantes. Además, al aumentar el parámetro μ de 0,18 a 0,22, la altura de los depósitos también aumenta en promedio 8 [m]. Esto se puede deber a un incremento en la fricción que disminuye el alcance del flujo, permitiendo una mayor acumulación del material. Siguiendo este mismo razonamiento, se esperaría que la curva de μ 0,22 se encuentre por sobre la de μ 0,2 y ésta por sobre la de μ 0,18. Sin embargo, lo que se observa es que la curva de μ 0,2 se encuentra por debajo de las otras dos, debido a que ésta presenta un criterio de detención del 2%, mientras que las otras 2 curvas uno del 3%, diferencia que provoca una mayor circulación del material, y por consiguiente, una disminución en la altura de los depósitos.

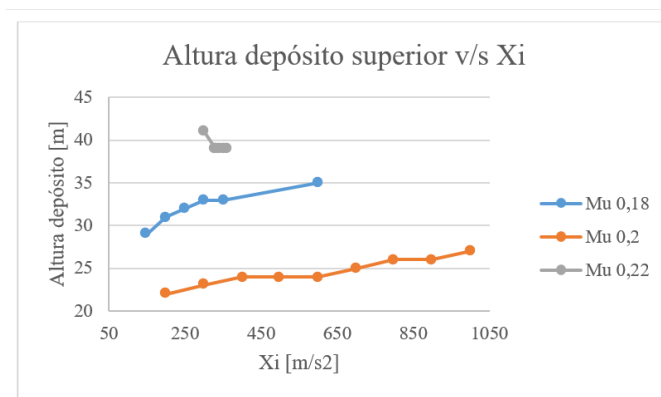


Gráfico 3: Altura de los depósitos en el perfil superior v/s Xi.

Como se aprecia en el gráfico 4, los datos obtenidos en el perfil inferior sólo varían cuando el flujo presenta menor fricción, pero no siguen ninguna tendencia clara. Al igual que en el gráfico anterior, se observan dos comportamientos similares. Primero, que la diferencia de la altura de los depósitos es insignificante con la variación de ξ entre 300 y 360 [m/s²], y segundo, que la curva con menor criterio de detención se encuentra por debajo de las otras.

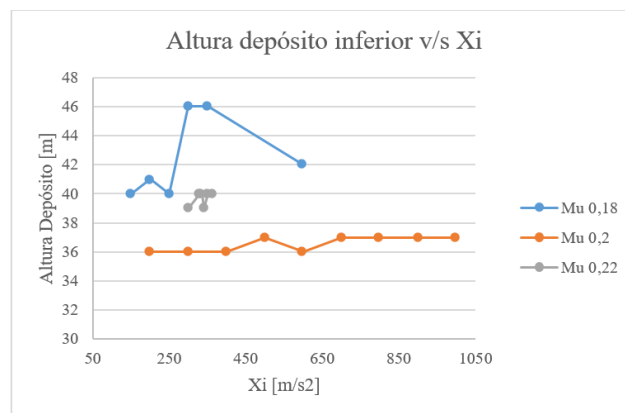


Gráfico 4: Altura de los depósitos en el perfil inferior v/s Xi.

Con los datos de la tabla 12, se confecciona el gráfico 5 que permite visualizar de manera más directa, cómo se comportan las alturas de los depósitos con el aumento del parámetro de fricción seca.

Tabla 12: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar μ .

Calibración	Datos de Entrada		Cs [%]	Datos de Salida	
	Quebrada			Espesor de Depósitos [m]	
	ξ [m/s ²]	μ []	P. Superior	P. Inferior	
10	350	0,18	3	33	46
17	350	0,22	3	39	40
21	350	0,24	3	41	38
20	350	0,26	3	42	35
39	350	0,27	3	42	35
19	350	0,28	3	43	34
18	350	0,3	3	45	32

Es fácil apreciar que al aumentar μ , manteniendo todos los otros parámetros constantes, la altura del depósito en el perfil superior aumenta y la del inferior disminuye (gráfico 5). Esto se explica mediante el aumento de la resistencia friccional que limita el desplazamiento del flujo y permite la acumulación de material en las zonas proximales de la trayectoria, impidiendo que más material llegue a las zonas distales.

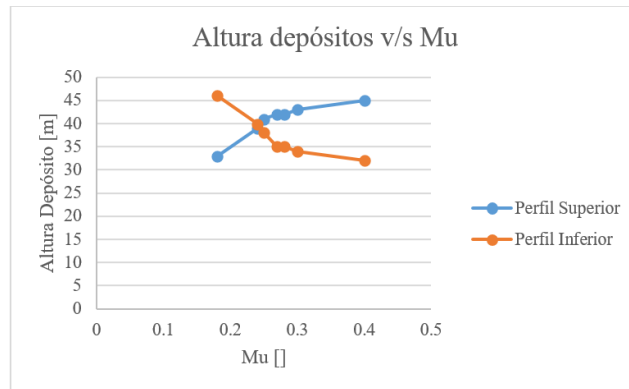


Gráfico 5: Altura de los depósitos v/s μ .

Para terminar de ver cómo afectan los parámetros friccionales a los depósitos, se le otorgaron distintos parámetros a la zona de la quebrada y a la del fiordo, y se observa, en la tabla 13, que no hay variación en la altura de los depósitos con el cambio de ξ del polígono que representa al fiordo, ni con el cambio de μ del mismo polígono. La diferencia que se aprecia entre los datos se debe a la disminución del criterio de detención y de μ . Es decir, los parámetros friccionales que se le otorgaron al fiordo de manera arbitraria no provocan cambios en los resultados.

Tabla 13: Altura de los depósitos en el perfil superior y en el perfil inferior al variar el criterio de detención y los parámetros friccionales otorgados a la zona del fiordo.

Calibración	Quebrada		Cs (%)	Mar		Altura Depósitos [m]	
	Xi [m/s ²]	Mu		Xi [m/s ²]	Mu	P. Sup.	P. Inf.
55	350	0,27	3	0	0,5	42	35
35	350	0,27	3	100	0,5	42	35
36	350	0,27	3	500	0,5	42	35
56	350	0,27	3	800	0,5	42	35
57	350	0,27	3	1000	0,5	42	34
39	350	0,27	3	1500	0,5	42	35
58	350	0,26	2	1500	0	36	35
59	350	0,26	2	1500	0,3	35	35
41	350	0,26	2	1500	0,5	36	36
60	350	0,26	2	1500	0,7	36	36
61	350	0,26	2	1500	1	36	36

4.5 Análisis de los volúmenes que llegan al fiordo

Para realizar esta parte del análisis es necesario determinar la forma de tomar los datos, ya que se puede realizar directamente desde el RAMMS, restringiendo el área de dominio a la quebrada, y considerando el valor del “*Outflow Volume*” que arroja el programa, o exportando los depósitos del flujo completo en formato ascii, para luego aislar la zona del fiordo y calcular el volumen mediante ArcGis. A partir de los datos de la tabla 14, se puede deducir que la primera metodología genera una alteración en los resultados, ya que, las alturas de los depósitos en la orilla del fiordo disminuyen a menos de la mitad, independientemente de los parámetros friccionales de la quebrada y fiordo, además del criterio de detención. Por lo tanto, se decide que la mejor opción es la que implica la exportación de los datos.

Tabla 14: Altura de los depósitos en el perfil inferior al considerar el fiordo en el dominio del cálculo.

Calibración	Quebrada		Cs (%)	Mar		Altura Depósitos [m]
	Xi [m/s ²]	Mu		Xi [m/s ²]	Mu	Perfil Inferior
27	360	0,22	3	0	0	18
28	360	0,22	3	0	0	17
29	360	0,22	2	0	0	15
30	360	0,23	2	0	0	15
31	360	0,225	2	0	0	15
32	350	0,27	3	0	0	18
26	360	0,22	3	1500	0,5	40
4	350	0,2	3	3000	0,2	39
9	350	0,23	3	1500	0,5	39

Luego, al pasar el *ráster* del depósito al programa ArcGis y medirle el volumen, se observan variaciones en los resultados. Si bien éstas son insignificantes, como se puede ver en el gráfico 6, probablemente se deben a errores en los que cae el RAMMS al manejar volúmenes de entrada muy

grandes. Además, se aprecia una tendencia del volumen que llega al fiordo a disminuir, excluyendo el valor límite inferior. Si bien, se esperaría el comportamiento contrario, ya que al aumentar ξ se disminuye el factor que aporta la turbulencia a la resistencia, por lo que el flujo se fluidiza, alcanzando mayores alturas del run-up, y, por consiguiente, mayores alcances. Sin embargo, la distribución de los depósitos depende, principalmente, del parámetro μ , por lo que en la zona distal del flujo la influencia de ξ decrece. Esto se debe a la disminución de la velocidad y , con ello, la minimización del aporte de la fricción viscoso-turbulenta a la resistencia.

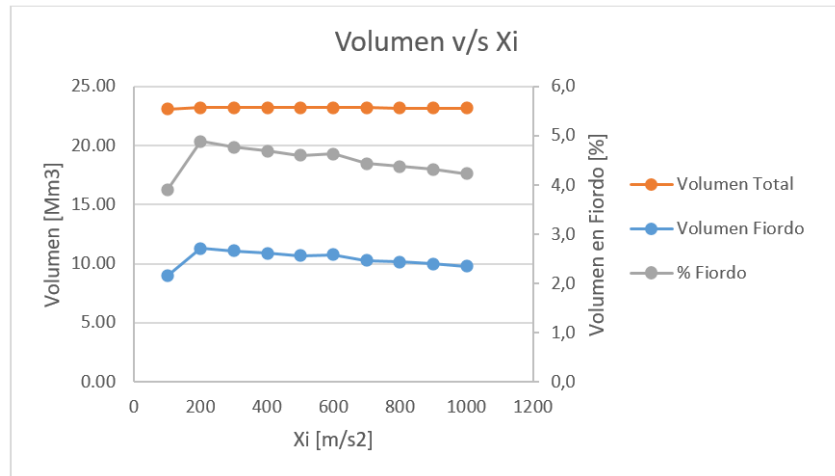


Gráfico 6: Volumen v/s Xi.

Para analizar cómo μ afecta el volumen que llega al mar, se plotea el gráfico 7. A partir de éste, se puede observar, de forma directa, que al aumentar este parámetro disminuye la cantidad de material que alcanza al fiordo. Esta tendencia se debe al aumento de la resistencia friccional en el flujo que genera una disminución en el alcance horizontal de éste.

