



Universidad Austral de Chile

Facultad de Ciencias

Escuela de Ciencias

**PROFESOR PATROCINANTE: DR. MARIUS SCHAEFER
INSTITUTO DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
FACULTAD DE CIENCIAS**

**PROFESOR CO-PATROCINANTE: DR. ÁLVARO GONZÁ-
LES
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
FACULTAD DE CIENCIAS**

SIMULACIÓN DE UN GLOF EN VODUDAHUE: ANÁLISIS DEL PELIGRO EN FUNCIÓN DE SUS PARÁMETROS INICIALES

Seminario de Graduación presentado como parte
de los requisitos para optar al **Grado de Licen-
ciado en Ciencias con mención en Física.**

MAÑO ZÚÑIGA OLIVARES

VALDIVIA-CHILE

2024

Para Carlitos

Agradecimientos

Mi mas sincero agradecimiento al Dr. Marius Schaefer y al Dr. Álvaro Reyes por su invaluable apoyo con los recursos computacionales necesarios para la realización de este estudio, así como al proyecto COHIVO por brindarme esta nueva oportunidad de aprendizaje.

Índice

1. Introducción	9
1.1. Entorno Geográfico	11
1.2. Ángulos de fricción	14
1.3. Hipótesis de trabajo y Objetivos	16
1.3.1. Hipótesis	16
1.3.2. Objetivo general	17
1.3.3. Objetivos específicos	17
2. Materiales y Métodos	18
2.1. Materiales	18
2.2. Metodos	19
2.2.1. Modelos de elevación	19
2.2.2. Volumen	24
2.2.3. Caudal Máximo	27
2.2.4. R.avaflow	28
3. Resultados	30
3.1. Recorrido del flujo	30
3.2. Análisis de coeficiente de fricción interna, glaciar 01	32
3.3. Análisis de coeficiente de fricción basal, glaciar 01	34
3.4. Análisis de coeficiente de fricción interno, glaciar 02	34
3.5. Análisis de coeficiente de fricción basal, glaciar 02	36
3.6. Análisis de variacion de área, glaciar 01 y 02	38
3.7. Zonas de acumulación de flujo	40
4. Discusión	44

5. Anexo

Resumen

Los desbordamientos repentinos de los lagos glaciares (GLOFs) son eventos naturales que liberan grandes cantidades de agua que pueden causar devastadores impactos en las comunidades y el medio ambiente. Estos fenómenos tienen diferentes gatilladores naturales, sin embargo en las últimas décadas, han sido agravados por el cambio climático. Vodudahue, un caserío ubicado al norte de la Patagonia Chilena, es una zona de interés debido a su cercanía con un lago glaciar cuya dinámica podría generar un GLOF con implicancias significativas para la población local y su entorno.

Por medio de este estudio, se analiza el comportamiento de un GLOF en el lago Vodudahue, utilizando el software r.avaflow para modelar flujos de masas bifásicos y evaluar los peligros asociados. La investigación considera parámetros iniciales como ángulos de fricción basal e interna, así como el área del glaciar deslizado para analizar su impacto en la dinámica del flujo. Mediante el uso de modelos digitales de elevación (DEM) y datos sobre el espesor de hielo, se realizan simulaciones en escenarios que incluyen un glaciar real y otro ficticio con un área aumentada.

Los resultados muestran que el ángulo de fricción basal tiene un efecto significativo en el avance del flujo, con diferencias de hasta 780 m al variar este parámetro en 10° . Por otro lado aumentar el área del glaciar deslizado en un factor de 2.7, lo que genera un aumento de volumen en un factor de 1.64, aumenta el alcance del frente del flujo en 1130 m y eleva la energía cinética máxima en un factor de 2.17. En contraste, la variación del ángulo de fricción interna genera cambios menores, lo que indica que su influencia es menos crítica en este contexto. Además, se identificaron zonas de acumulación de flujo donde el agua alcanza alturas superiores a 115 m, actuando como amortiguadores naturales que ralentizan el avance y modifican la dinámica del flujo.

El análisis destaca que el recorrido inicial del GLOF de 16.9 km es esencial para disipar la energía cinética. Sin embargo, las limitaciones en la resolución del DEM y la omisión de procesos como la fusión de hielo durante el flujo sugieren que los resultados deben interpretarse como aproximaciones iniciales. Este trabajo proporciona información clave para la planificación de medidas de

mitigación y sistemas de alerta temprana, subrayando la importancia de estudios complementarios que cuenten con datos mas precisos.

Abstract

The glacial lakes outburst floods (GLOFs) are natural events that release large volumes of water, potentially causing devastating impacts on communities and the environment. These phenomena have various natural triggers; however, in recent decades, they have been exacerbated by climate change. Vodudahue, a small settlement located in northern Chilean Patagonia, is an area of interest due to its proximity to a glacial lake whose dynamics could generate a GLOF with significant implications for the local population and its surroundings.

This study examines the behavior of a GLOF in Vodudahue Lake using the *r.avaflow* software to model two-phase mass flows and assess associated hazards. The research considers initial parameters such as basal and internal friction angles, as well as the area of the sliding glacier, to analyze their impact on flow dynamics. Simulations are conducted using digital elevation models (DEMs) and ice thickness data in scenarios that include both a real glacier and a hypothetical one with an increased area.

The results show that the basal friction angle has a significant effect on the flow's progression, with differences of up to 780 m when varying this parameter by 10° . Moreover, increasing the glacier's area by a factor of 2.7, resulting in a volume increase of 1.64, extends the flow's front by 1130 m and raises the maximum kinetic energy by a factor of 2.17. In contrast, variations in the internal friction angle result in minor changes, indicating that its influence is less critical in this context. Additionally, zones of flow accumulation were identified where water reaches heights exceeding 115 m, acting as natural buffers that slow the flow and alter its dynamics.

The analysis highlights that the initial 16.9 km of the GLOF's trajectory are essential for dissipating kinetic energy. However, limitations in DEM resolution and the omission of processes such as ice melting during the flow suggest that the results should be interpreted as initial approxima-

tions. This study provides key information for planning mitigation measures and early warning systems, emphasizing the importance of complementary studies with higher-resolution data.

1. Introducción

Periódicamente, un glaciar gana y pierde masa por diferentes procesos naturales. Sin embargo, debido al calentamiento climático, durante el último siglo el retroceso de los glaciares ha ido en aumento, provocando que a su paso, se creen nuevos lagos glaciares o estos vayan aumentando su tamaño.

Un GLOF (por sus siglas en inglés, Glacial Lake Outburst Flood) es el desbordamiento repentino de grandes cantidades de agua provenientes de un lago glaciar (Carrivick y Tweed, 2016). Es un fenómeno violento que puede llegar a producir descargas de agua durante horas o incluso días, con caudales máximos de hasta 10.000 m^3 por segundo (Iribarren, Norton y Mackintosh, 2014). El río Baker es el río de mayor caudal medio anual de Chile; está ubicado en la Patagonia. Este registra un caudal medio de aproximadamente 1100 m^3 por segundo (Vandekerkhove et al., 2020), es decir, solo un 11 % del caudal máximo registrado para los GLOFs.

Por este motivo, resulta un evento natural sumamente peligroso para la flora, fauna, asentamientos y vida humana que se encuentran a su paso, ha causado pérdidas de millones de dólares en daños de infraestructuras y pérdidas de miles de vidas humanas en el mundo (McKillop y Clague, 2007). Debido al calentamiento global, los lagos glaciares represados en alta montaña han aumentado en cantidad y tamaño (Araya, 2024), aumentando así la frecuencia con la que se desencadenarán estos eventos en el futuro (Iribarren, Mackintosh y Norton, 2014).

Los lagos glaciares pueden estar contenidos por morrenas o por el mismo hielo, y dependiendo de su entorno, un GLOF podrá ser propiciado por diferentes factores.

En el caso de que esté contenido por una morrena, esta puede ensancharse y luego romperse debido a la sobrepresión ejercida por el lago que contiene. También puede ser sobrepasada por el aumento del nivel del agua debido a intensas lluvias, el deshielo, o por oleaje causado por movimientos de grandes masas como rocas o eventos de calving de un glaciar (Iribarren, Mackintosh y Norton, 2014).

En el caso de que el lago esté contenido por un glaciar, puede ser liberado por causas simila-

res, incluyendo el drenaje del lago por conductos subglaciales y la rotura del hielo por actividad volcánica (Carrivick et al., 2017).

En América Latina se han registrado datos de 86 GLOFs que han ocasionado la muerte de 5,745 personas (Carrivick y Tweed, 2016). El evento más catastrófico fue registrado en Huaraz, Perú. En el año 1947, la laguna Palcacocha, ubicada a una distancia de 25 km montaña arriba sobre la ciudad, sufrió el rompimiento de la morrena que la contenía. Esto ocasionó un GLOF que logró llegar a la ciudad, arrasando con un tercio de su población y dejando un total de 5.000 muertes (Carey, 2005).

Todos los GLOF registrados en América Latina han ocurrido a lo largo de la cordillera de los Andes, en Perú, Chile y Argentina, principalmente en la Patagonia de estos dos últimos países (Iribarren, Mackintosh y Norton, 2014). Del total de estos eventos, 50 han sido causados por fallas del hielo, 29 por fallas de la morrena, 6 han sido de origen desconocido y 1 debido al deslizamiento de la base rocosa. La mayoría de estos eventos ha ocurrido en los meses más calurosos del año, es decir, entre diciembre y marzo en el caso de América Latina (Carrivick y Tweed, 2016).

En la Patagonia la mayoría de los GLOFs han pasado desapercibidos o han causado pocos daños; sin embargo, a medida que la población humana se desarrolla y comienza a poblar lugares como valles montañosos antes deshabitados (McKillop y Clague, 2007) o de baja población, el riesgo de que este evento cause daños es mayor.

En el año 1977, en Bahía Murta viejo, en la Patagonia Chilena se registra un GLOF con una descarga total de 12 a 13 millones de m³ de agua, donde el proceso de liberación duró 10 horas aproximadamente, inundando y destruyendo viviendas humanas que estaban edificadas a metros del río Engaño (Iribarren et al., 2015). En los años posteriores, frente al peligro de que ocurra este evento nuevamente, el pueblo traslada sus asentamientos a solo 2.5 km, a Bahía Murta nuevo. Logrando con esta decisión, establecerse en un lugar seguro para su población.

Vodudahue es una localidad del sur de Chile, ubicada al norte de la Patagonia Chilena. Este caserío tiene sus asentamientos ubicados a orillas del río Vodudahue. Según el INE (por sus siglas, Instituto Nacional de Estadísticas), su población es de 100 personas que habitan en 12 asentamientos, acorde a los datos recopilados en el CENSO del año 2017 (Instituto Nacional de Estadística,

2019).

La fundación Alerce 3000, en conjunto con la fundación Chilco, realiza estudios y genera estrategias para "preservar, valorar y difundir" la reserva del Valle de Vodudahue (Fundación Alerce 3000, 2024). Entre las acciones que han llevado a cabo, han logrado impartir cursos para preparar a los guías, llevar a escolares de localidades cercanas, generar retiros artísticos y desarrollar un jardín botánico que será un nexo internacional para preservar y generar investigaciones sobre las especies que habitan este lugar (Arce et al., 2023).

La primera iglesia del caserío fue inaugurada el 18 de marzo del año 2018 ("Ceremonia de bendición de la iglesia, San José Carpintero de Vodudahue", 2018), y un año después, en el aniversario de la iglesia, el padre Antonio Van Kessel afirma haber recibido en la iglesia a más de 1000 personas, entre ellas, a los reyes de Noruega ("PRIMER ANIVERSARIO, Iglesia San José Carpintero de Vodudahue", 2019).

Por estos motivos, al promover el valle de Vodudahue como una reserva biológica de interés científico y turístico, a metros del río Vodudahue, se hace de vital importancia conocer los riesgos del vaciamiento de la laguna de Vodudahue. Así, se pueden generar planes de contingencia en beneficio de la población que podría resultar potencialmente en peligro.

1.1. Entorno Geográfico

Vodudahue, ubicado en las coordenadas $42^{\circ}29'S$, $72^{\circ}23'O$, es un caserío de la comuna de Huailaihué, provincia de Palena, en la región de Los Lagos, como se ve en la imagen derecha de la Figura 1. El lago Vodudahue, el cual será llamado de esta forma en el escrito debido a no encontrar literatura que lo presente de otra manera, está ubicado en las coordenadas $42^{\circ}17'51.62"S$, $72^{\circ}9'15.68.O$, a 1157 metros sobre el nivel del mar. En el caso de que ocurra un GLOF, se espera que el recorrido que realice el agua de la laguna glaciar sea el trazado en la imagen derecha de la Figura 1, donde se recorren los canales y estrechos disminuyendo la altitud desde la laguna hasta el caserío.