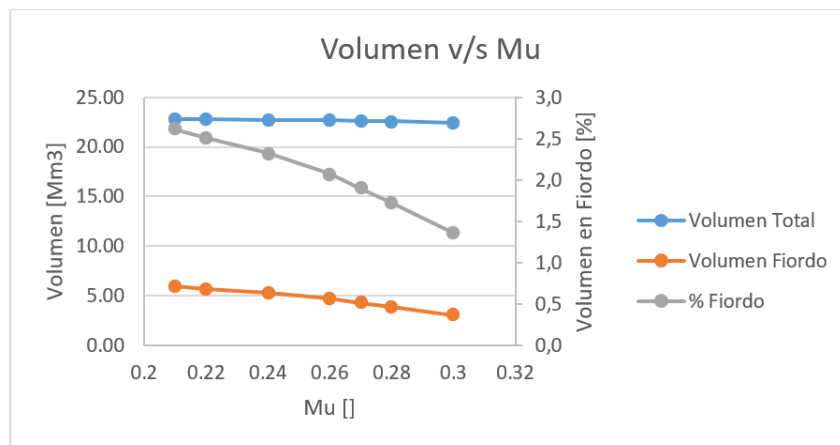


Gráfico 7: Volumen v/s Mu.

Por otro lado, se puede suponer que, al aumentar el criterio de detención, disminuya el volumen que llega al mar, debido a que se detiene la simulación antes e impide un mayor alcance del flujo. Esta deducción se comprueba con el gráfico 8, que muestra el comportamiento decreciente del volumen al aumentar C_s , independientemente del parámetro de fricción seca de Voellmy.

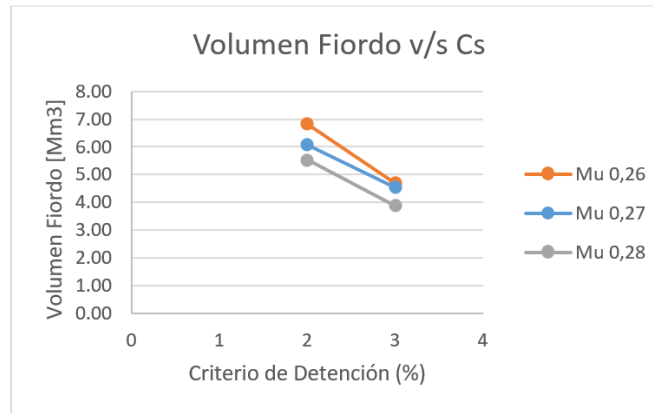


Gráfico 8: Volumen que llega al fiordo v/s C_s .

Finalmente, dado que los parámetros friccionales que fueron otorgados al polígono del fiordo, no afectan a los depósitos en tierra, se espera que tampoco modifiquen el volumen que llega al mar. Al graficar los volúmenes calculados con respecto a X_i del mar y Mu del mar, se puede apreciar el cumplimiento del supuesto (gráfico 9 y 10).

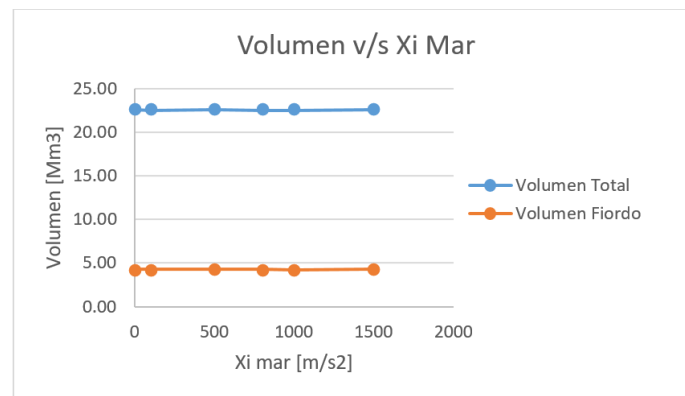


Gráfico 9: Volumen v/s X_i Mar.

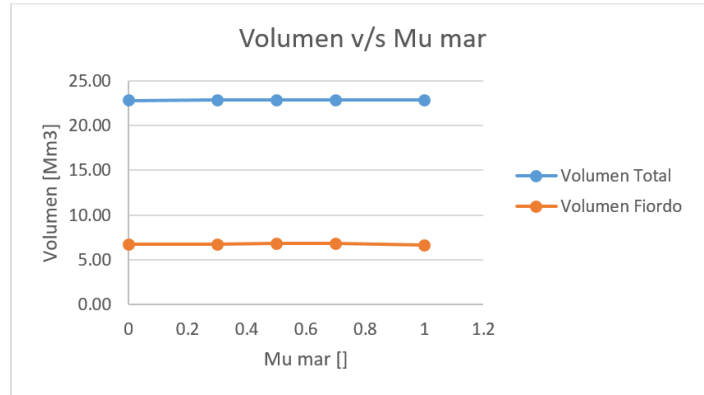


Gráfico 10: Volumen v/s Mu Mar.

Por lo tanto, se deduce que el parámetro que afecta, principalmente, a la cantidad de material que llega al mar es el criterio de detención.

5 DISCUSIONES

5.1 Influencia de los parámetros friccionales en la simulación del flujo

A partir del análisis de los resultados obtenidos, se pueden aclarar ciertas tendencias observadas. Primero, la altura del run-up y la del flujo en la ladera norte de la quebrada dependen directamente del parámetro viscoso-turbulento (ξ), mientras que el espesor de los depósitos se encuentra en función, mayoritariamente, del parámetro de fricción seca de Coulomb (μ). Esto se debe a que en la zona de aceleración el parámetro dominante es el primero, ya que éste se encuentra relacionado con el cuadrado de la velocidad del flujo, representando el movimiento de un fluido turbulento altamente cizalleado. Por otro lado, en la zona de depositación el parámetro dominante es el segundo, lo cual se debe al movimiento lento tipo bloque (Schneider et al., 2010).

Luego, el espesor de los depósitos en el perfil superior muestra un leve aumento al incrementar ξ , pero, en el perfil inferior, se mantienen casi constantes. Eso se podría deber a la disminución de la influencia de este parámetro en la zona distal del flujo, donde disminuye la velocidad de éste. Por otro lado, se observa que al incrementarse μ , el espesor de los depósitos en el perfil superior aumenta también, mientras que en el perfil inferior se genera la tendencia contraria. Este comportamiento se genera debido que el crecimiento de este parámetro aumenta la fricción del flujo, por lo que la acumulación de material se produce, mayormente, en las zonas altas del run-out. Además, de los parámetros friccionales, el criterio de detención también afecta el espesor de los depósitos. Si bien, los depósitos del perfil inferior aumentaron sólo en 1[m] al disminuir el criterio de detención de 3% a 2%, los del perfil superior disminuyeron en 6[m], lo cual se origina debido a que, al parar la simulación más tarde, el material circula por más tiempo, alcanzando mayores distancias y acumulándose en la zona distal del run-out.

En seguida, al estudiar el efecto de los parámetros friccionales, más el criterio de detención, que produce sobre el volumen de material que alcanza al fiordo, se hace notorio que, en general, siguen la misma tendencia ya descrita. Por ejemplo, al aumentar ξ , el volumen que llega al mar disminuye levemente, lo cual se debe a que el espesor del depósito superior aumentó y el del inferior se mantuvo constante, por consiguiente, la cantidad de material que se extiende hasta el fiordo es menor. Lo mismo pasa con el parámetro μ , ya que su incremento genera una disminución de este volumen, debido al aumento de la fricción y la reducción del alcance del flujo. Finalmente, el criterio de detención es valor que condiciona, principalmente, el volumen que alcanza al fiordo, ya que la

dilatación del tiempo de simulación implica un mayor tránsito del material, y por lo tanto, un aumento de la cantidad de material que aporta a la generación del tsunami.

Por último, cabe destacar que, al realizar la sectorización, dividiendo el flujo en dos sectores con distintos parámetros friccionales, la zona de la quebrada y la zona del fiordo, los resultados obtenidos no presentan variación, es decir, independientemente de los valores entregados al área del mar, la altura del flujo en la ladera norte de la quebrada, junto con el espesor de los depósitos y el volumen que llega al fiordo, no se ven afectados.

5.2 Comparación de la distribución de los depósitos modelados con los observados

Al superponer los depósitos resultantes del modelamiento de la avalancha de roca sobre los depósitos que analizó Oppikofer et al. (2012) en terreno (figura 30), se observa una discordancia entre éstos, principalmente en la cola del flujo. Sin embargo, esto era algo de esperarse, ya que según la bibliografía (Schneider et al., 2010) el modelo de Voellmy presenta dificultades al modelar el movimiento de la cola del flujo y, por consiguiente, la distribución de los depósitos.

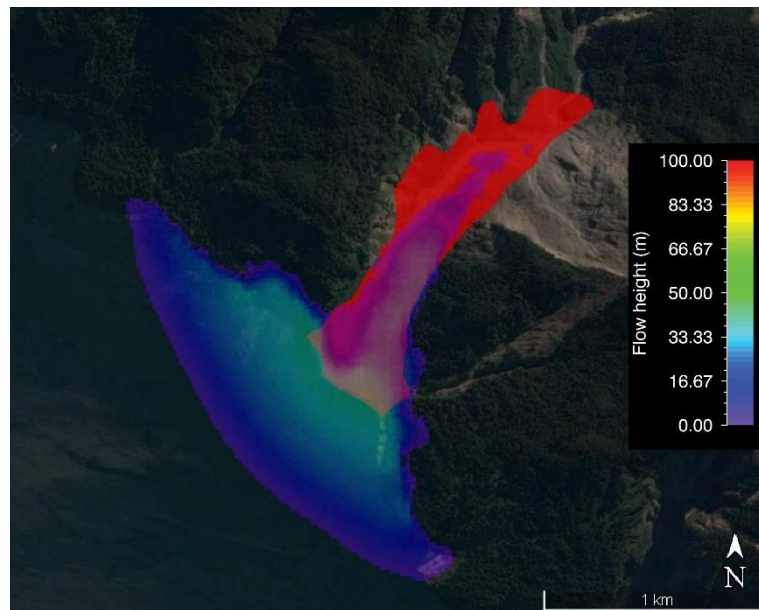


Figura 30: Distribución de los depósitos modelados por RAMMS de la avalancha de roca de Punta Cola. Escala de colores representa el espesor de los depósitos. Área roja corresponde a los depósitos de la avalancha observados por Oppikofer et al. (2012).

Por otro lado, dado que el modelo de Voellmy logra capturar el movimiento del frente de flujo, se deduce que se puede aplicar para determinar la distancia del run-out (Schneider et al., 2010); pero, dado que el flujo llega al mar, este supuesto no se puede comprobar, por lo que la distribución de los depósitos no entrega información importante para determinar si el modelo presenta una buena correlación con los datos.