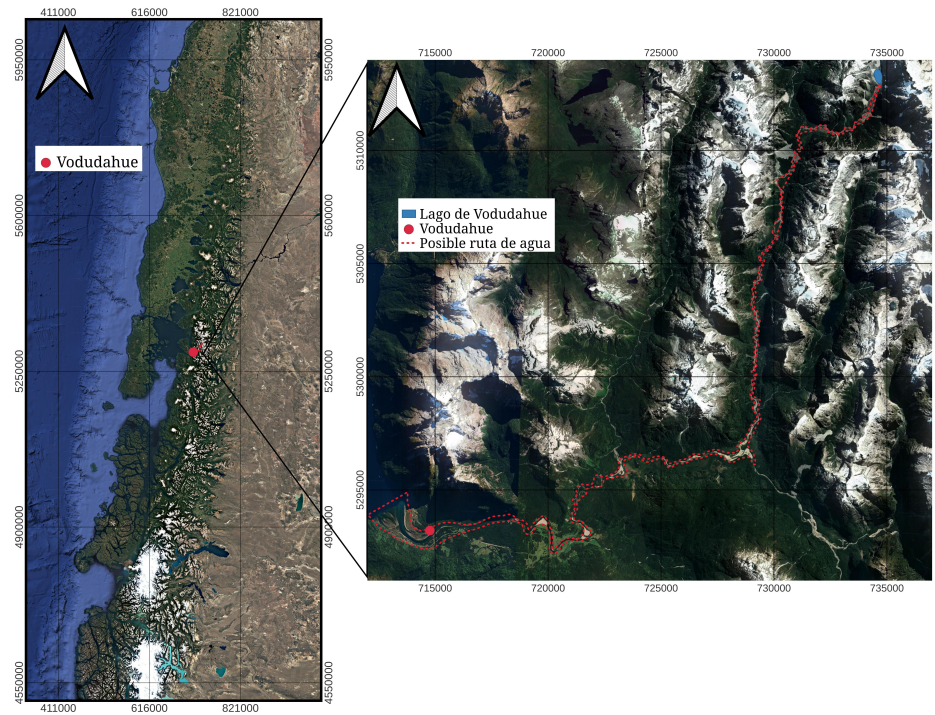


Figura 1: En la imagen izquierda se presenta la ubicación de Vodudahue, en la derecha, se presenta el recorrido que realizará la descarga de agua de la laguna Vodudahue

En la Figura 2 se señalan lugares importantes en el caserío, ya sea porque concurre gran parte de su población, son lugares turísticos, de interés científico o porque se mantienen habitados continuamente (Arce et al., 2023).

Con el fin de calcular posteriormente el volumen de la laguna glaciar, se deben obtener datos de la geometría de la laguna de Vodudahue como se presenta en la Figura 3.

Para medir el largo (L), ancho (W) y área (A) de la laguna se utiliza el software Google Earth Pro, el cual presenta las últimas imágenes satelitales de la zona de estudio en febrero de 2021.

Para hallar el largo se debe trazar una línea recta desde el punto de vaciamiento de la laguna hasta el extremo contrario, de tal manera que se alcance la máxima distancia entre ambos extremos. El ancho debe ser perpendicular al largo, y de igual manera, se debe trazar una recta que alcance la máxima distancia entre ambos extremos. Para calcular el área, se traza un polígono sobre la laguna.

Realizando este procedimiento, como se presenta en la Figura 3, se obtiene:

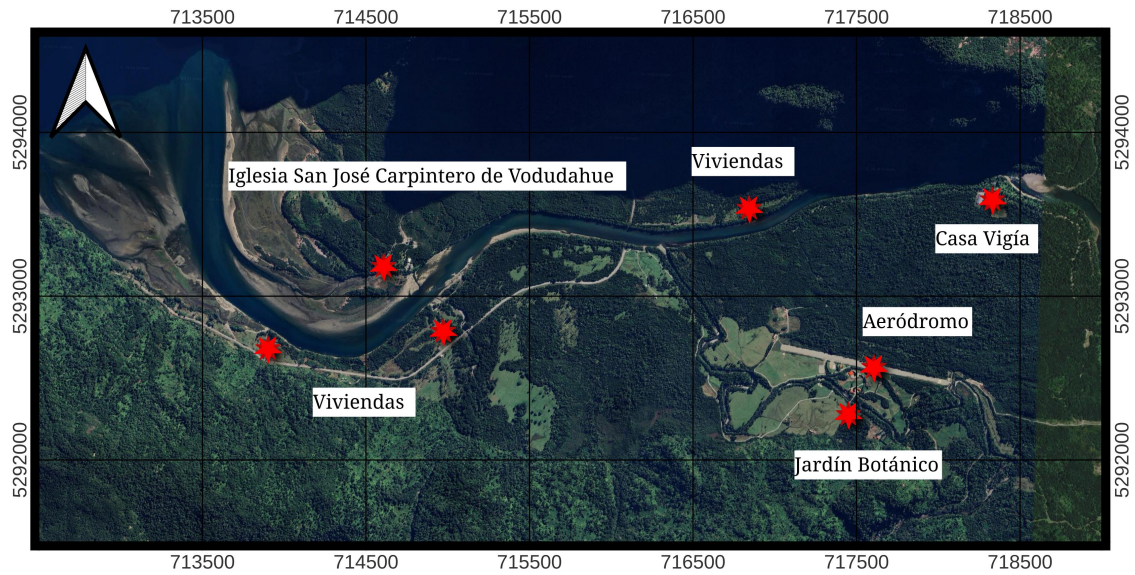


Figura 2: Sitios de importancia y concurrence en el caserío de Vodudahue

- $A = 0,15 \pm 0,01 \text{ km}^2$
- $L = 690 \pm 10 \text{ m}$
- $W = 290 \pm 10 \text{ m}$.

Donde las incertidumbres son consecuencia del error de medida al realizar sistematicas mediciones por medio de Google Earth pro en cada una de las variables mencionadas.

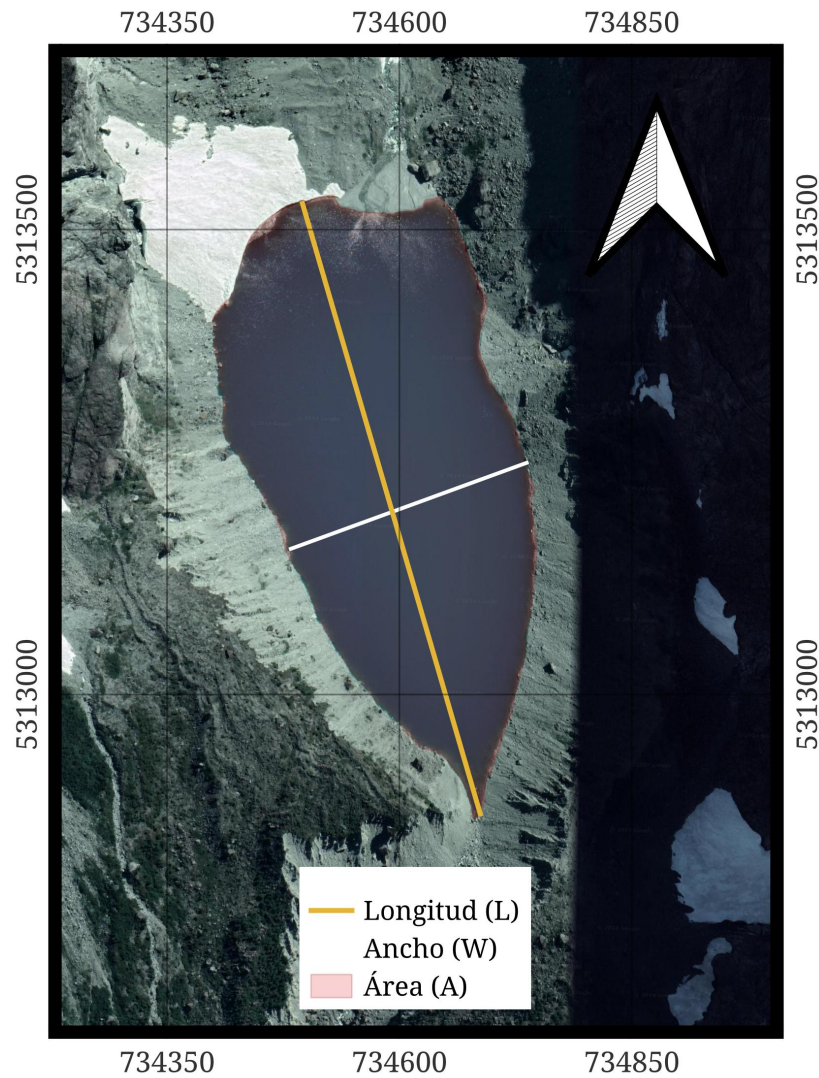


Figura 3: Geometría de la laguna de Vodudahue en Febrero de 2021 (Imagen capturada con Google earth pro). Donde: $A=0.15km^2$, $L=690m$, $W=290m$

1.2. Ángulos de fricción

El suelo está compuesto por granos de minerales no consolidados, separados mecánica o químicamente entre sí. Estos granos pueden presentar dimensiones que varían desde milímetros hasta metros. Cuando se apilan unos sobre otros formando una estructura cónica, el ángulo de fricción

interna representa el ángulo máximo en el que pueden mantenerse estables sin que la estructura colapse ni las partículas se deslicen (Bobrowsky y Marker, 2018).

En el contexto de un evento dinámico, como un deslizamiento de tierra hacia una laguna seguido de su vaciamiento, el ángulo de fricción interna desempeña un papel crucial. Este ángulo define el punto crítico a partir del cual el suelo comienza a fluir, determinando si el deslizamiento ocurre de manera gradual y controlada o si, por el contrario, se produce de forma rápida y catastrófica.

Un ángulo de fricción interna mayor implica que el material puede soportar una pendiente más pronunciada antes de ceder. Como resultado, el material que se desliza tendrá una mayor energía potencial al momento de fallar. Por otro lado, un ángulo de fricción interna menor indica que el material es menos resistente al deslizamiento y puede fallar en pendientes menos pronunciadas.

Además, durante el avance del flujo, el ángulo de fricción interna sigue siendo relevante al influir en la interacción entre las partículas del material. Estas interacciones ralentizan el movimiento al generar resistencia por fricción entre las partículas, disminuyendo la velocidad del flujo.

Por otro lado, el ángulo de fricción basal introduce restricciones adicionales al movimiento del flujo. Este parámetro está relacionado con el esfuerzo basal, el cual se describe mediante la ecuación,

$$\tau_b = \rho g H \sin(\delta) \quad (1)$$

Donde, τ_b es el esfuerzo basal, ρ es la densidad del material, g es la aceleración de gravedad, H es la altura del material, y δ es el ángulo de fricción basal.

El esfuerzo basal representa la fuerza que se opone al movimiento del flujo debido a la interacción entre las partículas del suelo y la base. Este esfuerzo depende del peso del material que actúa sobre la superficie y de la fricción generada en la interfaz, limitando la movilidad del flujo y contribuyendo a su estabilidad.

1.3. Hipótesis de trabajo y Objetivos

1.3.1. Hipótesis

Durante el último siglo, como consecuencia del calentamiento global, ha aumentado la probabilidad de que se desencadenen eventos como los GLOFs. Se espera que la laguna Vodudahue, ubicada en la localidad de Vodudahue, sufra un vaciamiento debido al deslizamiento de un glaciar sobre el lago.

Considerando que, según Google Earth pro, en Febrero de 2021, el área planimétrica de esta laguna era de 0.15 km^2 , la diferencia de altura entre la laguna y la parte baja del río, donde se encuentra el asentamiento humano más cercano, es de 1154 m, y el recorrido que debe realizar el flujo bifásico para llegar allí es de aproximadamente 41.6 km, no se espera que este evento cause inundaciones en los asentamientos humanos. Sin embargo, en caso de que el área del glaciar susceptible al deslizamiento aumente, el GLOF podría alcanzar un alto nivel de intensidad, representando un riesgo significativo para la comunidad de Vodudahue.

1.3.2. Objetivo general

Realizar simulaciones del GLOF de la laguna Vodudahue utilizando el software r.avaflow. Se utilizará información actualizada sobre el estado de la laguna y se variará el área del glaciar con el fin de hacer proyecciones y evaluar posibles peligros asociados con el GLOF.

1.3.3. Objetivos específicos

1. Realizar un estudio del entorno geográfico donde se encuentra el lago.
2. Obtener un modelo matemático adecuado para calcular el volumen de agua del lago Vodudahue, el tiempo de vaciamiento y el caudal máximo alcanzado.
3. Realizar un estudio bibliográfico para definir los parámetros de los flujos de masa adecuados para este caso de estudio, tales como la densidad y ángulos de fricción para cada masa.
4. Realizar una evaluación del peligro actual de un GLOF y el peligro al aumentar el área del glaciar.

2. Materiales y Métodos

2.1. Materiales

1. Sistemas de información geográfica (GIS):

- GRASS GIS versión 7.8: Software de GIS de código abierto para análisis espacial avanzado.
- Google Earth Pro: Software de visualización y análisis de datos geoespaciales.
- QGIS 3.38: Software de GIS de escritorio de código abierto para crear, editar y analizar datos geoespaciales.

2. R.avaflow: herramienta de software de código abierto, simula flujos de masa bifásica.

3. Modelos de elevación digital (DEM):

- Elevacion del terreno de estudio.
- Volumen de glaciár propenso a deslizarse en el lago.

2.2. Metodos

2.2.1. Modelos de elevación

El término raster"se refiere a un tipo de datos espaciales que proporcionan información sobre una área geográfica específica. Estos datos se representan como una cuadrícula o matriz de celdas uniformes. Al superponer esta cuadrícula sobre una sección del terreno, cada celda contiene un valor cuantitativo que describe una variable particular, como la elevación, la temperatura u otras características relevantes del espacio geográfico específico sobre el cual recae cada celda.

Cada celda de la cuadrícula corresponde al tamaño de un píxel, y su ubicación se identifica mediante un par ordenado de coordenadas. Por ejemplo, una celda puede ser representada como (x, y) , donde x e y denotan las coordenadas de longitud y latitud, respectivamente (Figura 4a). Esta estructura hace que los datos raster sean especialmente útiles para modelar variables espaciales, facilitando tanto su análisis como la visualización de la información geográfica.