5.3 **Error del modelamiento final**

Para determinar si el modelo final representa a lo observado por Oppikofer et al. (2012), se debe obtener los errores entre los resultados y los datos con los que éstos fueron comparados (tabla 15). Como se puede distinguir, sólo la altura que alcanza el flujo en la ladera norte de la quebrada en perfil superior presenta un error superior al 30%, el cual podría ser corregido mediante la ubicación exacta de este perfil, mientras que el resto de los antecedentes difieren de los resultados dentro de las proporciones esperadas.

Tabla 15: Errores entre los resultados de la simulación 63 y los datos obtenidos por Oppikofer et al. (2012).

Simulación 63	Datos	Resultados	Error [%]
Run-up Perfil Long [m]	150	155	3,3
Altura Flujo en Ladera Norte Perfil Sup [m]	180	110	38,9
Espesor Depósitos Perfil Sup [m]	20	16	20,0
Espesor Depósitos Perfil Inf [m]	50	35	30,0
Volumen que llega al Fiordo [%]	66,5	55,1	17,1

Como se puede apreciar en la figura 24, hay un sector en la ladera norte que no es alcanzado por la simulación, lo cual es consistente con lo observado en los resultados del perfil superior, donde hay una diferencia de 70 [m] con respecto a los datos entregado por Oppikofer et al. (2012).

Por lo tanto, se puede considerar que, cómo era de esperarse, el programa RAMMS permite una considerar la simulación de las avalanchas de roca como una aproximación válida.

5.4 **Estimación de la altura del run-up a partir de la velocidad del flujo simulado**

Si se considera el flujo como una masa puntual y sin roce, se esperaría que se cumpla la ley de la conservación de la energía, donde la velocidad que lleve el flujo en la quebrada le permitiría alcanzar una altura h en la ladera opuesta de la quebrada, según la ecuación 5.

Ecuación 5: Altura del run-up estimado por conservación de energía.

$$h = v^2/2g$$

Si bien, los supuestos anteriormente mencionados no representan exactamente la realidad, sí permiten tener una noción aproximada de la relación entre velocidad del flujo y altura que éste alcanza.

A partir de la figura 31, se puede apreciar que la velocidad máxima del flujo en el perfil longitudinal llega a los 46 [m/s], lo cual permitiría que el flujo alcance una altura cercana a los 107 [m] desde la quebrada. Se estima que el centro de masa (CM) del flujo tiene una altitud de 250 [m] en la parte más baja de la quebrada y que, luego, se eleva hasta los 325 [m] con respecto al mar, por lo que se calcula que el CM sube 75 [m]. La diferencia entre la altura calculada según la ecuación 5 y la estimada a partir de lo observado en RAMMS se explica, fácilmente, con la ausencia de las fuerzas disipativas que afectan al sistema y que no fueron consideradas en el cálculo, y evidencia que el modelo correlaciona bien los resultados del RAMMS con lo observado por Oppikofer et al. (2012). Además, esto último se encuentra dentro de lo esperado, dado que el modelo de Voellmy representa bien el movimiento del frente del flujo, también lo hace con la velocidad máxima de éste (Schneider et al., 2010).

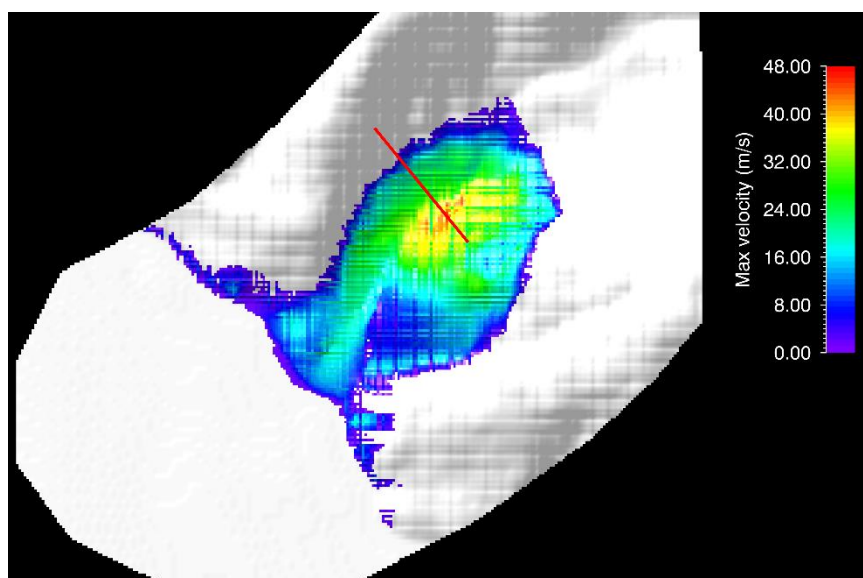


Figura 31: Velocidad máxima del flujo en cada punto de su trayectoria. Línea roja corresponde la ubicación del perfil longitudinal. Escala de colores representa la velocidad máxima del flujo.

5.5 Modelamiento del deslizamiento del bloque C en RAMMS

Dado que la avalancha y deslizamiento de Punta Cola fue una remoción en etapas, ésta podría servir como ejemplo para la utilización de una de las herramientas que entrega el RAMMS. Al incorporar al DEM los depósitos generados por la caída de los bloques A y B, y luego utilizarlo como base para el deslizamiento del bloque C, nos permitiría observar cómo queda la topografía después de este evento. Sin embargo, los resultados difieren considerablemente con lo observado por Oppikofer et al. (2012), ya que la distribución de los depósitos es más extensa y el espesor máximo de éstos corresponde a un tercio de lo visto en terreno (figura 32).

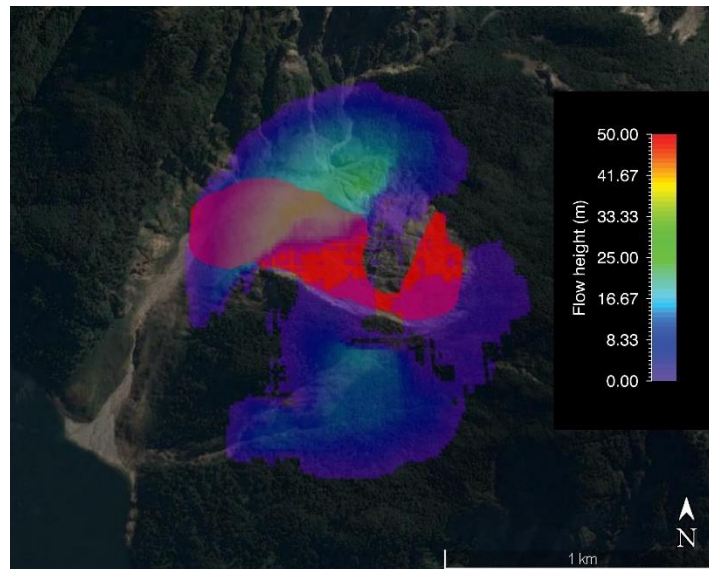


Figura 32: Distribución de los depósitos modelados por RAMMS producto de la caída del bloque C. Escala de colores representa el espesor de los depósitos. Área roja corresponde a los depósitos del deslizamiento del bloque C según Oppikofer et al. (2012).

Estas diferencias se deben a que RAMMS permite modelar sólo flujos, mientras que el desprendimiento del bloque C corresponde a un deslizamiento de roca con baja movilidad que se depositó a los pies del talud (Oppikofer et al., 2012). Varios autores, entre ellos Sosio et al., 2008 y Strouth y Eberhardt, 2009, modelan este tipo de remociones en base a la reología friccional, ya que éstas no presentan una componente turbulenta que aporte a la resistencia.

5.6 Comparación del modelo final con avalanchas de rocas registradas

En la bibliografía hay un sinnúmero de modelamientos de avalanchas de roca y flujos de detritos que utilizan el modelo de Voellmy, para los cuales, Hungr y Evans (1996) recomiendan utilizar valores de μ y ξ de 0,1 y 500 [m/s²], respectivamente. Sin embargo, estos valores cambian según el programa que se utilice para la calibración. La mayoría de las simulaciones se realizaron en DAN-3D, el cual permite considerar dos reologías distintas para el mismo flujo, además incorpora la entrada de material desde el suelo y el nivel de fragmentación, condiciones que el RAMMS no integra, por lo que, difícilmente, son comparables los resultados obtenidos con los encontrados en la literatura.

Un ejemplo más cercano a los observado en Punta Cola es el modelamiento del deslizamiento del Madison Canyon, el cual presenta características similares a la avalancha de roca de Punta Cola, ya que fue gatillado por un terremoto de Ms=7.1, en rocas metasedimentarias y metamórficas (Hadley, 1959; Hadley, 1978; Voight, B. y Voight, M.A., 1974), y en menos de un minuto 21,4 [Mm³] de material se deslizó por el cañón de Madison, alcanzando una velocidad máxima de 50 m/s y con un promedio de altura de depósito de 50 [m] (Trunk et al., 1986). Pero, éstas dos difieren levemente en los parámetros friccionales que se le otorgaron, ya que según Hungr y Evans (1996), la avalancha de roca del Cañón de Madison se simula bien con parámetros de 0,2 para μ y 500 [m/s²] para ξ .

5.7 Comparación de los parámetros de RAMMS entre flujos y avalanchas

A partir de la literatura, se puede notar, aparentemente, la ausencia de simulaciones de avalanchas de roca que se hayan realizado en RAMMS. Sin embargo, sí se logra encontrar modelos de flujos de detritos y avalanchas de roca – hielo, como se resumen en la tabla 16.

Tabla 16: Resumen de los parámetros friccionales de los casos modelados en RAMMS.

Autor	Rock-ice avalanche		Granular debris flow		Viscous debris flow	
	ξ [m/s ²]	μ []	ξ [m/s ²]	μ []	ξ [m/s ²]	μ []
Schneider et al., 2014	1000	0,12	500	0,16	500	0,08
Schneider et al., 2008	2900	0,15	----	----	----	----
Scheuner et al., 2011	----	----	125	0,15	----	----
Deubelbesiss & Graf 2013	----	----	130	0,225	----	----
Hussin et al., 2012	----	----	----	----	500	0,06
Schneider et al., 2010	4000	0,15	----	----	----	----

Es fácil de notar el comportamiento de los parámetros friccionales según el tipo de remoción, ya que, al aumentar la viscosidad del flujo, disminuye el parámetro de fricción seca de Coulomb (μ), mientras que el parámetro viscoso-turbulento (ξ) muestra una tendencia al aumento. Por otro lado, se observa un incremento considerable en este último parámetro en las avalanchas de roca-hielo, junto con una leve inclinación a la disminución de μ con respecto a los flujos de detritos granulares. Estas variaciones, probablemente, se deben a un cambio en el comportamiento reológico del flujo debido a

la incorporación de agua. Y por lo mismo, los resultados obtenidos en el modelo de Punta Cola ($\mu=0,18$ y $\xi=180[\text{m/s}^2]$) difieren de los alcanzados por otros autores en avalanchas que incluyen hielo, y se asemejan más a los conseguidos en flujos de detritos granulares.