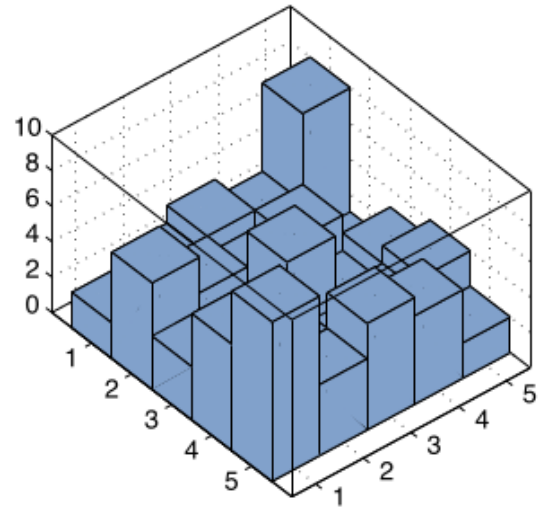
La resolución de un raster determina el área cubierta por cada píxel, lo cual influye directamente en el nivel de detalle que se puede observar. Una mayor resolución implica celdas más pequeñas y, por tanto, una representación más detallada del fenómeno estudiado.

Para obtener información sobre la elevación del terreno, se utiliza un Modelo Digital de Elevación (DEM). Un DEM es un tipo de raster que contiene datos de elevación, representando las características topográficas de la superficie terrestre, como se ilustra en la Figura (4b). En el caso de Vodudahue, el DEM correspondiente a la zona de estudio se presenta en la Figura (7).

Para determinar el volumen del glaciar susceptible de deslizarse hacia el lago, se utilizan los datos proporcionados por Farinotti et al. (2019), quien presenta un repertorio global sobre el espesor del hielo en los glaciares. Mediante estos datos, junto con el modelo de elevación del terreno de la zona de estudio, se realiza un análisis en QGIS complementado con imágenes de Google Earth Pro. Este análisis permite identificar las áreas donde el glaciar presenta grietas y un ángulo de inclinación superior a 25° con respecto a la horizontal, delimitando así las zonas con mayor riesgo de deslizamiento. Esta metodología sigue un enfoque similar al desarrollado en otros estudios (Araya,

	a_{00}	a_{01}	a_{02}	a_{03}	a_{04}
	a_{10}	a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}
	a_{20}	a_{21}	a_{22}	a_{23}	a_{24}
	a_{30}	a_{31}	a_{32}	a_{33}	a_{34}
	a_{40}	a_{41}	a_{42}	a_{43}	a_{44}
Latitud					
	Longitud				

(a) Ejemplo de una grilla como representación de un raster.



(b) Funcionamiento de un DEM (Trauth, 2024)

Figura 4: Representaciones del funcionamiento de un raster y un DEM.

2024).

Adicionalmente, se incluirán datos de un glaciar ficticio con el propósito de realizar un segundo modelo que simule un escenario de aumento en el área deslizada. Esto permitirá evaluar el impacto potencial en la dinámica de la región y analizar las posibles implicaciones para futuros estudios de riesgos.

El área del glaciar real (Figura 5) es de 391.000 m^2 , y su volumen es de $9.62 \times 10^6 \text{ m}^3$, según Farinotti et al. (2019). Para generar el nuevo glaciar ficticio, se incrementará el área del glaciar en un factor de 2.7, extendiéndolo a ambos lados del glaciar real, específicamente en las zonas altas de la montaña que rodea el lago y presentan una inclinación superior a 25° (Figura 5). Manteniendo un espesor de hielo constante de 15 m en todo el glaciar ficticio, el volumen total resultante será de $1.57 \times 10^7 \text{ m}^3$, lo que corresponde a un factor de escala de 1.64 respecto al glaciar real.

Debido a la gran variedad de modelos de elevación gratuitos disponibles y a la variabilidad de sus datos (Figura 6), producto de errores en las mediciones, se empleará un modelo que presente pendientes menos abruptas. Esto es esencial para trazar con mayor precisión la ruta que se espera que el agua del lago siga en dirección al caserío de Vodudahue.

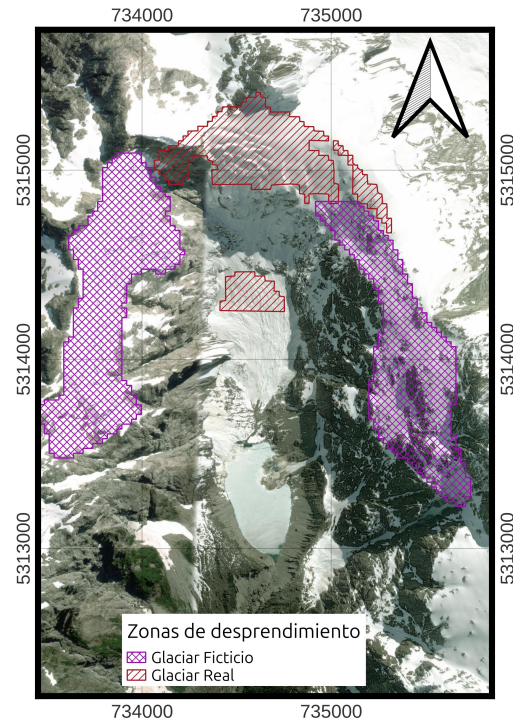
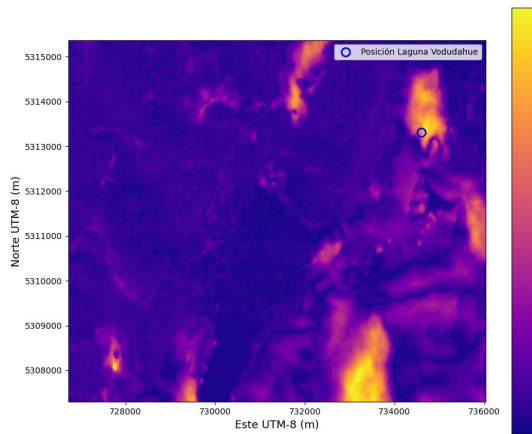
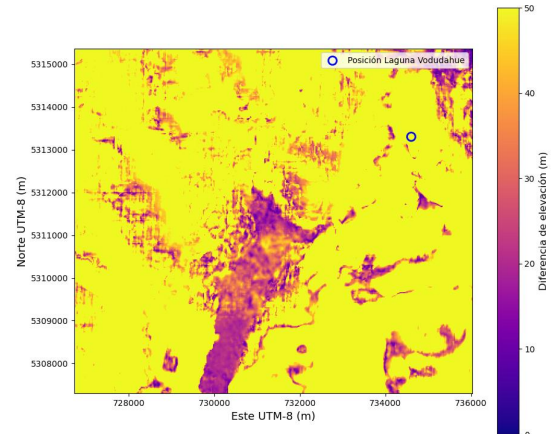


Figura 5: El glaciar real presenta un espesor de hielo variable entre 7.3 m y 57.7 m, según Farinotti et al. (2019). Para el glaciar ficticio, se considera un espesor constante de 15 m.



(a) Diferencia de elevación entre 0 m y 800 m



(b) Diferencia de elevación entre 0 m y 50 m

Figura 6: Mapa de diferencia de elevación entre los cuatro DEMs presentados en Tabla (1), en diferentes rangos de diferencias de elevación.

Tipo de Raster	Resolucion espacial	Fecha	Fuente
Elevación	30 m	02-2000	Google Engine ¹
Elevación	30 m	06-2016	ALOS World 3D 30 meters ²
Elevación	30 m	01-2015	Copernicus Global Digital Elevation Model ³
Elevación	30 m	02-2000	NASADEM ⁴
Espesor	25 m	2019	Farinotti et al., 2019

Cuadro 1: Información de los datos utilizados. ¹: Gorelick et al. (2017), ²: (JAXA) (2021), ³: (ESA) (2024), ⁴: (JPL) (2021).

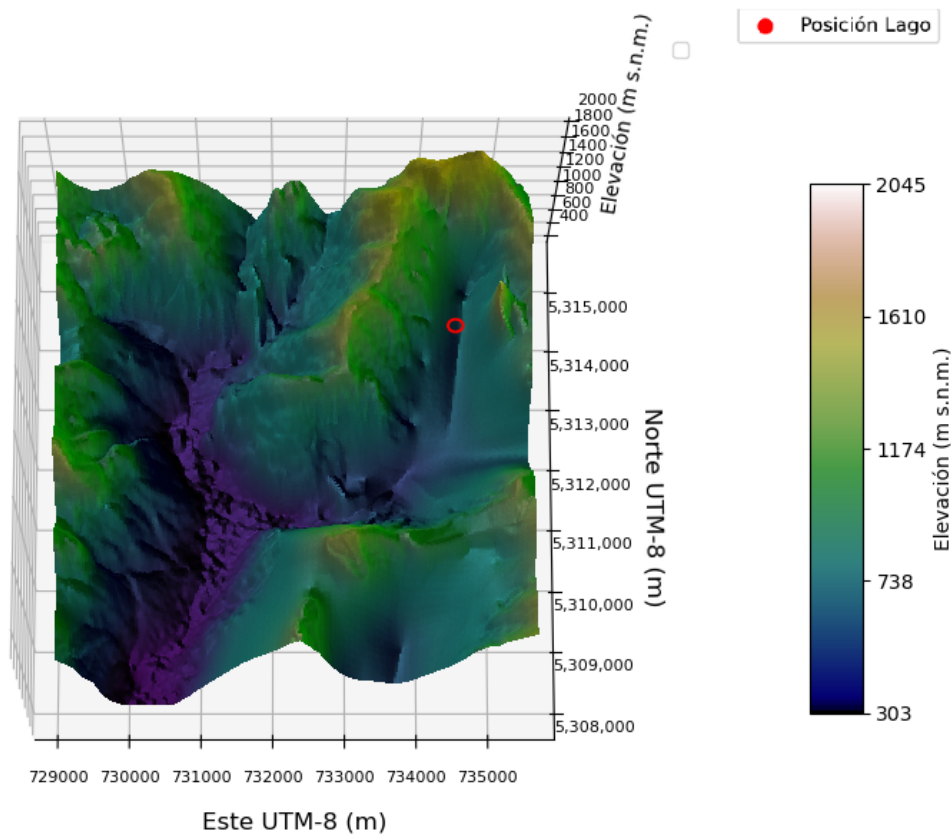


Figura 7: DEM recortado correspondiente a la zona de estudio.

Además, es posible realizar un análisis hidrológico del DEM utilizando Python. Para ello, se estudiará tanto el atributo principal, que es la elevación del terreno, como los atributos secundarios del relieve, como las pendientes, con el fin de identificar zonas de interés. Este análisis seguirá la metodología presentada por Trauth (2024), la cual se describe a continuación:

- **Acumulación de flujo:** Este análisis permite determinar la cantidad de agua que se acumula

en cada celda del DEM como resultado del comportamiento de su vecindario global. Para realizar este cálculo, se evalúa el gradiente con respecto a las 8 celdas adyacentes. En el caso bidimensional, el gradiente de cada celda se calcula de la siguiente manera:

$$\text{grad} = \frac{z_{f+y,c+x} - z_{f,c}}{h} \quad (2)$$

para las celdas ubicadas al norte, sur, este y oeste. Para las celdas en las posiciones diagonales, el gradiente se calcula como:

$$\text{grad} = \frac{z_{f+y,c+x} - z_{f,c}}{\sqrt{2}h} \quad (3)$$

donde f representa la fila, c la columna, y z es el array de elevaciones.

Dado que la celda analizada puede tener múltiples celdas adyacentes con una elevación inferior, esto puede resultar en un flujo divergente. Para manejar este fenómeno, se introduce un factor de ponderación $w = 1,1$, que regula la proporción de salida de flujo de cada celda:

$$\text{flow}_i = \frac{\text{grad}_i^w}{\sum_{i=1}^8 \text{grad}_i^w} \quad \text{para} \quad \text{grad}_i < 0 \quad (4)$$

- **Índice de humedad:** Este índice se utiliza para predecir el contenido de agua en el suelo como resultado de los flujos que pasan por determinadas zonas. Generalmente, el índice de humedad es más alto en las partes bajas de las cuencas y en áreas donde las pendientes son menores o más suaves. Asimismo, las áreas planas con una gran superficie circundante que favorece la captación de agua tendrán un índice de humedad más elevado en comparación con áreas empinadas con pequeñas cuencas.

Para este cálculo, es importante considerar la pendiente, definida como:

$$slp = \sqrt{z_x^2 + z_y^2} \quad (5)$$

donde z_x y z_y representan los cambios de elevación en las direcciones x e y , respectivamente.

De esta manera, el índice de humedad se calcula como:

$$wet = \log \left(\frac{1 + flowac}{\tan(slp)} \right) \quad (6)$$

donde $flowac$ es la acumulación de flujo calculada en la ecuación (4).

- **Índice de erosión del terreno:** Este índice mide el poder de la corriente y actúa como un indicador de las zonas donde puede ocurrir transporte de sedimentos y erosión por el agua. Se define como:

$$spi = flowac \cdot \tan(slp) \quad (7)$$

Esto implica que, en áreas con un alto flujo acumulado y una pendiente pronunciada, se presentará un mayor transporte de sedimentos y, consecuentemente, una mayor erosión.

2.2.2. Volumen

Para calcular el volumen del agua contenida en un lago glaciar a partir de su área, existen diversos estudios que presentan fórmulas empíricas. Estas fórmulas se obtienen recopilando datos de lagunas contenidas por morrenas y por hielo. Algunas investigaciones solo han obtenido información sobre el área planimétrica de las lagunas, mientras que otras, han podido realizar estudios batimétricos en los lagos, logrando así, estudiar la topografía del fondo del lago. Un estudio realizado por Muñoz et al., 2020 recopila información de lagos glaciares ubicados en la Cordillera Blanca, Perú, la cual también forma parte de la Cordillera de los Andes. Este estudio cuenta con datos batimétricos de 121 lagunas glaciares y datos del área planimétrica, ancho, largo, volumen y caudal de 860 lagunas glaciares, donde también se incluyen la información de las 121 lagunas mencionadas anteriormente.