6 CONCLUSIONES

Al comenzar con el modelamiento es necesario considerar una representación topográfica adecuada para los objetivos, con tal de obtener resultados que se asemejen lo más posible a la realidad, lo cual no implica la utilización del DEM de mayor resolución necesariamente. En este caso, al considerar uno de 7[m], el programa entrega un volumen calculado del flujo con un error del 71% con respecto al volumen del bloque deslizado, sin considerar fragmentación ni entrada de material desde el cauce. Este error se produce debido a que el RAMMS no está diseñado para computar volúmenes tan grandes, por consiguiente, a mayor resolución de la grilla de cálculo, mayores iteraciones debe realizar y con ello, mayor error. Sin embargo, el programa entrega la posibilidad de cambiar la resolución, con tal de disminuir el error de los volúmenes y reducir el tiempo del procesamiento, en pos de la pérdida de características de la topografía que pueden ser importantes en el modelamiento. Es por esto que la elección de este valor debe ser cuidadosamente seleccionado con el objetivo de minimizar el error del volumen sin que el terreno pierda propiedades significativas. En este caso se escoge una resolución de la grilla de 15 [m].

Luego, para encontrar un modelo que represente lo más fielmente posible lo observado por Oppikofer et al. (2012) se debe buscar mediante prueba y error los parámetros friccionales, μ y ξ . Durante este proceso de calibración se pueden observar ciertas tendencias muy claras, como, por ejemplo, que al aumentar el parámetro de fricción seca (μ), aumenta la fricción y con ella, disminuye la altura del run-up, aumenta el espesor de los depósitos y disminuye el volumen de material que llega al fiordo. Bajo el mismo razonamiento, el parámetro de fricción viscoso-turbulenta (ξ) presenta una relación directa con la altura del run-up. Sin embargo, la tendencia no se cumple para los depósitos del flujo en el perfil superior, ya que se esperaría que éstos disminuyeran con el decrecimiento de la fricción, pero se observa que el espesor aumenta. Esto se puede deber a que el modelo de Voellmy presenta problemas para representar el movimiento de la cola del flujo, además de que en la zona del run-out el parámetro ξ pierde dominancia en la resistencia. Esto mismo se nota en la superposición de los depósitos modelados sobre los observados por Oppikofer et al. (2012). Junto con estos dos parámetros existe un tercer valor que modifica los resultados obtenidos. El criterio de detención, si bien sólo influyen en la zona del run-out, es el más importante al momento de calcular la cantidad de volumen que llega al fiordo.

Una de las herramientas que entrega el RAMMS es la sectorización del dominio, en máximo 3 zonas, con distintos parámetros friccionales. Dado que éstos dependen de la superficie en la que el

flujo se desarrolla, se divide el área completa en dos más pequeñas, la quebrada y el fiordo. Durante la calibración del modelo al hacer variar μ y ξ del mar, manteniendo el resto de los valores constantes, se observa que no hay cambios en lo representado en la quebrada, por lo que pierde sentido esta sectorización en la zona del fiordo.

El modelo que se ajusta de manera más acertada a los observado por Oppikofer et al. (2012) presenta un parámetro friccional seco de 0,18 y uno de fricción viscoso-turbulenta de 100 [m/s²], además de un criterio de detención del 2%. Al comprar los resultados entregados por este modelo, se aprecian errores con respecto a los datos entregados por Oppikofer et al. (2012). Sin embargo, el único punto en comparación que presenta una diferencia mayor al 30% es la altura que alcanza el flujo en la ladera norte de la quebrada en el perfil superior, lo cual se puede deber a que la ubicación de los perfiles se realizó de manera aproximada. El resto de los puntos a evaluar presentan un error entre el 3 y el 30%, lo cual es considerado aceptable. Además, al realizar el análisis de la velocidad máxima y la altura del run-up, junto con comparar el resultado de la calibración con los de otros flujos modelados en RAMMS y con otros modelados en DAN-3D, se puede notar que los resultados que se obtuvieron son consistentes con lo esperado. Por lo tanto, se concluye que el programa, a pesar de presentar algunos problemas, sirve para representar la avalancha de roca de Punta Cola.

Como recomendación se espera que se realice el mismo análisis, pero en otro programa, de preferencia el DAN-3D, para asegurar así la veracidad de estos resultados, ya que al utilizar el mismo modelo reológico de Voellmy, éstos no deberían presentar grandes variaciones.

7 BIBLIOGRAFÍA

Abdrakhmatov y Strom, 2006. Dissected Rockslide and Rock Avalanche Deposits, Tien Shan Kyrgyzstan. Landslides from massive rock slope failure. 551 – 572.

Araya-Vergara, J., 2008. The submarine geomorphology of the Chilean Patagonian fjords and piedmonts. Comité Oceanográfico Nacional – Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, pp- 25 – 27.

Araya-Vergara, J., 2011. Submarine failures in the bottom of the Aysen fjord, Northern Patagonia, Chile. *Investig. Geogr.* – Santiago, Chile, 43: 17-34.

Arqueros, C., 2004. Evolución glacial de la hoya del río Coihaique: una aproximación a partir del análisis geomorfológico y morfoestratigráfico. Tesis de magíster en ciencias, mención geología. Universidad de Chile.

Bagnold, R., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear, *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, **225** A, 49 - 63.

Barrientos, S. y Ward, S., 1990. The 1960 Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103, 589- 598.

Barrientos, S., 2007. Earthquakes in Chile. In Moreno, T. and Gibbons, W. Ed. The Geology of Chile. *Geological Society of London*, 263-287.

Beck, M., 1991. Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 68: 1-8.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115–129. Beck, 1991

Börgel, R., 1983. Geomorfología de Chile. Geografía de Chile – Instituto Geográfico Militar Santiago.

Brüggen, J., 1936. Informe geológico sobre la Región de Ofqui. Boletín del Dpto. de Minas y Petróleo 52, 197–208.

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24 (11): 1025-1028

Campbell, C., 1989. Self-lubrication for long runout landslides, *J. Geol.*, **97**, 653 - 665.

Cembrano, J. y Hervé, F., 1993. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. 2nd ISAG, Oxford, 175-178.

Cembrano, J. y Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96–113.

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.;

Cembrano, J., Lara, L., Lavenu, A., Hervé, F., 2007. Long-term and short-term kinematic history of the Liquiñe Ofqui fault zone, southern Chile: a review and implications for geologic hazard assessment. *In Proceedings Geological Society of America Annual Meeting*, Denver.

Cifuentes, I. L., 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 94: 665-680.

Comte, D., Gallego, A., Russo, R., Mocanu, V., Murdie, R., VanDecar, J., 2007. The Aysen (Southern Chile) 2007 seismic swarm: volcanic or tectonic origin? *Eos Transactions, AGU*, 88 (23), Joint Assembly Supplement.

Cortés, J. 1996. Geología del área comprendida entre Lago Verde y Alto Río Cisnes, Región de Aysén, Chile. MSc thesis, Universidad de Chile, Santiago.

Cruden, D., 1991. A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No.43, pp.27-29.

Davies, T. y McSaveney, M., 2002. Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches, *Can. Geotech. J.*, **39**, 789 -798.

Davies, T., 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization, *Rock Mech.*, **15**, 9 - 24.

Davies, T., McSaveney, M. y Hodgson, K., 1999. A fragmentation-spreading model for long runout rock avalanches, *Can. Geotech. J.*, **36**, 1096-1110.

Delaney K. y Evans S., 2013. The 1997 mount Munday landslide, British Columbia; behaviour, dynamic analysis, and fragmentation of a rock avalanche on a glacier surface. *Landslides* 13 (in press).

Duncan, R. y Hargraves, R., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America, Memoirs*, 162, 81-94.

Erismann, T. H., Heuberger, H. and Preuss, E., 1977. Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergstu "Friktionit". *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, **24**, 67 - 119.

Erismann, T. y Abele, G., 2001. *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*, Springer, Heidelberg, New York, Berlin.

Erismann, T., 1979. Mechanics of large landslides, *Rock Mechs*, **12**, 15 - 46.

Evans, S. G., Clague, J. J., Woodsworth, G. J. and Hungr, O., 1989. The Pandemonium Creek Rock Avalanche, British Columbia, *Canadian Geotech. Jl*, **26**, 427 - 446.

Fariás, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., Bataille, K., 2010. Land-level changes produced by the Mw 8.8 2010. Chilean earthquake. *Science* 329 (5994): p. 916. doi: 10.1126/ Science.1192094.

GUC, 2007. Geophysics, University of Chile (Chile), Servicio Sismológico Nacional de la Universidad de Chile, <http://ssn.dgf.uchile.cl/>

Hadley, J. B. (1964). *Landslides and Related Phenomena Accompanying the Hebgen Lake Earthquake of August 17, 1959*. US Government Printing Office.

Hadley, J. B., *Rock Slides and Avalanches*, 1, Natural Phenomena, B. Voight, Ed., Elsevier Scientific Pub. Co., New York, 1978, pp. 172-180.

Heim, A., 1882. Der Bergsturz von Elm, *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **34**, 74 -115.

Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben, *Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden in Zürich*, **77**, 1-217. (Landslides and Human Lives, Translated by Nigel Skerner, 1989, BiTechPublishers Ltd, Vancouver, B. C.).

Hermanns R. L., Niedermann S., Villanueva A., Schellenberger A., 2006. Rock Avalanching in the NW Argentine Andes as a result of Complex Interactions of Lithologic, Structural and Topographic Boundary Conditions, Climate Change and Active Tectonics. *Landslides from massive slope failure*. 475 – 496.

Hermanns, R.L., Sepúlveda, S.A., Lastras, G., Amblas, D., Canals, M. et al., 2014. Earthquake-triggered subaerial landslides that caused large scale fjord sediment Figure 6. Punta Cola rock avalanche deposits, view from Aysen fjord. 1828 deformation: combined subaerial and submarine studies of the 2007 Aysén Fjord event, Chile. In G. Lollino, A. Manconi, J. Locat, Y. Huang & M. Canals (eds), *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 4 Marine and Coastal Processes*, Chapter 14: pp.67–70. Springer.

Hervé, F. y Thiele, R., 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico, Megafaults in Chile: A review. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, 38, 67-91.

Hervé, F., 1994. The southern Andes between 39 ° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: K.-J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp. 243-248.