En el caso de las lagunas contenidas por morrenas, se realiza un análisis del total de estas lagunas (MBDS, se utilizan las siglas en inglés presentadas por Muñoz et al., 2020, Moraine-

Dammed Bathymetry Dataset) y también se establece un subgrupo que contiene las lagunas con una profundidad igual o superior a 10 m.

Mediante el análisis de la base de datos, se establece que la función que mejor representa el volumen de agua de un lago glaciar es una relación entre el área y la profundidad media (MD).

Por lo tanto, primero se realiza una regresión lineal para hallar la profundidad media,

$$MD = aW + b \quad (8)$$

donde W es el ancho de la laguna, y a y b son coeficientes específicos según la contención y profundidad que tenga cada laguna.

$$MD = 0,037W + 1,562 \quad (9)$$

$$MD_{10} = 0,039W + 6,042 \quad (10)$$

Donde, MD es la profundidad media para lagunas MBDS y MD_{10} es la profundidad media para lagunas MBDS10.

Calculando con la ecuación (9) con el fin de generalizar el resultado, y considerando que W es 290 m, se obtiene que el lago Vodudahue tiene una profundidad media de 12 m.

Finalmente, el volumen del lago se calcula con la siguiente fórmula:

$$V = A \cdot MD \quad (11)$$

$$V_{10} = A \cdot MD_{10} \quad (12)$$

Donde, A es el área planimétrica de la laguna, V es el volumen de las lagunas MBDS y V_{10} es el volumen de las lagunas MBDS10.

Calculando con la ecuación (11), y considerando que MD es 12 m, se obtiene que el volumen de agua del lago Vodudahue es de 1.8 millones de m^3 .

Finalmente, en la Tabla 2, según la distancia que tiene cada laguna con el límite del glaciar más cercano, se presenta la confiabilidad del modelo. Para esto, se presentan valores del coeficiente de determinación (R^2), el cual es un indicador de la calidad del ajuste del modelo. Se buscan valores de R^2 lo más cercanos a 1 y valores de $\bar{E}_r$ (Error relativo promedio) lo más cercanos a 0. En las ecuaciones (13) y (14) se presenta la forma en que se calculan respectivamente estas medidas.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=0}^N (y_i - (y_d)_i)^2}{\sum_{i=0}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad (13)$$

$$\bar{E}_r = \left(\sum_{i=0}^N \frac{|y_i - (y_d)_i|}{(y_d)_i} \right) \frac{1}{N} \quad (14)$$

Donde, y es el dato que se obtiene de la base de datos, y_d es el punto encontrado en la regresión, $\bar{y}$ es el promedio de los datos, y N es la cantidad de datos.

Tabla 2: Coeficiente de determinación y error total para ecuaciones de volumen de un lago glaciar contenido por morrena.

Distancia del glaciar (km)	Tipo de contención	R^2	$\bar{E}_r$ (%)
[0,1]	MBDS	0.96	35
	MBDS10	0.97	21
[0,5]	MBDS	0.89	50
	MBDS10	0.92	21

Datos se obtienen de Muñoz et al., 2020.

2.2.3. Caudal Máximo

De igual manera que en el caso del volumen de agua de un lago glaciar, para calcular el caudal máximo alcanzado por el agua al momento del desborde, hay una variedad de fórmulas calculadas empíricamente. La estimación del caudal máximo es un paso complementario al cálculo del volumen para evaluar el potencial destructivo de un GLOF, ya que permite estimar la cantidad de agua que fluirá por un canal en un tiempo específico. Para obtener una ecuación adecuada para el caudal máximo, se utiliza nuevamente el estudio realizado por Muñoz et al., 2020, donde recopila y utiliza tres ecuaciones. De estas, se seleccionan dos, las cuales tienen mayor relación con el trabajo a efectuarse: la ecuación de Huggel (15) y la ecuación de Popov (16).

$$Q_{max} = 0,00077V^{1,017} \quad (15)$$

$$Q_{max} = 0,048V^{0,896} \quad (16)$$

Utilizando una base de datos presentada por Huggel et al., 2002, donde se presentan datos de volumen y área de 12 lagunas glaciares, se obtiene la figura 8. Considerando que el coeficiente de determinación (R^2) para la función potencial es 0.78 y 0.73 para las ecuaciones (15) y (16) respectivamente, y también que el error total es 202 % y 257 % respectivamente, utilizaremos la ecuación presentada por Huggel para continuar este trabajo.

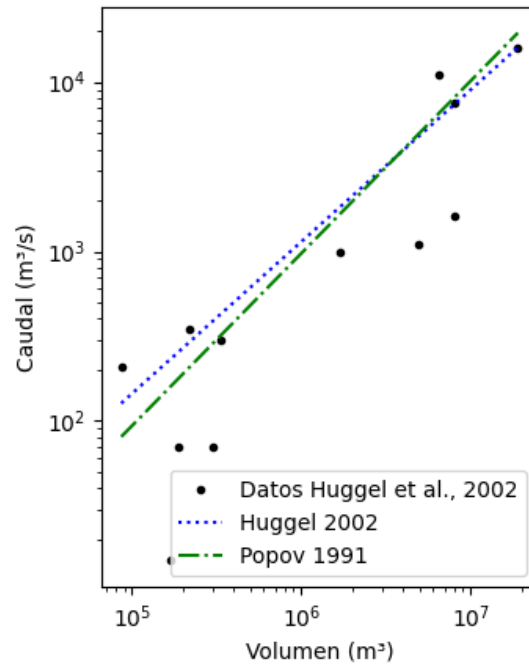


Figura 8: Gráfico de Caudal Máximo vs Volumen de lagos glaciares contenidos por morrena.

2.2.4. R.avaflow

Para el desarrollo de las simulaciones se utilizará *r.avaflow*, una herramienta computacional gratuita y de código abierto que describe el flujo de masa bifásica (Mergili et al., 2017). *R.avaflow*, a diferencia de otras herramientas utilizadas para simular el flujo de masas, trabaja simulando una cadena de procesos. Es decir, comienza por el factor detonante, como puede ser el deslizamiento de tierra o nieve sobre un lago, el oleaje y, posteriormente, la rotura de morrena para liberar el GLOF.

Para iniciar las simulaciones, es necesario proporcionar información sobre el área de interés para el estudio. Para esto, se debe realizar un previo tratamiento a los rasters anteriormente mencionados, de tal forma que el DEM entregado para simular, represente solo la superficie basal de la zona. Para esto, utilizando Qgis se debe eliminar la zona que represente la elevación de los glaciares y la zona que presente la elevación del agua de la laguna. De esta manera cada simulación debe contener información de tres rasters diferentes, uno para la elevación del terreno, uno para la elevación de la laguna y otra para la elevación de los glaciares o la superficie que se deslizara.

También, tal como se presenta en la Figura 9, se proporcionará información de los parámetros del suelo, es decir, condiciones iniciales para que `r.avaflow` resuelva las ecuaciones que lo gobiernan. La densidad de cada fracción de volumen de las masas se asocia a la materia sólida (ρ_s) y líquida (ρ_f).

Además, es necesario obtener el ángulo de fricción interno (φ) y basal (δ) de la materia sólida. Para esto, se realizó un estudio bibliográfico donde se recopilaron los parámetros de fricción utilizados en simulaciones de GLOFs de diversos lagos glaciares. Los datos recopilados del estudio se presentan en la Tabla 3, donde los autores son: Araya, 2024; Allen et al., 2022; Mergili et al., 2018; Mergili et al., 2019; Vilca et al., 2021; Zheng et al., 2021; Rinzin et al., 2024 y Mergili et al., 2017.

Todos estos estudios también cuentan con simulaciones realizadas en `r.avaflow`, en las cuales Mergili, uno de los desarrolladores de `r.avaflow`, participa o es citado en el estudio.

Al finalizar la simulación, se puede obtener diversa información sobre cómo avanza y, finalmente, cómo se deposita el flujo de masa bifásica, ya que la simulación solo se detendrá en el caso de que se llegue a un tiempo máximo previamente indicado, el flujo detenga su movimiento o se extienda más allá del lugar delimitado por el estudio (Mergili et al., 2017). De esta manera, tal como se muestra en el esquema de la Figura (9), obtendremos rasters con información sobre el flujo durante todo el recorrido: su altura, velocidades de las masas siempre que estas sean de mas de un orden superior a 10^{-3} m/s, presión y energía cinética, y la forma en la que variará la topografía del suelo luego de que ocurra el GLOF. Estos rasters, además, se trabajan para que la información se resuma en gráficos, imágenes, gifs, e incluso videos, dependiendo de las dimensiones en las que se trabaje.

Con el fin de realizar este estudio, se emplearon 8 modelos de simulación, en los cuales se variaron el glaciar que se desliza, el ángulo de fricción interna y el ángulo de fricción basal, tomando los valores minimos y maximos citados en la literatura. En la tabla (3) se detallan cada simulación y sus respectivos parámetros iniciales. El tiempo total asignado a cada simulación fue de 5000 s.

Experimento	Glaciar	Fricción interna (°)	Fricción basal (°)
01	01	25	10
02	01	25	20
03	01	35	10
04	01	35	20
05	02	25	10
06	02	25	20
07	02	35	10
08	02	35	20

Tabla 3: Experimentos y parámetros utilizados. Glaciar 01: corresponde al glaciar real; Glaciar 02: corresponde al glaciar aumentado.

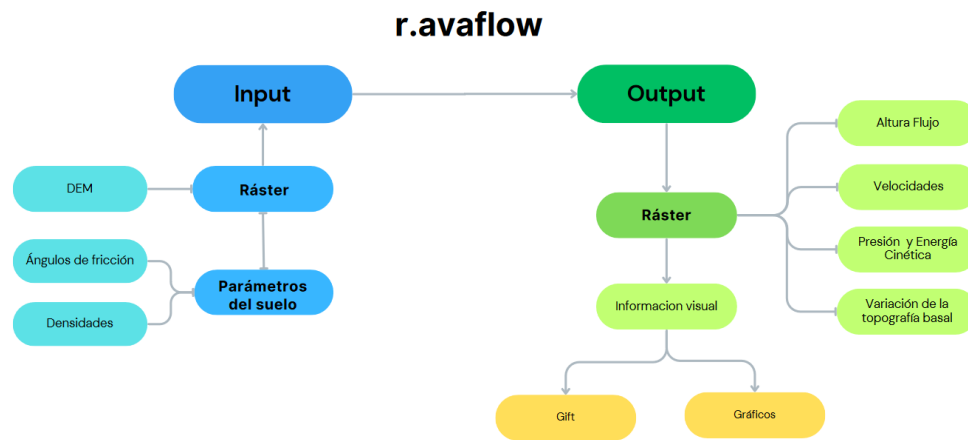


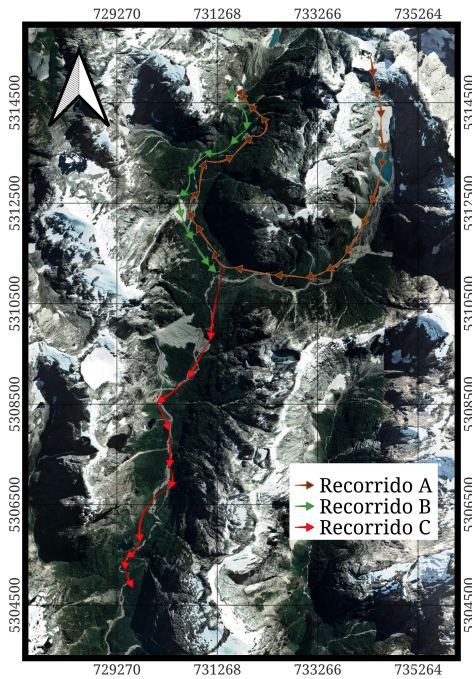
Figura 9: Esquema de datos de entrada y salida en r.avaflow.

3. Resultados

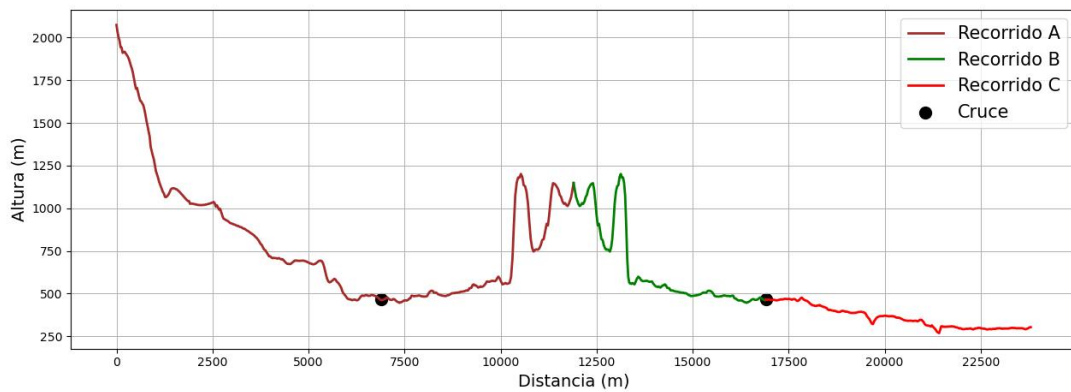
3.1. Recorrido del flujo

El flujo de la masa bifásica, se presenta en la Figura (10), ésta muestra el recorrido y la distancia total abarcada por el GLOF en 5000 segundos. En todos los experimentos, el flujo sigue el mismo recorrido señalado, sin embargo, al variar los parámetros del flujo y el area del glaciar deslizado, en algunos casos no se alcanza la distancia total señalada.

Para comprender mejor el comportamiento del flujo, se presenta la Figura (10b), donde se observan las diferentes etapas del recorrido. El Recorrido A comienza desde el desprendimiento del



(a) Dirección del flujo



(b) Distancia total recorrida por cada experimento

Figura 10: Comportamiento del flujo del GLOF

glaciar y desciende por la montaña durante 6990 m, alcanzando un punto que se denominará como *Cruce*. En este punto, debido a la inercia, el flujo toma un camino con una pendiente positiva de 5° durante los primeros 3140m. Posteriormente, avanza hasta los 11900m, enfrentando pendientes de hasta 39° y alcanzando una altura de 1150 m. Cuando el flujo se devuelve debido a su energía potencial, comienza el Recorrido B, siguiendo la misma ruta previamente recorrida hasta regresar

al Cruce, habiendo recorrido un total de 16900m. Finalmente, se inicia el Recorrido C, que el flujo sigue hasta completar los 5000 segundos o hasta que se detenga.

3.2. Análisis de coeficiente de fricción interna, glaciar 01

El recorrido realizado por el flujo en los experimentos 01 y 03 se presenta en la Figura (11), donde se trazan los contornos de ambos flujos. Se observa un comportamiento similar en ambos casos a lo largo del Recorrido B, recorriendo la misma distancia. Sin embargo, al finalizar el Recorrido C, hay una diferencia en la posición alcanzada por cada flujo. En el mapa derecho de la Figura (11), se muestra esta diferencia tras 5000 s de simulación, el flujo del Experimento 01 alcanza los 4380 m en el Recorrido C, avanzando 25.6 m más que el flujo del Experimento 03. En el frente del flujo del Experimento 03, se observa una variación de altura de 10 cm, siendo nuevamente el flujo del Experimento 01 el que presenta la mayor altura.

En cuanto a la velocidad del flujo en el Recorrido C, ambos experimentos muestran comportamientos similares a lo largo de todo el trayecto (Figura 14a), con pequeñas variaciones que se detallan en la Figura 14c. Se identifica que la velocidad del flujo del Experimento 03 es mayor por 3 cm/s en comparación con el Experimento 01 en el ultimo punto de medición, posterior a este punto, la velocidad de ambos flujos es del orden de los milímetros por segundo, por lo que no es calculada por r.avaflow.

La energía cinética total de cada flujo a lo largo de toda la simulación es presentada en la Figura(12), donde se puede ver un máximo de energía en los 100 segundos para ambos experimento, siendo de 6.90×10^{10} J para el experimento 03 y de 6.83×10^{10} J para el experimento 01. Este momento corresponde al movimiento conjunto de glaciar y lago, comenzando a bajar por la montaña, entre los 2000 m a 4000 m del Recorrido A. Posteriormente, entre los 400 y 500 segundo, el GLOF llega al recorrido C, disminuyendo su energía cinética y velocidad.

La razón entre ambas energías es presentada en la Figura (13), en donde la variación es de $\pm 5 \%$ entre ellas. La energía cinética del experimento 03 es un 1 % mayor en un inicio, sin

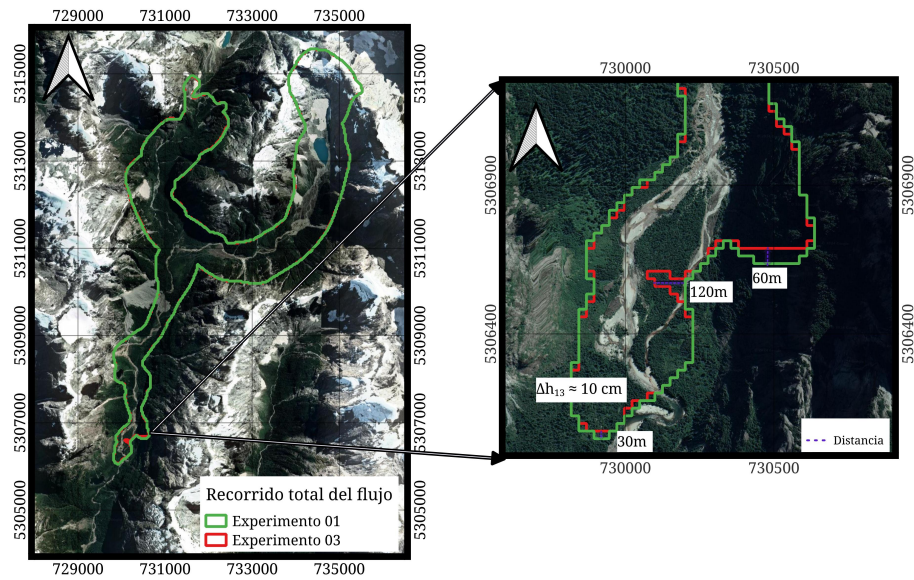


Figura 11: Mapa del flujo de los experimentos 01 y 03. Comparación del comportamiento del flujo al variar el ángulo de fricción interna desde 25° a 35° , respectivamente.

embargo, desde los 1900 segundo en adelante, la energía cinética del experimento 01 es mayor.

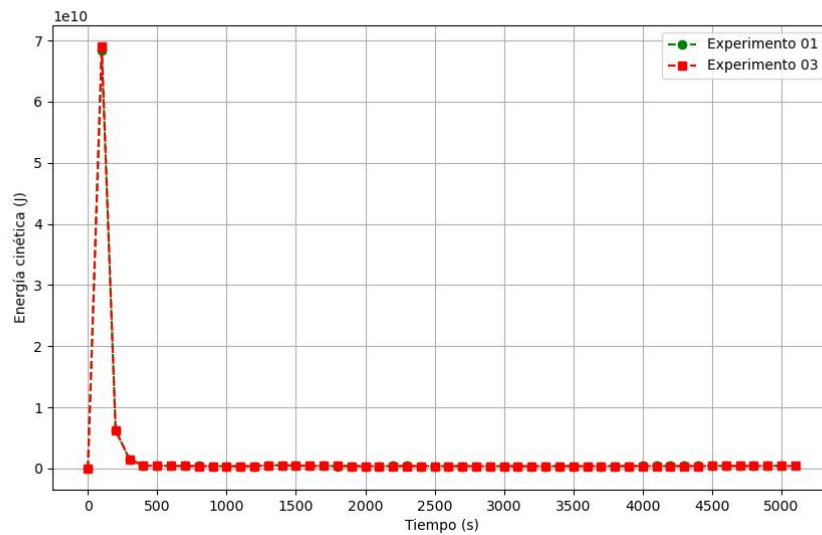


Figura 12: Energía cinética total de los experimentos 01 y 03 durante la simulación.

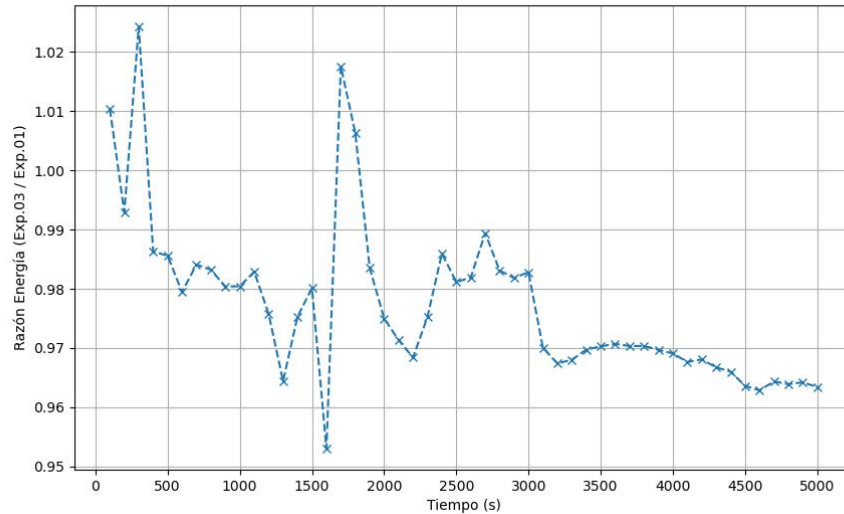


Figura 13: Razón entre flujos

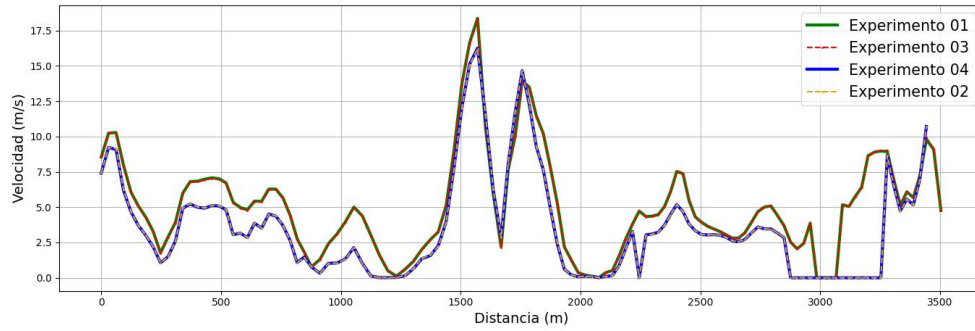
3.3. Análisis de coeficiente de fricción basal, glaciar 01

El recorrido del experimento 02 se ve acotado respecto al experimento 01, como se muestra en la Figura (15), deteniéndose 1710 m antes de terminar el Recorrido A. Ambos flujos, al llegar al final de su recorrido, como se observa en el mapa derecho de la Figura (15), presentan una diferencia de 770 m desde el frente de cada flujo, siendo el experimento 01 el que muestra mayor avance. Además, se observa una variación de altura de 0.4 m superior en el experimento 01 en comparación con el experimento 02 en el punto en el que termina su recorrido.

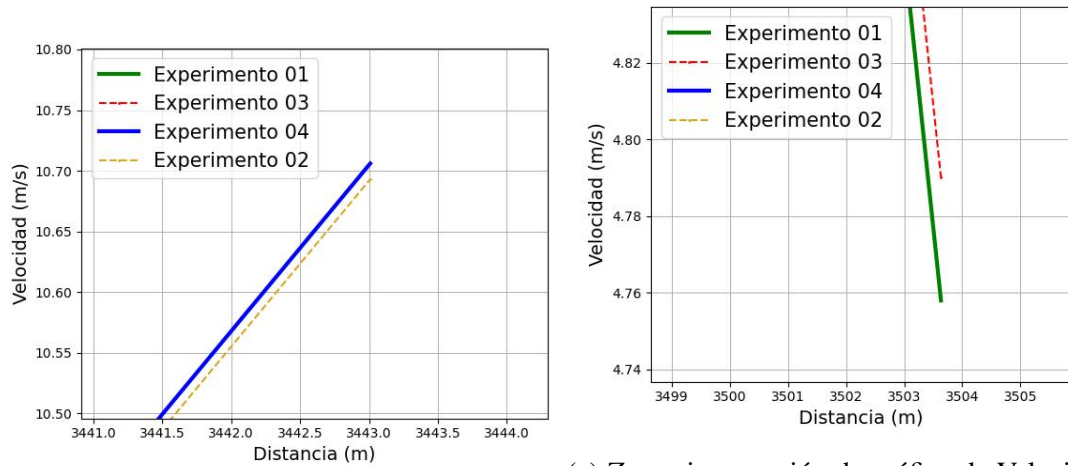
El comportamiento de la velocidad a lo largo del Recorrido C se presenta en la Figura (16). Al finalizar los 5000 s, el experimento 02 muestra una velocidad 1 m/s superior al experimento 01 en los 3340 m de recorrido, luego de esto, la velocidad del Experimento 02 es de milímetros por segundo, por lo que termina su medición y prontamente se detiene el flujo al llegar a los 5000 s.

3.4. Análisis de coeficiente de fricción interno, glaciar 02

Al aumentar el área del glaciar deslizado y variar el ángulo de fricción interno de 25° en el experimento 05 a 35° en el experimento 07 (Figura 17) ambos flujos se comportan similar durante



(a) Velocidad del flujo en el Recorrido C para experimentos realizados en Glaciar 01.



(b) Velocidad de flujo vs Distancia.

(c) Zoom-in a sección de gráfico de Velocidad vs Distancia.

Figura 14: Comportamiento de la velocidad terminal del flujo en el Glaciar 01.

el recorrido A. Se observa una variación en el área cubierta por el flujo 07 al finalizar el recorrido B, llegando hasta el cruce. El flujo del experimento 07 se extiende 60 m hacia el oeste y 60 m hacia el este. Al completar el recorrido C, el frente del flujo del experimento 05 alcanza 5600 m, 60 m más que el flujo del experimento 07.

La velocidad de los experimentos 05 y 07 presenta un comportamiento similar a lo largo del recorrido C, finalizando los 5000 s con velocidades de 0.33 m/s para el experimento 05 y 0.08 m/s para el experimento 07, en las distancias 5376 m y 5314 m respectivamente, posterior a esto sus velocidades son de milímetros por segundo para el resto de su recorrido.