Hervé, F., Araya, E., Fuenzalida, J., Solano, A., 1979. Edades radiométricas y tectónicas neógenas en el sector costero de Chiloé continental, X Región. En II Congreso Geológico Chileno, Arica. 1, F1- F18.

Hervé, F., Drake, R., Pankurst, R.J., Beck, M., Jr., Mpodozis, C., 1993. Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(34), 375-386.

Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno I*, Santiago. B39-B56.

Hewitt, K., 2002. Styles of rock-avalanche depositional complexes conditioned by very rugged terrain, Karakoram Himalaya, Pakistan, in S. G. Evans and J. V. DeGraff (eds), *Catastrophic landslides: effects occurrence, and mechanisms*, Geol. Soc. Amer. *Reviews in Engng Geology*, **15**, 345 -377.

Hsü, K. J., 1975. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 129 – 140

Hungr O y Evans S, 2004. Entrainment of debris in rock avalanches; an analysis of a long run-out mechanism. *Bulletin, Geological Society of America*, no. 9/10, 116:1240–1252.

Hungr, O. y Evans, S., 1996. Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. In: Senneiset Edition, *Landslides Glissements de terrain*, pp: 233-238.

Hungr, O., 1990. Mobility of rock avalanches, Report Nat. Res. Inst.for Earth Science & Disaster *Prevention*, No. **46**, 11 - 20

Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. and Hutchinson, J. N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type, *Environmental and Engrg Geoscience* ,**7**, 221 - 238.

Hungr, O., Leroueil S., Picarelli L., 2014. The Varnes classification of landslide type, an update. *Landslides* 11. 167 – 194.

Hussin, H. Y., Quan Luna, B., Van Westen, C. J., Christen, M., Malet, J. P., & van Asch, T. W. (2012). Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment: a case study of the Faucon catchment, Southern French Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *12*(10), 3075-3090.

Hutchinson J, 2006. Massive Rock Slope Failure: Perspectives and Retrospectives on State-of-the-Art. *Massive Rock Slope Failure: Perspectives and Retrospectives*. 619 – 658.

Hutchinson, J. y Bhandari, R., 1971. Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements, *Geotechnique*, **20**, 412 - 438.

Hutchinson, J. y Kojan, E., 1975. Peru: the Mayunmarca landslide of 25 April 1974. Serial No. 3124/RMO.RD/SCE, pp. 23, Figs 39, UNESCO, Paris.

Hutchinson, J., 1987. Mechanisms producing large displacements in landslides on pre-existing shears, *Mem. Geol. Soc. China*, No. **9**, 175 - 200.

Hutchinson, J., 2002. Chalk flows from the coastal cliffs of north-west Europe, in S.G. Evans and J. V. DeGraff (eds), *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms*, Geol. Soc. Amer. *Reviews in Engr. Geology*, **15**, 257-302

Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J., Locat, J., 2004. Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level. In: Lacerda, Ehrlich, Fontoura and Sayao Edition, *Landslides: Evaluation and Stabilization*, pp. 199-204.

Jarrard, R., 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14(9), 780-783.

Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 82(20): 2981- 2987.

Keefer DK, Johnson AM (1983) Earthflows: morphology, mobilization and movement. USGS Professional Paper 1264

Kent, P., 1966. The transport mechanism in catastrophic rock falls, *J. Geology*, **74**, 79 - 83.

Kilburn, C., 2001. The flow of giant rock landslides, in U.Briegel and W. Xiao (eds), *Paradoxes in Geology*, 245-265, Elsevier, Amsterdam.

Kim, Y., Peacock, D.C.P., Sanderson, D., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26(3): 503-517. doi:10.1016/j.jsg.2003.08.002.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe–Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics*, 455, 14–24.

Lara, L., Cembrano, J., Lavenu, A., 2008. Quaternary vertical displacement along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: Differential uplift and coeval volcanism in the southern Andes? *In International Geology Review* 50 (11): 975-993.

Lastras, G., Amblas, D., Calafat, A.M., Canals, M., Frigola, J., Hermanns, R.L., Lafuerza, S., Longva, O., Micallef, A., Sepúlveda, S., Vargas, G., De Batist, M., Van Daele, M., Azpiroz, M., Bascuñán, I., Duhart, P., Iglesias, O., Kempf, P., Rayo, X. (2013). Landslide cause tsunami waves: Insights from Aysén fjord, Chile. *Eos Transactions of the American Geophysical Union*, 4 (34), pp. 297-298.

Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., Pavez, A., 2011. The fluid-driven tectonics warm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw = 6.1 and Mw = 6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2010.05.08.

Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides, *Engrg Geol.*, **63**, 301-331

Lomnitz, C., 1971. Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535-1955. *Revista Geofísica Panamericana* 1: 151-178.

Madariaga, R., Métois, M., Vigny, C., Campos, J., 2010. Central Chile finally breaks. *Science* 9 (328): 181-182.

McSaveney M. y Davies T., 2006. Rapid Rock Mass Flow with Dynamic Fragmentation: Inferences from the Morphology and Internal Structure of Rockslides and Rock Avalanches. Landslides from massive slope failure. 267 – 284.

McSaveney, M., 1978. Sherman Glacier rock avalanche, Alaska, U. S. A., in B. Voight (ed.), *Rockslides and Avalanches* , 1 , 197-258. Amsterdam, Elsevier.

McSaveney, M., 2002. Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand, in S. G. Evans and J. V. DeGraff (eds), *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms*, Geol. Soc. Amer., *Reviews in Engrg Geology*, 15, 35 -70.

Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M., Echtler, H., 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114 (B01407): 23 p. doi: 10.1029/2008JB005788.

Melosh, H., 1979. Acoustic fluidisation: a new geologic process?, *J. Geophys. Res.*, 84, 7513 -7520.

Melosh, H., 1987. The mechanics of large rock avalanches, *Rev. Engrg. Geol.*, 7, 741-749.

Mora, C., Comte, D., Russo, R., Gallego, A., 2008. Analysis of the January 23, 2007 Aysen swarm using joint hypocenter determination. *In International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 7, Abstracts Volume: 341-343.

Moreno, M., Rosenau, M., Oncken, C., 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature* 467: 198-202. doi: 10.1038/nature09349.

Naranjo, J., Arenas, M., Clavero, J., Muñoz, O., 2010. Mass movement-induced tsunamis: Main effects during the Patagonian Fjordland seismic in Aysén (45°25'S), Chile. *Andean Geology*, 36.

Niemeyer, H., Skármeta, J., Fuenzalida, R., Espinosa, W., 1984. Hoja Península de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, 60-61, 80.

Novoa, J. E., 1990. Geomorfología aplicada, diagnóstico de restricciones naturales área interurbana, Puerto Aysén- Puerto Chacabuco, XI Región, Chile. XII Congreso de Geografía y III Jornada de Cartografía Temática. Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas.

Oppikofer, T., Hermanns, R., Redfield, T., Sepúlveda, S., Duhart, P., Bascuñan, I., 2012. Morphologic description of the Punta Cola rock avalanche and associated minor rockslides caused by the 21 April 2007 Aysén earthquake (Patagonia, Southern Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(3): 339-353.

Pankhurst, R., Hervé, F., Rojas, L., Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42° and 42°30'S). *Tectonophysics* 205: 283-294.

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the north patagonian batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4):673-694.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics* 6: 233-248.

Pilger, R. H., 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs*, pp. 113-125.

Plafker, G. y Savage, J., 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin* 81: 1001-1030.

Ramos, V., 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics*, 399(1):73-86.

Redfield, T. F., Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Duhart, P., Mella, M., Derch, P., Bascuñan, I., Fernández, J., Arenas, M., Sepúlveda, S., Rebolledo, S., Loew, S., Yugsi Molina, F., Abächerli, A., Henderson, I., Jaboyedoff, M. y Kveldevisk, V., (2011, January). Analysis of the 2007 earthquake-induced Punta Cola rockslide and tsunami, Aysén Fjord, Patagonia, Chile (45.3 S, 73.0 W). In *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25 (TC4013). doi: 10.1029/2005TC001943.

Sánchez, M. y Velozo, L., 2007. Vocabulario de geomorfología y términos afines. Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K., 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp.121-139.

Scheuner, T., Schwab, S., McArdell, B. W., 2011. Application of a two-dimensional numerical model in risk and hazard assessment in Switzerland.

Schneider, D., Allen, S., Christen, M., Huggel, C., McArdell, B., & Bartelt, P. (2008). Application of the RAMMS model to recent and potential rock-ice avalanches in the Mount Cook region (New Zealand). In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 10).

Schneider, D., Bartelt, P., Caplan-Auerbach, J., Christen, M., Huggel, C., & McArdell, B. W. (2010). Insights into rock-ice avalanche dynamics by combined analysis of seismic recordings and a numerical avalanche model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F4).

Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S., & García, J. (2014). Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences*, 35, 145.

Scholz, C., 1982. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72: 1-14.

Sepúlveda, S. y Serey, A., 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the April 21, 2007 Aisén earthquake, southern Chile (45.5 S). *Andean geology*, 36(1), 131-136.

Sepúlveda, S., Serey, A., Lara, M., Pavez, A. y Rebolledo, S., 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides*, 7(4), 483-492.

SERNAGEOMIN, 2015. Registro de los principales desastres de origen geológico en Chile. Oficina de Comunicaciones.

Sosio, R., Crosta, G. B., y Hungr, O. (2008). Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 100(1), 11-26.

Shreve, R., 1968. The Blackhawk landslide, *Geological Soc. Amer., Special Paper*, 108, 1-47.

Strom A., 2006. Morphology and Internal Structure of Rockslides and Rock Avalanches: Grounds and Constraints for their Modelling. *Landslides from massive slope failure*. 305 – 327.

Strouth, A., & Eberhardt, E. (2009). Integrated back and forward analysis of rock slope stability and rockslide runout at Afternoon Creek, Washington. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(10), 1116-1132.

Suárez, M. y De la Cruz, R., 2001. Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°–48° S). *Geological Magazine*, 138(1), 53-66.

Terzaghi K., 1950: Mechanism of landslides, in Paige. S. Application of Geology to Engineering Practice. Geological Society of America, New York. pp. 83-123.

Thiele, A., Hervé, F., Parada, M. A., y Godoy, E., 1986. La megalalla Liquiñe-Olqui en el Fiordo Reloncaví (41 30'S), Chile. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, (37), 31-47.

Thomson, S., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal base on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114 (9): 1159-1173.

Trunk, F. J., Dent, J. D., & Lang, T. E. (1986). Computer modeling of large rock slides. *Journal of geotechnical engineering*, 112(3), 348-360.

Universidad de Chile, 2009. Línea de base Estudio de Impacto Ambiental "Proyecto Central Hidroeléctrica Cuervo". <http://seia.sea.gob.cl/documentos/documento.php?idDocumento=3965520>

Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., Melnick, D., 2011. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology* 38 (1): 219-238.

Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M., Lara, M., 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology* 40(1): 141-171.

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

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.,

Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J., Blanco, M., Cimbaro, S. Kendrick, E., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* 332: 1417-1421. doi: 10.1126/science.1204132.

Voight, B., Voight, M. A., Eds., *Rock Mechanics: The American Northwest*, Exp. Station, College of Earth and Mineral Sciences, Pennsylvania State Univ., 1974, pp. 125-149.

Yugsi-Molina, F., Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Redfield, T., Bascuñán, I., Loew, S. y Sepúlveda, S.A. 2012. Mechanism and volume estimation of the 2007 Punta Cola rockslide-debris avalanche using terrestrial laser scanning and aerial photogrammetry. In: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K., Leroueil, S. (eds.), *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis Group, London. Vol. 1, pp.553–559.

Wells, D. y Coppersmith, K., 1994. New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4): 974-1002.

Whipple, K., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, 2(2), 97-104.

Wolf, D. E., Scheffler, T. and Schäfer, J. (1999) Granular flow, collisional cooling and charged grains, *Physica A*, **274**, 171-181

Woodcock, N. y Fisher, M., 1986. Strike-slip duplexes. . *Journal of Structural Geology*, 8(7): 725-735.

8 ANEXOS

8.1 Metodología de uso de RAMMS

Para modelar una avalancha de roca en el programa RAMMS es necesario la continua guía del tutorial del programa versión 1.5 para flujos de detritos, por lo que la siguiente guía es extraída y modificada de User Manual v1.5 Debris Flow (2013).

8.1.1 DEM's

Para iniciar un proyecto en RAMMS son necesarias algunas preparaciones previas al proyecto, como, por ejemplo, pasar la información topográfica de formato RASTER a ASCII y luego intercambiar las comas por los puntos para que el programa lea correctamente los datos. Además, el dataset debe estar georreferenciado en el sistema de coordenadas cartesianas, ya que el sistema de coordenadas polares no es aceptado (WGS84 Lat - Long).

8.1.2 Proyectos y escenarios

Se define un proyecto como una región de interés, que permite el análisis de uno o más escenarios, y para cada escenario se puede realizar un cálculo. Un proyecto consiste en diferentes escenarios (archivos de entrada) con diferentes parámetros de entrada, pero la topografía es la misma para cada escenario. Sin embargo, si se necesita cambiar la resolución del DEM se debe iniciar un nuevo proyecto, mientras que otros parámetros de entrada, como área liberada, dominio, resolución de la grilla y el tiempo de fin, pueden ser cambiados para cada escenario.

8.1.3 Información del área de liberación

Hay dos opciones para definir las condiciones iniciales de una simulación:


- Bloque liberado
- Hidrógrafo

Estas condiciones dependen del tipo de flujo que se esté modelando. Generalmente, es útil determinar si el flujo se encuentra canalizado o no. Para pequeños flujos no canalizados es preferible usar un bloque liberado, mientras que para flujos canalizados es más apropiado usar el hidrógrafo. La definición del área y la altura liberada tienen un fuerte impacto en el resultado de la simulación, por

lo que se recomienda el uso como referencia de fotografías, medidas de GPS y medidas tomadas en campo. En el caso de la avalancha de roca de Punta Cola se utiliza la primera opción, ya que la razón por la cual el flujo se encuentra encausado es la alta pendiente de la quebrada que lo contiene, además de que el material es liberado en un solo instante y no parcializado como para considerar la opción del hidrógrafo.

Hay tres posibilidades de incluir un área liberada en el proyecto (tabla 17):

Tabla 17: Incorporación de un área de liberación en RAMMS.

Crear área liberada	Se debe utilizar el modo 2D y clickear  para comenzar a dibujar.
Cargar un área preexistente	<i>Input -> Release area -> Load existing release area.</i>
Importar un shapefile y convertirlo en un área liberada	Se dibuja un área usando las herramientas en GIS y se guarda como shapefile (.shp). Luego, se convierte usando GIS -> <i>Converto Polygon Shapefile -> Polygon Shapefile to RAMMS Release Shapefile .</i>

8.1.4 Dominio de cálculo

Para realizar un trabajo óptimo, la definición de un dominio lo más pequeño posible es muy importante, ya que, al mantener el número de puntos a calcular menor, el tiempo utilizado también lo será. Al realizar el primer cálculo con celdas gruesas, como por ejemplo de 5 o 10 m, se puede obtener una idea por dónde pasa el flujo, lo cual permite determinar el límite del dominio en el área de interés.

Para dibujar el dominio se realiza de manera similar que al crear un área liberada. Se selecciona el modo 2D y se hace click en *Input -> Calculation Domain... -> Draw New Domain*. En la figura 33 se muestra un ejemplo de lo que correspondería un dominio de cálculo.

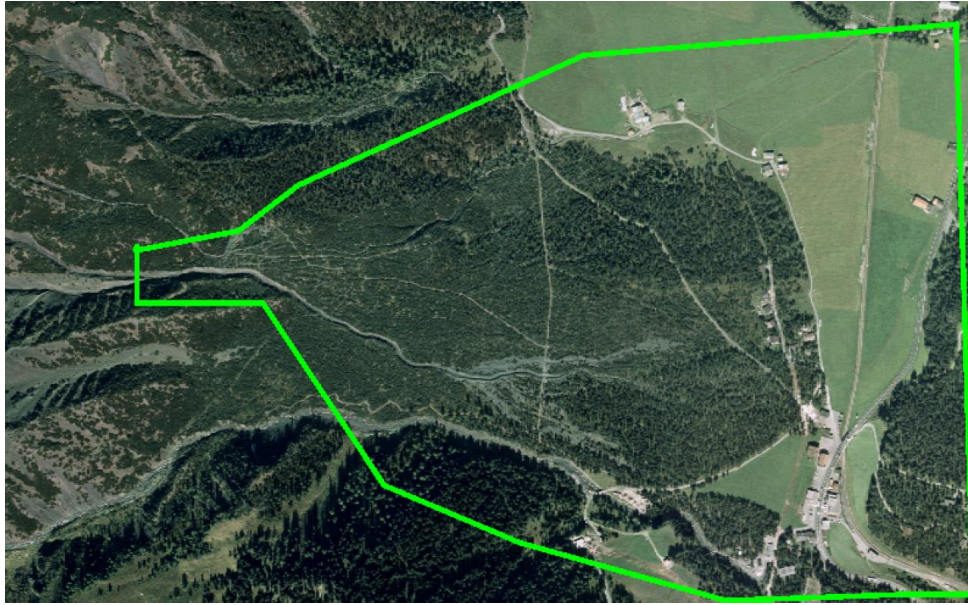


Figura 33: Dominio de cálculo, dentro de la línea verde, limita el área de interés reduciendo el tiempo de cálculo en comparación al dominio rectangular determinado por default. Extraído de Tutorial v1.5, RAMMS.

8.1.5 Correr una simulación

Para correr una simulación se debe abrir o crear un proyecto, cargar un área liberada y un dominio de cálculo. Además, se deben especificar los parámetros friccionales μ y ξ . Se debe hacer click en *Run* -> *Run Calculation* para que abra la ventana donde se deben ingresar el resto de datos.

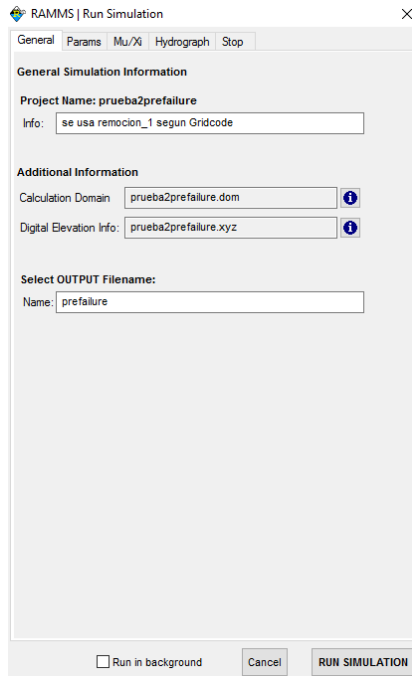


Figura 34: Información general

La primera pestaña que se abre corresponde a la información general de la simulación, como se observa en la figura 34.

La casilla *Run in background* mantiene la interfaz del RAMMS activa, permitiendo al usuario iniciar otras simulaciones

Luego, la segunda pestaña corresponde a los parámetros de simulación (figura 35), donde se puede cambiar el tamaño de la grilla de tal manera que se vea representado las características importantes del flujo. Cabe destacar que mientras menor sea la grilla, mayor es el tiempo de cálculo. Además, se puede elegir el intervalo dump-step, que define la resolución de la animación de la simulación sin tener efectos en los resultados. Por otro lado, se puede manipular el valor de lambda (coeficiente de presión lateral del suelo), el cual modifica el gradiente de presión en el flujo. El valor por default es de 1.00, lo cual inhabilita efecto de este coeficiente. Si se desea considerar este parámetro se debe utilizar la solución numérica de primer orden, lo cual puede proveer resultados de la simulación mejores, pero deben ser testeados cuidadosamente.

Dentro de los parámetros numéricos se puede determinar el tipo de solución. Generalmente, se recomienda utilizar el de segundo orden, ya que arroja resultados más precisos. Sin embargo, si se presentan problemas de estabilidad, es mejor usar una solución de primer orden. Además, para eliminar alturas superficiales de flujos irreales, se determina, por default, que la altura de corte corresponde a 0.0001m.

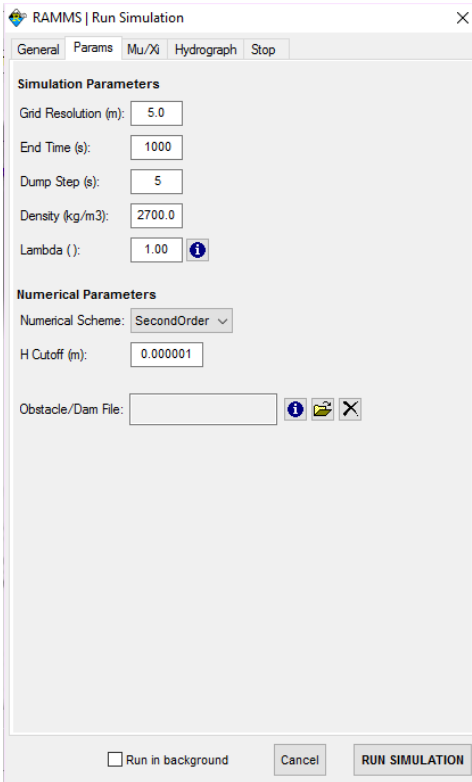


Figura 35: Parámetros de simulación y numéricos.