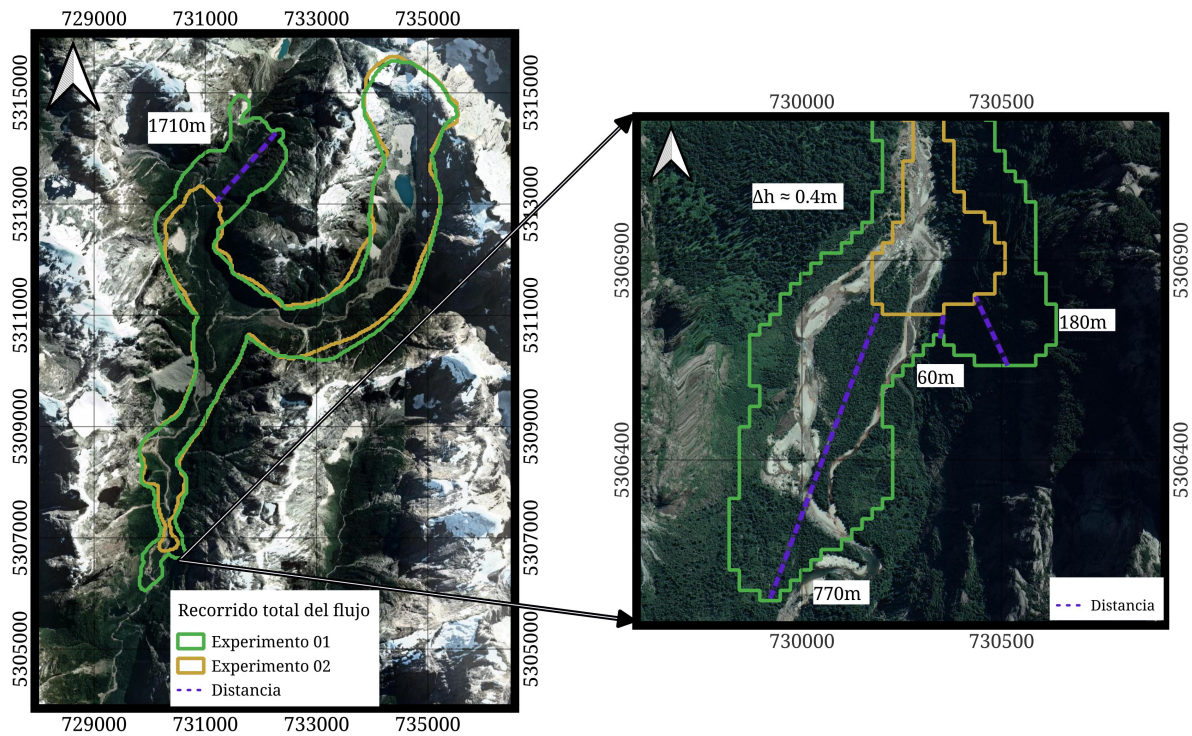


Figura 15: Mapa del flujo de los experimentos 01 y 02. Comparación del comportamiento del flujo variando el ángulo de fricción basal desde 10° a 20° respectivamente.

3.5. Análisis de coeficiente de fricción basal, glaciar 02

El contorno del flujo del experimento 08 se encuentra contenido dentro del flujo del experimento 05 (Figura ??). A lo largo del recorrido A, el flujo avanza, pero al llegar a los 9800 m, la altura del flujo es del orden de milímetros, por lo que la masa bifásica continua fluyendo hacia el final del recorrido, pero su altura es despreciable para r.avaflow. Por esta razón, solo se traza el contorno del flujo en las secciones donde este presenta mayor altura al finalizar el recorrido A. Al completar el recorrido C, el frente del flujo del experimento 08 se posiciona 780 m detrás del flujo del experimento 05, con desplazamientos horizontales de 480 m y 300 m hacia el interior, respectivamente. La altura del flujo del experimento 05 supera en 3.4 m la altura del flujo del experimento 08 en el punto donde este último termina su recorrido.

La velocidad a los 4350 m de distancia en el recorrido C es de 3.17 m/s para el experimento 05

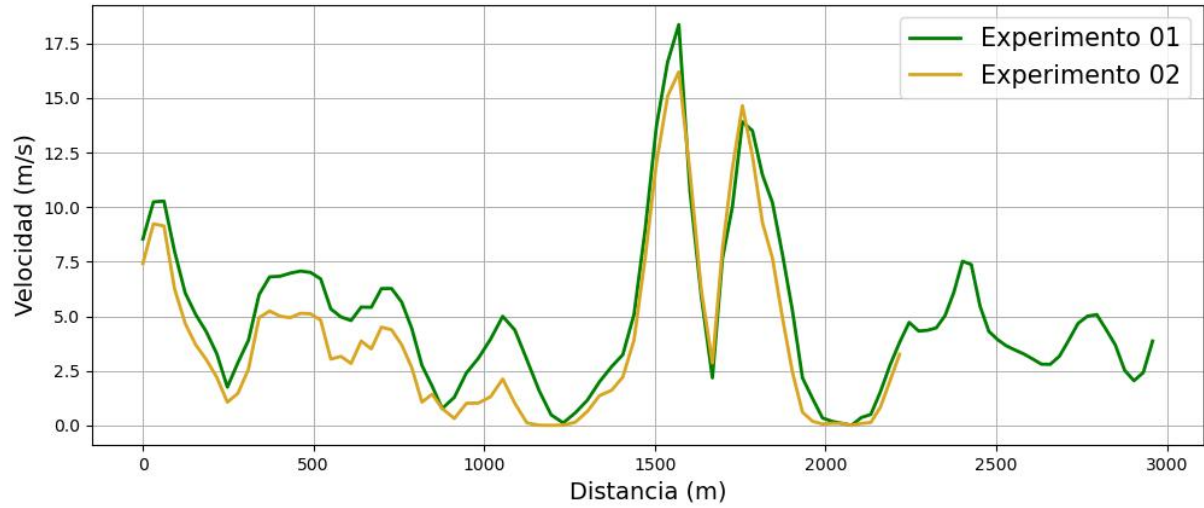


Figura 16: Comportamiento de la velocidad del flujo del experimento 01 y 02 desde el comienzo del recorrido C.

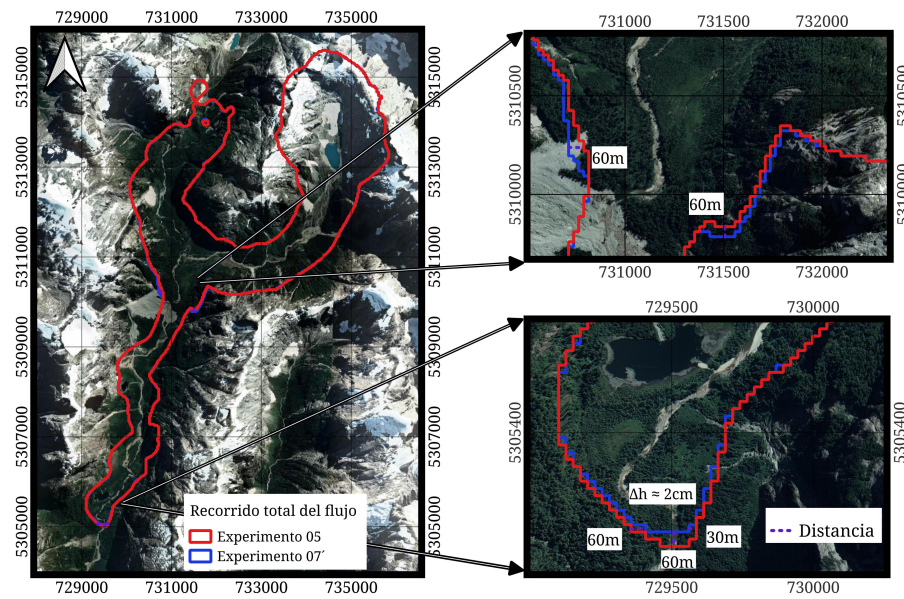


Figura 17: Mapa del flujo de los experimentos 05 y 07. Comparación del comportamiento del flujo del glaciar 02 al variar el ángulo de fricción interno desde 25° a 35° , respectivamente.

y de 2.22 m/s para el experimento 08 (Figura 18).

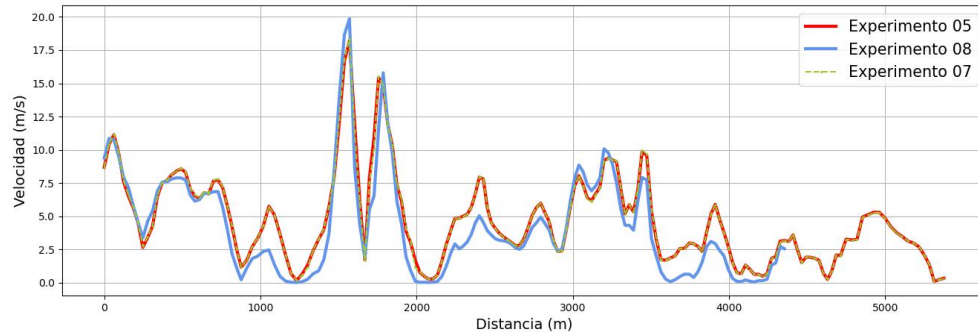


Figura 18: Velocidad del flujo en el recorrido C para los experimentos realizados en el glaciar 01.

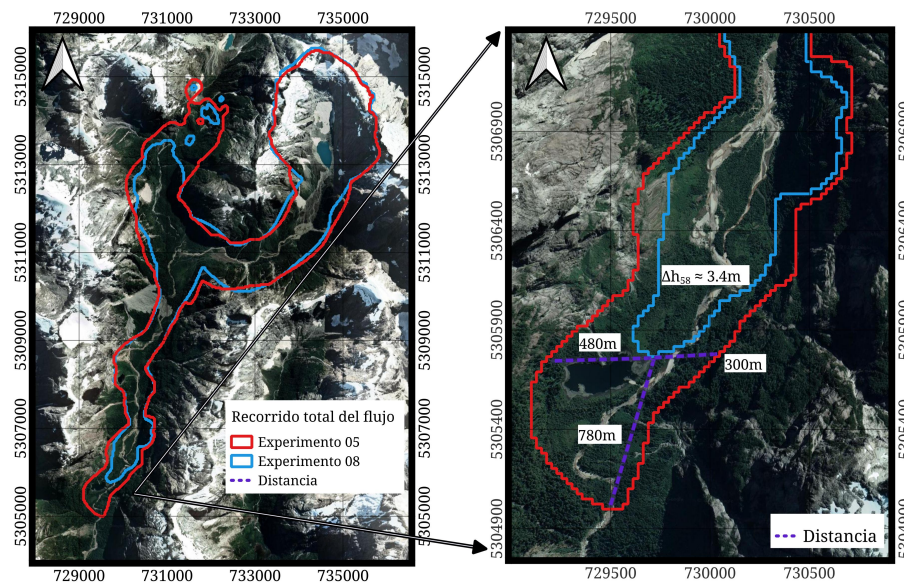


Figura 19: Mapa del flujo de los experimentos 05 y 08. Comparación del comportamiento del flujo del glaciar 02 al variar el ángulo de fricción basal desde 10° a 20° , respectivamente.

3.6. Análisis de variación de área, glaciar 01 y 02

Manteniendo constantes los parámetros de ángulos internos y basales, pero aumentando el área del glaciar deslizado, se establece la comparación entre los experimentos 01 y 05, como se muestra en la Figura (20). El experimento 01 abarca 180 m más al final del Recorrido A. Sin embargo, al finalizar el Recorrido B y llegar al cruce, el área cubierta por el flujo del experimento 05 es 5 km^2 mayor en comparación con el experimento 01. Al completar ambos flujos su recorrido, como se

observa en el mapa derecho de la Figura (20), la altura del flujo del experimento 05 es 6 m mayor respecto al flujo del experimento 01 en el mismo punto. Además, el flujo del experimento 05 recorre 1130 m más en la dirección del Recorrido C.

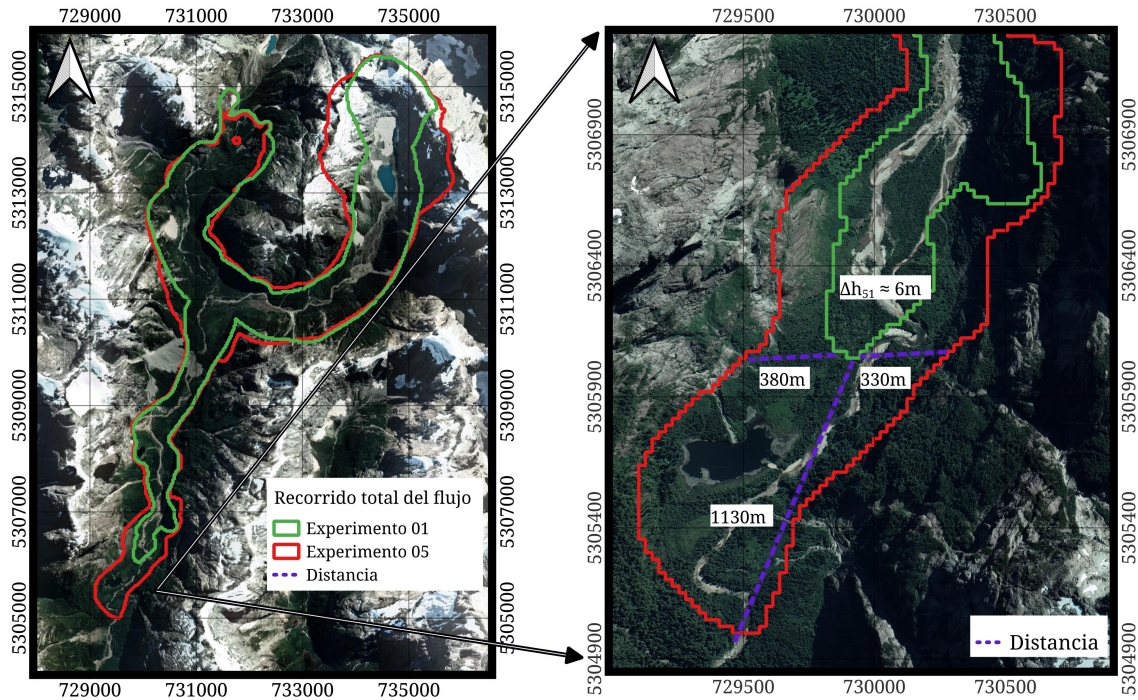


Figura 20: Mapa del flujo de los experimentos 01 y 05. Comparación del comportamiento del flujo al variar el área del glaciar deslizado sobre el lago Vodudahue.

La velocidad del flujo del experimento 05 es constantemente mayor respecto al experimento 01 durante el Recorrido C, como se observa en la Figura 21. Este comportamiento refleja la influencia del área del glaciar deslizado en la dinámica del flujo.

Similar al comportamiento observado en los experimentos 01 y 03, la energía cinética del experimento 05 alcanza su valor máximo en los primeros 100 s tras el inicio del deslizamiento del glaciar (Figura 22), con un pico de 1.48×10^{11} J. Esto representa un aumento de un factor de 2.17 en comparación con el experimento 01 en el mismo instante. El momento de menor variación en la energía cinética entre los experimentos 05 y 01 ocurre a los 300 segundos, coincidiendo con el fin del Recorrido A y el inicio del Recorrido B.

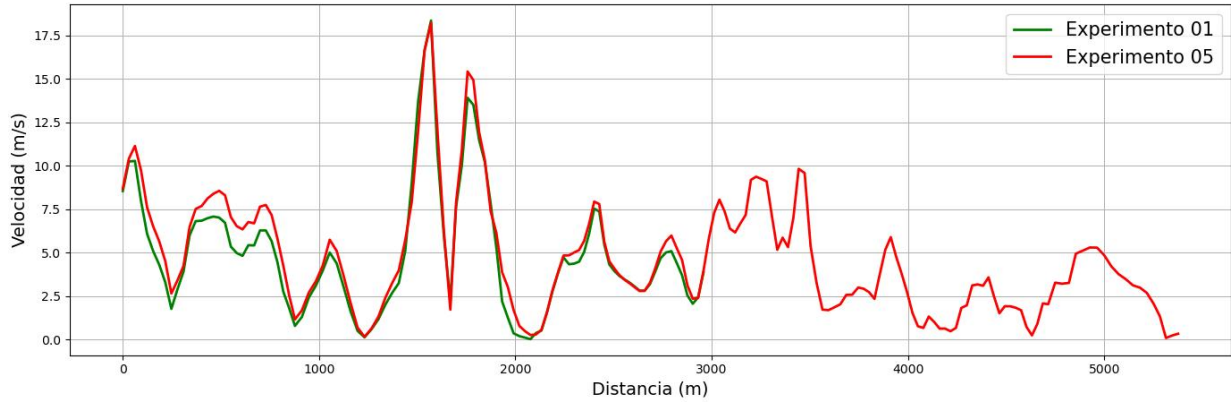


Figura 21: Comportamiento de la velocidad del flujo de los experimentos 01 y 05 a lo largo del Recorrido C.

El GLOF disminuye su energía cinética a los 400 s, para luego continuar su recorrido con valores relativamente estables. Esta disminución ocurre cuando el flujo alcanza el Recorrido C. La razón de la variación en la energía cinética entre el valor máximo (a los 100 segundos) y el valor correspondiente a los 400 segundos es de 0.66×10^{-2} para el experimento 05 y de 0.73×10^{-2} para el experimento 01.

En los 1100 segundos, se observa un incremento en la energía cinética del experimento 05, probablemente debido al flujo de agua que comienza a salir de la zona de monitoreo al final del Recorrido A. Otro aumento significativo ocurre a los 1800 segundos, cuando el flujo llega al remanso 5 (Figura 24a, Tabla 4). Finalmente, entre los 2500 y 4500 segundos, la razón entre la energía cinética del experimento 05 y el experimento 01 incrementa gradualmente, alcanzando un valor máximo de 2.85 al completar los 5000 segundos de simulación.

3.7. Zonas de acumulación de flujo

Se identificaron remansos que detienen el flujo del GLOF, captando grandes cantidades de agua durante cada experimento realizado. Para su análisis, se delimitaron áreas donde, al finalizar los 5000 s de simulación, el agua presenta una altura igual o superior a 10 m (Figura 24a). Estas zonas actúan como sumideros naturales que modifican el comportamiento del flujo, ralentizando

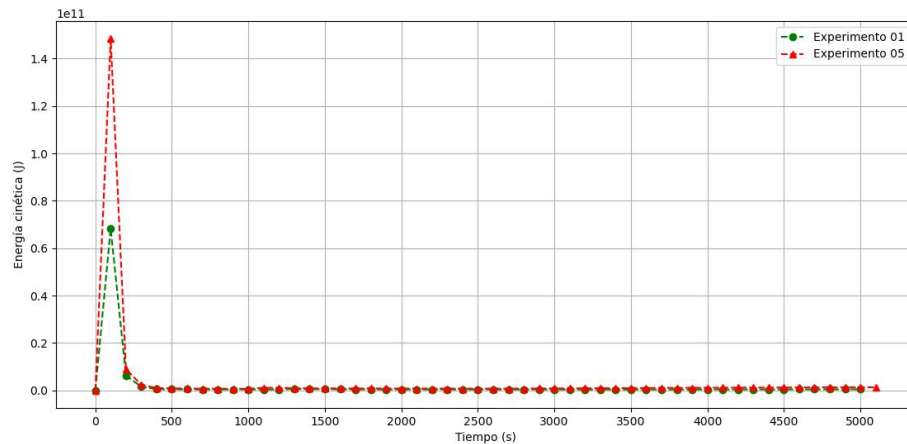


Figura 22: Energía cinética total de los experimentos 01 y 05 durante la simulación.

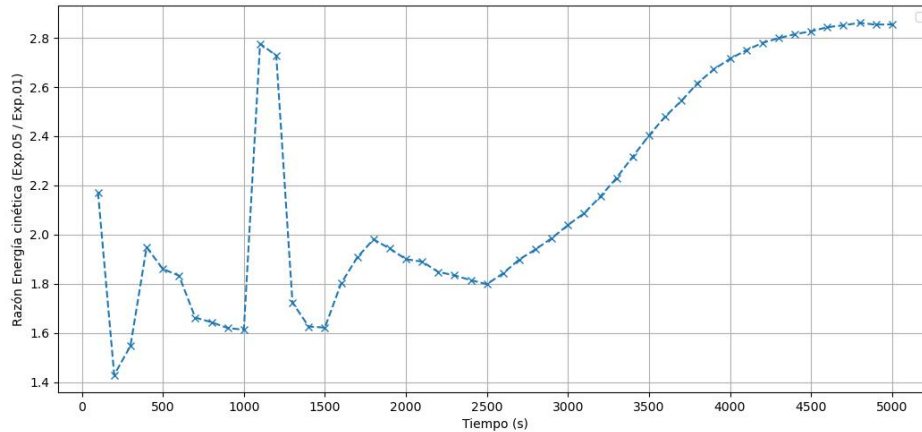


Figura 23: Razón de la energía cinética entre los experimentos 05 y 01 durante la simulación.

su avance y generando acumulaciones significativas.

Utilizando los experimentos 01 y 05, se evaluó la altura máxima del flujo alcanzada en cada uno de los remansos identificados:

Estos remansos no solo son relevantes por la cantidad de agua que almacenan, sino también porque pueden influir en la dinámica del flujo aguas abajo, actuando como zonas de transición en eventos de desbordamiento glaciar.

Los principales remansos identificados en los experimentos (Figura 24a) se localizan en áreas de transición entre zonas de alta y baja acumulación de flujo (Figura 24b). El análisis del modelo

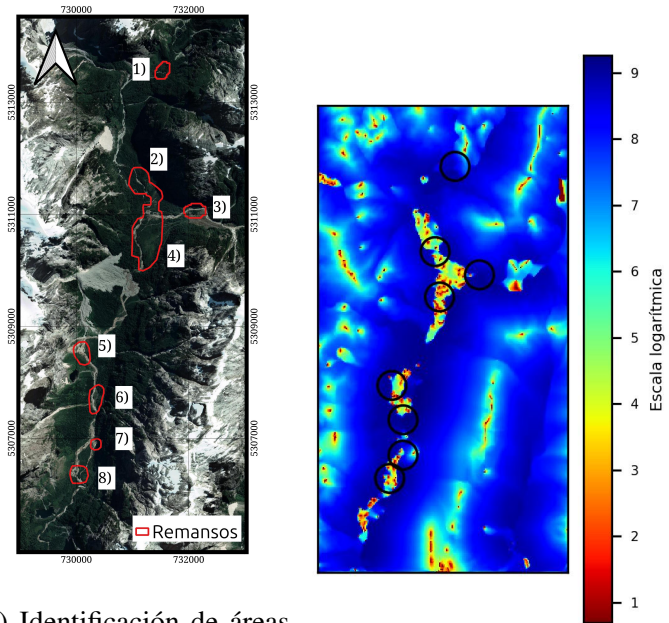
Remanso	Altura Exp. 01 (m)	Altura Exp. 05 (m)	Razón h_{05}/h_{01}
1)	15.47	14.86	0.96
2)	49.49	65.94	1.33
3)	3.52	13.34	3.79
4)	16.13	23.78	1.47
5)	80.17	115.44	1.44
6)	9.92	37.41	3.78
7)	0.83	13.96	16.81
8)	0.09	6.21	69.00

Tabla 4: Altura máxima del flujo en remansos para los experimentos 01 y 05, donde h_{0i} corresponde a la altura del flujo en el experimento i .

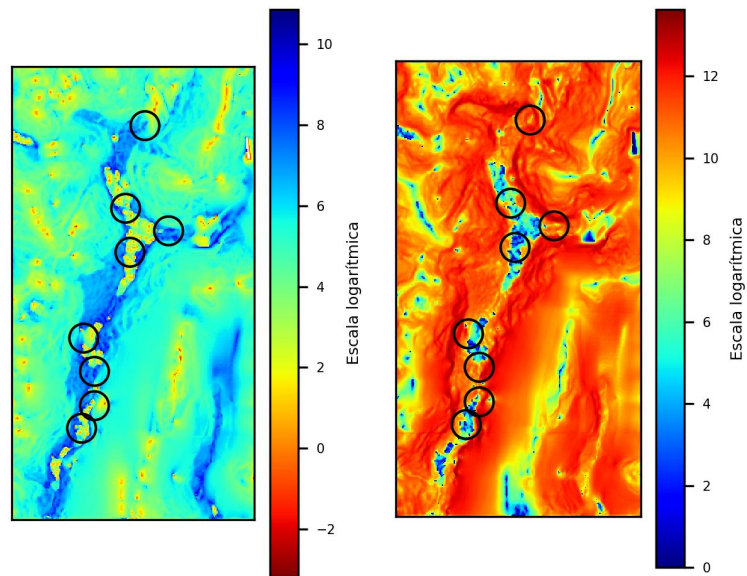
de elevación digital basado en su índice de humedad (Figura 24c) muestra una mayor precisión al delimitar el espacio recorrido por el flujo del GLOF, ya que es más sensible a la pendiente del terreno adyacente. Siguiendo un patrón similar, las zonas de mayor índice de humedad se ubican en áreas de transición entre altos y bajos valores de este índice.

El índice de potencia de corriente (Figura 24d) complementa este análisis, proporcionando información sobre las zonas donde el flujo es más propenso a transportar sedimentos debido a su interacción con la pendiente del terreno. Las áreas con mayores valores de este índice se encuentran al final del Recorrido A y al inicio del Recorrido B, coincidiendo con zonas de alta pendiente y flujo concentrado.

Finalmente, es importante destacar que el análisis de modelos de elevación para identificar zonas propensas a acumular flujo está fuertemente influenciado por la resolución de los datos utilizados (Trauth, 2024).



(a) Identificación de áreas donde el agua muestra estancamiento, alcanzando alturas superiores a 6 metros de flujo. (b) Zonas de acumulación de flujo.



(c) Zonas según índice de humedad. (d) Zonas según índice de potencia de corriente.

Figura 24: Análisis DEM de la zona de estudio.

4. Discusión

La simulación de flujos de masa en eventos como los GLOFs requiere definir cuidadosamente los parámetros iniciales, ya que estos determinan la precisión y utilidad de los resultados obtenidos en la simulación. Entre los parámetros más relevantes se encuentran el ángulo de fricción basal, el ángulo de fricción interna, el volumen inicial deslizado hacia la laguna y la resolución del modelo digital de elevación.

Los estudios que comparan las simulaciones en función de sus parámetros de entrada son escasos. Por lo general, se realizan comparaciones centradas únicamente en un parámetro, revisiones bibliográficas o estudios de sensibilidad para definir los parámetros de entrada. Debido a que cada investigación varía tanto la zona de estudio como los parámetros del flujo analizados, es complejo establecer relaciones claras entre los datos.

Se puede observar en los experimentos del glaciar 01 (Figura 15), y del glaciar 02 (Figura 19) que una variación de 10° en el ángulo de fricción basal produjo diferencias de 770 m en la distancia total recorrida para el glaciar 01 y de 780 m para el glaciar 02. Ángulos bajos de fricción basal disminuyen la resistencia al movimiento del flujo, lo que se refleja en un aumento del alcance, así como en una mayor expansión lateral. De manera similar, Mergili et al. (2018) y Rinzin et al. (2024) encontraron un comportamiento equivalente al variar los ángulos de fricción basal entre 10° y 18° , y entre 10° y 14° , respectivamente.