La siguiente pestaña corresponde a los parámetros friccionales μ y ξ (figura 36). Para iniciar las simulaciones se recomienda realizarlas con los valores entregados por default (0.2 y 200 m/s² respectivamente).

Además, el box de *Define Additional MuXi Areas* permite agregar polígonos que presenten distintos parámetros, como por ejemplo cambios significativos en el canal, áreas densamente forestadas o caminos suaves. Sólo se pueden agregar dos polígonos extras.

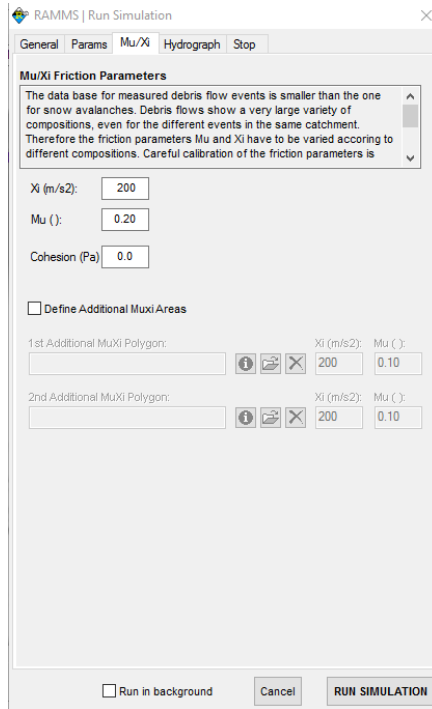


Figura 36: Parámetros friccionales.

En la siguiente pestaña se debe seleccionar si se utilizará un área liberada o un hidrógrafo (figura 37).

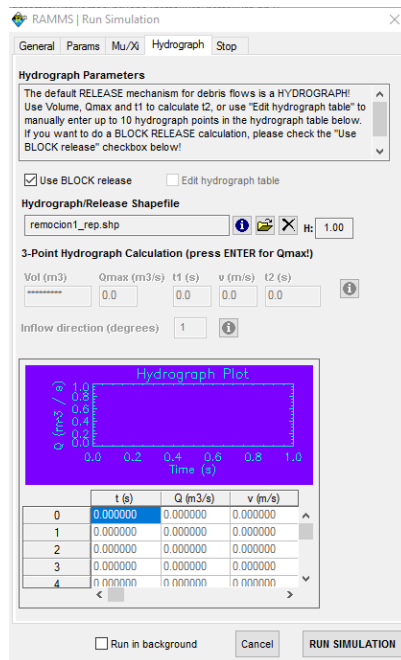


Figura 37: Información de liberación.

Finalmente, la última pestaña (figura 38) corresponde al criterio que el programa debe utilizar para detener la simulación. Este criterio se encuentra basado en el momentum, ya que para cada dump-step se suman los momentum de todas las celdas y se compara con la máxima suma de los momentum, y si el porcentaje es menor que el valor otorgado, el programa se interrumpe y se termina la simulación.

El valor que se debe escoger depende del tipo de liberación que se elija. Como las simulaciones con bloque liberado presentan valores máximos de momentum mayores que en las que se usa el hidrógrafo, ya que el material completo del flujo inicia su movimiento al mismo tiempo, el criterio de corte debería ser de valores más pequeños, como, por ejemplo, en el caso del bloque liberado, el valor de parada debería estar entre 2 y 3%, mientras que en el del hidrógrafo podría ser similar a 5%.

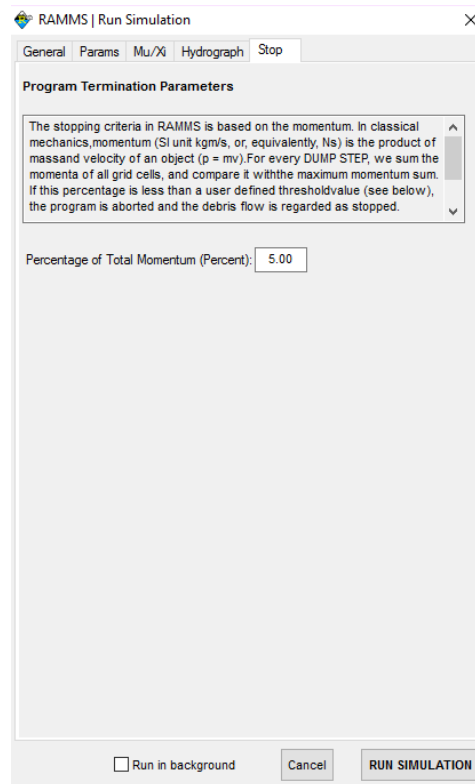


Figura 38: Criterio de detención.

8.1.6 Visualización y análisis de los resultados

A partir del menú *Results* se pueden obtener las siguientes funciones:

- Altura del flujo
- Velocidad del flujo

- Presión del flujo
- Momentum del flujo
- Valores máximos (altura, velocidad, presión y momentum)
- Adaptaciones del DEM (agregar depositación al DEM)
- Análisis del flujo (resumen del movimiento)
- Valores de los parámetros de fricción (μ y ξ)

Además, se pueden trazar perfiles o plotear gráficos de tiempo. Los perfiles permiten conocer la altura, la velocidad y la presión del flujo en un lugar específico, mientras que el gráfico de tiempo permite visualizar como cambia el flujo en un punto con el tiempo.

8.1.7 Agregar depositación al DEM

Es posible simular eventos de flujos para estimar cómo los depósitos de los flujos anteriores influyen en los nuevos. Sin embargo, para simplificar el problema, se debe asumir que el flujo no incorpora los depósitos de los flujos previos, para lo cual el usuario puede seleccionar en modo salida la opción de agregar la altura del flujo al DEM. Con esto se crea un proyecto nuevo basado en el nuevo DEM. La altura de depositación corresponde a la altura del flujo al terminar la simulación.

Para agregar la depositación al DEM se debe ir a *Results -> DEM Adaptations -> Add Deposition to DEM*, e ingresar el nuevo nombre del DEM.

8.1.8 Ejemplo de calibración de un modelo en RAMMS

A partir del tutorial se extrae una aplicación del software RAMMS Debris Flow v1.4.

La calibración del modelo de fricción de Voellmy es uno de los pasos más importantes para obtener resultados realistas y útiles. Para poder realizar esta calibración es necesario tener una documentación, como la altura y la velocidad del flujo en distintas locaciones, así como la composición del material y su volumen inicial y total.

Se calibró el programa con los datos de la tabla18 para el caso específico de Dorfbach, cerca de Randa, Suiza.

Tabla 18: Datos levantados durante el trabajo en campo para ejemplo de aplicación del RAMMS.

Investigación de terreno	
Análisis de Secciones Transversales	Altura de los levées o altura de las marca en
Trayectoria de los Flujos	Camino de bloques, rocas y barro
Deposición del Material	Lóbulos, levées y las cabezas de los flujos
Estimación del Volumen Total	Cuenca de retención en la zona de rebalse más
Fotografía	
Área Liberada	Geometría del área liberada
Trayectoria de los Flujos	Análisis de material depositados a través de

El objetivo de la calibración es comparar la velocidad y altura del flujo en dos locaciones. Los valores que se obtuvieron a partir de las observaciones (tabla 19) en terreno fueron:

Tabla 19: Estimación de velocidad y altura del flujo en ejemplo de aplicación del RAMMS

	Máxima Altura del Flujo [m]	Velocidad [m/s]
Locación 1	2 - 3	3 - 4
Locación 2	2 - 3	1 -2

Luego, para encontrar los parámetros μ y ξ que mejor se adecuan a la realidad, se realizó el siguiente procedimiento:

- Se define μ , como una primera aproximación similar a $\tan(\alpha)$, siendo α el ángulo de la ladera en la zona de depositación. Los valores, generalmente, fluctúan entre 0.05 y 0.4, ya que valores mayores no sirven para tener una simulación con resultados útiles.
- ξ es más delicado de calibrar, ya que, al describir el comportamiento turbulento del flujo, los valores bajos corresponden a flujos granulares, mientras que los altos a flujos de barro. Se recomienda partir con valores cercanos a los 200 [m/s²]
- Luego se varía μ cada 0.1 y ξ cada 100 [m/s²]. Después de comparar los resultados obtenidos con las observaciones de terreno, se comienza con una aproximación más fina hasta encontrar lo mejores valores.

Los valores que mejor calzaron para el caso de Dorfbach fueron (tabla 20):

Tabla 20: Valores de los parámetros friccionales obtenidos en ejemplo de aplicación del RAMMS.

μ	0,225
ξ [m/s ²]	130

Ahora, los coeficientes de Voellmy se utilizan para realizar varias simulaciones. En este caso, se realizó una simulación adicional con un volumen de 5.000 [m³], ya que hay dos locaciones

importantes donde se observan los depósitos. En la tabla 21 se muestran los resultados obtenidos en las dos locaciones con distintos volúmenes totales y con los parámetros que mejor calzaron.

Tabla 21: Altura y velocidad máxima obtenida con los parámetros friccionales óptimos en ejemplo de aplicación del RAMMS.

Volumen 10.000 [m3]	Altura Máxima [m]	Velocidad Máxima [m/s]
Locación 1	2,7	3,8
Locación 2	2,5	2,5
Volumen 5.000 [m3]		
Locación 1	2,2	2,6
Locación 2	1,1	2

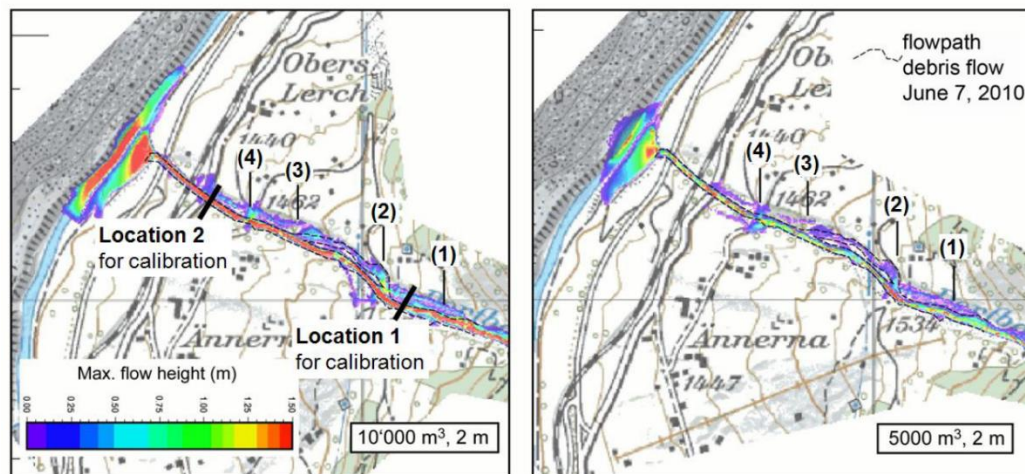


Figura 39: Simulaciones realizadas en RAMMS con los parámetros óptimos y volúmenes totales de 10.000 y 5.000 [m3].