Considerando la similitud en el comportamiento del flujo en experimentos que presentan diferentes ángulos de fricción interna para el glaciar 01 (Figura 11) y el glaciar 02 (Figura 17), y la baja variación de la energía cinética, este parámetro no se considera trascendental al evaluar el comportamiento del GLOF. Según Rinzin et al. (2024), existe una relación inversamente proporcional entre este ángulo y el volumen total de flujo desplazado, representada por una regresión lineal con un R^2 igual a 0.59. Es decir, a mayor ángulo de fricción interna, menor será el flujo desplazado del lago. Este resultado contrasta con lo supuesto inicialmente y, dado que ninguno de nuestros experimentos conserva flujo en la posición inicial, se considera que los resultados se encuentran

dentro del rango de error señalado.

El volumen inicial de la masa deslizada hacia el lago es uno de los parámetros más influyentes en la simulación de GLOF, ya que determina el volumen del flujo desplazado y, por ende, el alcance final del flujo. Estudios previos han demostrado que un mayor volumen inicial genera flujos más extensos, con mayor capacidad de transporte y erosión. Por ejemplo, Mergili et al. (2017) mostró que una variación en el volumen inicial puede modificar significativamente las áreas de impacto y los patrones de deposición aguas abajo. De manera similar, Rinzin et al. (2024) obtuvo una relación lineal 1:1 entre el volumen total desplazado por el GLOF y el volumen deslizado como fuente gatillante del GLOF, consistente con los resultados de este trabajo.

La resolución del modelo digital de elevación también es un factor determinante en la precisión y exactitud de las simulaciones. Como han demostrado Mergili et al. (2018), Rinzin et al. (2024) y Trauth (2024), un aumento de la resolución de 10 m a 5 m mejora la representación geomorfológica del terreno, permitiendo capturar detalles como canales estrechos y pequeños relieves que afectan la dinámica del flujo. Esto incide directamente en los resultados finales que requieren detalles locales sobre acumulación, velocidad y trayectoria del flujo.

No obstante, una resolución más alta implica mayores costos computacionales y tiempos de simulación más prolongados. Por lo tanto, la elección de la resolución debe equilibrar la necesidad de precisión con las limitaciones computacionales, siendo razonable emplear resoluciones más bajas en áreas donde no se requieran detalles locales tan finos.

Sumado a la resolución, también se presentan diferencias significativas en los valores de elevación del terreno. Como se muestra en la Figura (6a), gran parte del Recorrido A, que incluye la zona de deslizamiento de los glaciares, la ubicación del lago Vodudahue y el camino del vaciamiento, presenta discrepancias de hasta 800 m en comparación con otros modelos que analizan la misma región (Tabla 3). En contraste, en la parte baja de la zona de estudio, donde comienza el Recorrido C, las diferencias en elevación alcanzan hasta 50 m. Estas discrepancias pueden generar escenarios artificiales de estancamiento de agua debido a irregularidades en el terreno provocadas por errores en el DEM.

Variables no incluidas en este estudio pero que podrían influir significativamente en el flujo son las transformaciones de fase (Pudasaini, 2012). Estudios anteriores (Mergili et al., 2020) han comenzado con el derretimiento inmediato del hielo glaciar o han dividido el hielo en fracciones de volumen sólido y líquido, omitiendo las transiciones de fase y el hielo residual.

Este trabajo omite la transformación de fase, por lo que no se considera la fusión del hielo durante el avance del flujo bifásico. Esto podría influir en los resultados finales, generando una mayor expansión del flujo a medida que se derrite el hielo. Como mostraron Mergili et al. (2017) y Pudasaini (2012), al incrementar el volumen líquido en el flujo, este avanza más.

El recorrido del GLOF es fundamental para disipar la energía liberada. En todos los experimentos, el flujo completó los recorridos A y B (16.900 m) en 400 segundos. Este tramo es crucial para disminuir la energía cinética antes del Recorrido C, que abarca 5500 m y se completó en 4600 segundos en el experimento de mayor alcance.

Finalmente, este trabajo debe considerarse como una herramienta para reconstruir eventos de GLOF futuros, proporcionando información sobre el comportamiento del flujo. Sin embargo, las limitaciones del DEM empleado sugieren que los resultados no pueden considerarse concluyentes para evaluar el impacto del flujo en el caserío de Vodudahue. Estudios complementarios con DEMs de mayor resolución son esenciales para identificar áreas de inundación con mayor precisión. Este análisis es crucial para desarrollar planes de mitigación y gestión del riesgo, incluyendo sistemas de monitoreo y alerta temprana.

5. Anexo

Para trabajar con archivos en formato GeoTIFF, realizar cálculos en matrices y graficar los resultados, es necesario cargar las siguientes librerías:

```
import numpy as np
from osgeo import gdal
import matplotlib.pyplot as plt
```

Para leer un archivo GeoTIFF y convertirlo en una matriz, se utiliza el siguiente código:

```
dataset = gdal.Open(path)
grilla = dataset.ReadAsArray()
```

Una vez que se han cargado todos los archivos GeoTIFF y se han convertido en matrices, es conveniente juntarlos en una nueva matriz tridimensional (3D), en la que los datos se ordenan en forma de capas. En este caso, el primer eje de esta matriz representa los mapas, el segundo eje corresponde a las filas y el tercer eje a las columnas:

```
capas = np.stack(grilla)
```

Con los datos organizados de esta forma, es posible operar sobre cada píxel de los mapas en las mismas posiciones de la grilla. Es decir, para un mismo píxel ubicado en la misma fila y columna en todos los mapas, se pueden calcular estadísticas como el valor máximo, el valor mínimo o la desviación estándar. A continuación, se muestra cómo calcular la diferencia entre el valor máximo y el mínimo, y también cómo obtener la desviación estándar utilizando Numpy:

```
range_map = np.max(capas, axis=0) - np.min(capas, axis=0)
std_map = np.std(capas, axis=0)
plt.imshow(range_map, cmap='plasma')
plt.imshow(std_map, cmap='viridis')
cbar = plt.colorbar()
plt.show()
```

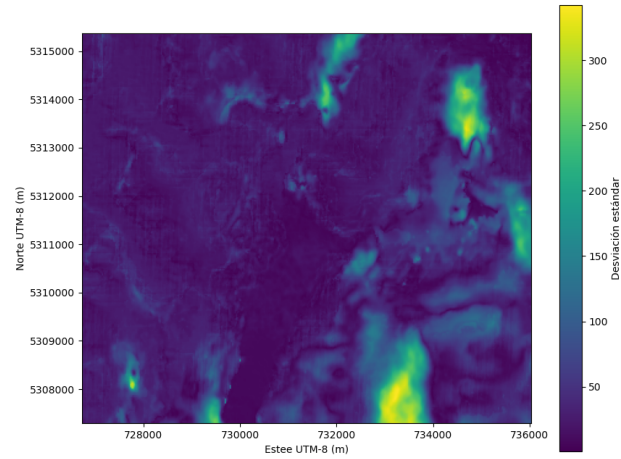


Figura 25: Mapa de desviación estándar de los DEMs recopilados en la Tabla (1).

Esto puede dar como resultado las Figuras (6a), (6b) y (25).

Bibliografía

- Allen, S., Sattar, A., King, O., Zhang, G., Bhattacharya, A., Yao, T., & Bolch, T. (2022). Glacial lake outburst flood hazard under current and future conditions: Worst-case scenarios in a trans-boundary Himalayan basin. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22, 3765-3785. <https://doi.org/10.5194/nhess-22-3765-2022>
- Araya, P. A. (2024). *GLOFs EN PARQUE NACIONAL QUEULAT: CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS HISTÓRICOS Y EVALUACIÓN DE PELIGRO ACTUAL* [Tesis de maestría, Universidad Austral de Chile].
- Arce, M. J., Gardner, M. F., Hechenleitner, P., Hepp, J., Knees, S. G., & Whaley, O. (2023). *Vodudahue Gateway to Patagonia. Revealing a Refuge of Biodiversity Through Science and Education* (inf. téc.). Fundación Chilco.
- Bobrowsky, P. T., & Marker, B. (Eds.). (2018). *Encyclopedia of Engineering Geology*. Springer International Publishing AG. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-73568-9>
- Carey, M. (2005). Living and dying with glaciers: People's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. *Global and Planetary Change*, 47, 122-134. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.10.007>
- Carrivick, J., & Tweed, F. (2016). A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. *Global and Planetary Change*, 144. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.07.001>
- Carrivick, J., Tweed, F., Ng, F., Quincey, D., Mallalieu, J., Ingeman-Nielsen, T., Mikkelsen, A., Palmer, S., Yde, J. C., Homer, R., Russell, A., & Hubbard, A. (2017). Ice-Dammed Lake Drainage Evolution at Russell Glacier, West Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 5, 100. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00100>
- Ceremonia de bendición de la iglesia, San José Carpintero de Vodudahue [p. 2]. (2018). *El Vodudahuino*. <https://elvodudahuino.cl/el-vodudahuino-no1/>
- (ESA), E. S. A. (2024). Copernicus Global Digital Elevation Model [Distributed by OpenTopography, Accessed: 2024-11-25]. <https://doi.org/10.5069/G9028PQB>

- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J., Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F., & Pandit, A. (2019). A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, 12. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>
- Fundación Alerce 3000. (2024). VODUDAHUE, preservando lo sublime [Accedido: 27 de mayo de 2024]. <https://fundacionalerce3000.cl/>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W., Teyssie, P., & Paul, F. (2002). Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: A case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal - CAN GEOTECH J*, 39, 316-330. <https://doi.org/10.1139/t01-099>
- Instituto Nacional de Estadística. (2019). Ciudades, Pueblos, Aldeas y Caseríos [Accedido: 2024-05-23].
- Iribarren, P., Mackintosh, A., & Norton, K. (2014). Hazardous processes and events from glacier and permafrost areas: Lessons from the Chilean and Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40. <https://doi.org/10.1002/esp.3524>
- Iribarren, P., Mackintosh, A., & Norton, K. (2015). Reconstruction of a glacial lake outburst flood (GLOF) in the Engaño Valley, Chilean Patagonia: Lessons for GLOF risk management. *The Science of the total environment*, 527-528C, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.096>
- Iribarren, P., Norton, K., & Mackintosh, A. (2014). Moraine-dammed lake failures in Patagonia and assessment of outburst susceptibility in the Baker Basin. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2, 4765-4812. <https://doi.org/10.5194/nhessd-2-4765-2014>
- (JAXA), J. A. E. A. (2021). ALOS World 3D 30 meter DEM [Version 3.2, January 2021. Distributed by OpenTopography. Accessed: 2024-11-25]. <https://doi.org/10.5069/G94M92HB>
- (JPL), N. J. P. L. (2021). NASADEM Merged DEM Global 1 arc second V001 [Distributed by OpenTopography. Accessed: 2024-11-25]. <https://doi.org/10.5069/G93T9FD9>

- McKillop, R., & Clague, J. (2007). Statistical, remote sensing-based approach for estimating the probability of catastrophic drainage from moraine-dammed lakes in Southwestern British Columbia. *Global and Planetary Change*, 56, 153-171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.004>
- Mergili, M., Emmer, A., Juřicová, A., Cochachin, A., Fischer, J.-T., Huggel, C., & Pudasaini, S. (2018). How well can we simulate complex hydro-geomorphic process chains? The 2012 multi-lake outburst flood in the Santa Cruz Valley (Cordillera Blanca, Perú). *Earth Surface Processes and Landforms*, 43, 1373-1389. <https://doi.org/10.1002/esp.4318>
- Mergili, M., Fischer, J.-T., Krenn, J., & Pudasaini, S. (2017). R.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. *Geoscientific Model Development*, 10, 553-569.
- Mergili, M., Jaboyedoff, M., Pullarello, J., & Pudasaini, S. (2020). Back calculation of the 2017 Piz Cengalo–Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20, 505-520. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-505-2020>
- Mergili, M., Pudasaini, S., Emmer, A., Fischer, J.-T., Cochachin, A., & Frey, H. (2019). Reconstruction of the 1941 GLOF process chain at Lake Palcacocha (Cordillera Blanca, Perú). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1-37. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-357>
- Muñoz, R., Huggel, C., Frey, H., Cochachin, A., & Haeberli, W. (2020). Glacial lake depth and volume estimation based on a large bathymetric dataset from the Cordillera Blanca, Peru: Glacial lake mean depth and volume estimation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45. <https://doi.org/10.1002/esp.4826>
- PRIMER ANIVERSARIO, Iglesia San José Carpintero de Vodudahue [p. A]. (2019). *El Vodudahuino*. <https://elvodudahuino.cl/el-vodudahuino-no4/>
- Pudasaini, S. (2012). A general two-phase debris flow model. *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 117, 3010-. <https://doi.org/10.1029/2011JF002186>

- Rinzin, S., Dunning, S., Carr, R., Sattar, A., & Mergili, M. (2024, julio). *Exploring implications of input parameter uncertainties on GLOF modelling results using the state-of-the-art modelling code, r.avaflow*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-1819>
- Trauth, M. (2024, octubre). *Python Recipes for Earth Sciences, 2nd Edition*. Springer.
- Vandekerkhove, E., Bertrand, S., Mauquoy, D., Reid, B., Stammen, S., Saunders, K., Torrejón, F., & McWethy, D. (2020). Neoglacial increase in high-magnitude glacial lake outburst flood frequency, upper Baker River, Chilean Patagonia (47°S). *Quaternary Science Reviews*, 248, 106572. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106572>
- Vilca, O., Mergili, M., Emmer, A., Frey, H., & Huggel, C. (2021). The 2020 glacial lake outburst flood process chain at Lake Salkantaycocha (Cordillera Vilcabamba, Peru). *Landslides*, 18. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01670-0>
- Zheng, G., Mergili, M., Emmer, A., Allen, S., Bao, A., & Guo, H. (2021). The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment. *The Cryosphere*, 15, 3159-3180. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3159-2021>