En ambas simulaciones se observan sectores (1 - 4) donde el flujo sale del cauce, siendo que en realidad éste lo sigue (figura 39), excepto en la locación 2, donde fue el único punto que se observó en terreno un desbordamiento del flujo. Estas diferencias se deben a que la resolución del DEM que se utilizó, con curvas de nivel cada 2 metros, ya que posteriormente se utilizó otro DEM con 1 metro de resolución y se logró reproducir un flujo que, al menos, en los sectores 3 y 4 se canalizaba, pero no se desbordaba en la locación 2. Sin embargo, esto último puede deberse a que el volumen era mayor que 5.000 [m³] y que la utilización de área de liberación, en vez de hidrógrafo, subestima los valores de velocidades y alturas de los flujos con respecto a la realidad.

8.2 Otros resultados del modelo final entregados por RAMMS

El programa, junto con la altura del depósito generado por el flujo y la velocidad de éste cada cierto tiempo, permite obtener la presión interna del flujo (figura 40) y su momentum (figura 41).

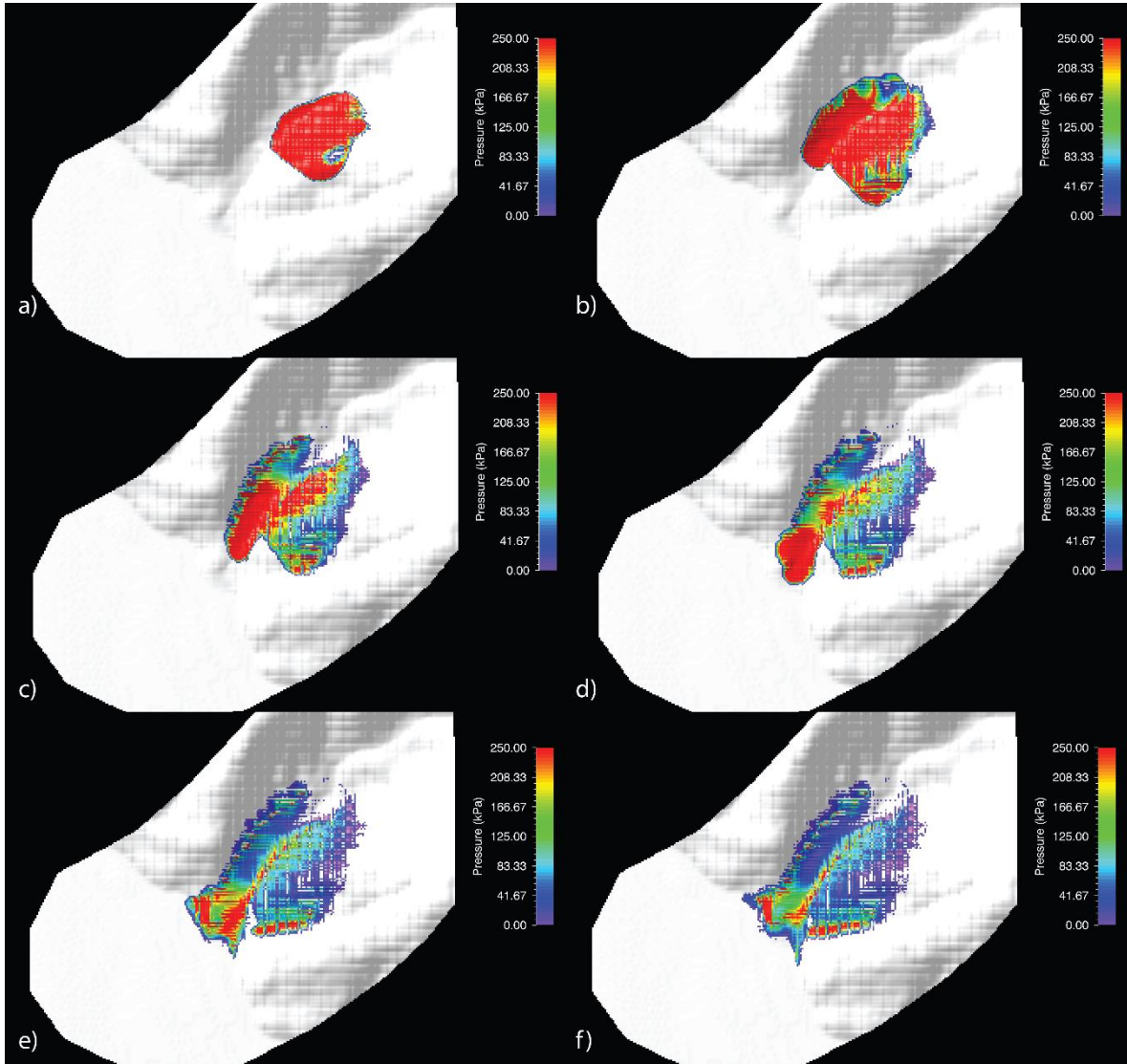


Figura 40: Visualización de la variación de la presión del flujo simulado cada cierto tiempo: a) $t=5s$. b) $t=20s$. c) $t=40s$. d) $t=55s$. e) $t=75s$. f) $t=90s$. Escala de colores representa la presión del flujo.

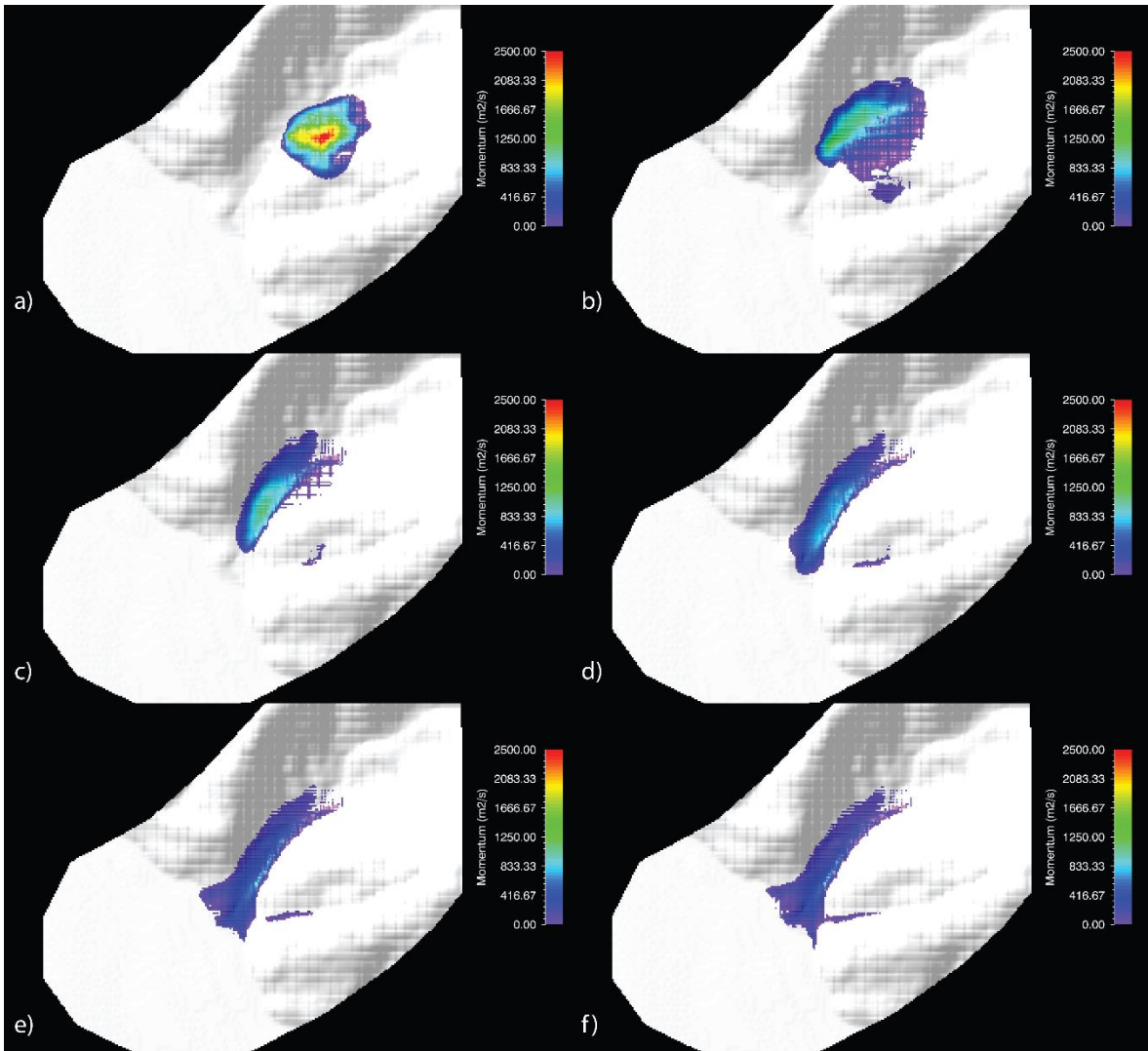


Figura 41: Visualización de la variación del momentum del flujo simulado cada cierto tiempo: a) $t=5s$. b) $t=20s$. c) $t=40s$. d) $t=55s$. e) $t=75s$. f) $t=90s$. Escala de colores representa el momentum del flujo.

Además, el programa entrega la posibilidad de visualizar en 3 dimensiones los resultados anteriormente mencionados, como se aprecia en la figura 42.

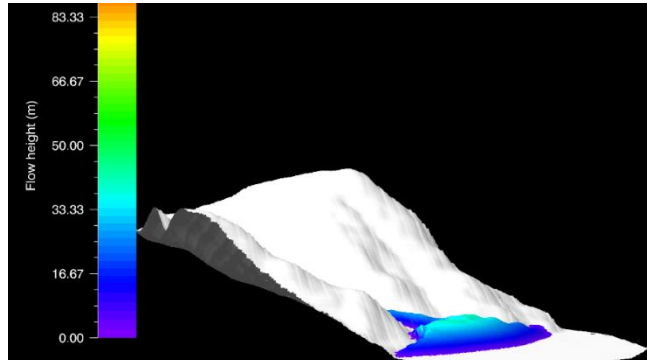


Figura 42: Visualización en 3D del depósito final de la simulación 63. Escala de colores representar la altura del flujo.