



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

ANÁLISIS DEL PELIGRO TSUNAMIGÉNICO EN EL FIORDO DE BARRY ARM, ALASKA

Por: Cristóbal Andrés Pezo González

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico de la Facultad de
Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción

Junio 2024

Concepción, Chile

Profesora Guía: Dra. María Ignacia Calisto Burgos

Comisión Evaluadora:

Dr. Matthew Robert Miller

Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

© 2024, Cristobal Pezo

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mi familia. A mis padres y hermanos, gracias por su amor incondicional, por creer en mí y por brindarme el apoyo emocional necesario para superar los momentos difíciles. Sin su comprensión y aliento, no habría sido posible llegar hasta aquí.

A mi guía de tesis, la Profesora María Ignacia Calisto Burgos, le debo un inmenso agradecimiento por su inestimable guía, apoyo y paciencia a lo largo de todo este proceso. Su experiencia y conocimiento han sido fundamentales para el desarrollo de esta investigación.

Agradezco también a mis amigos que hicieron ameno todo este proceso, con quienes compartí alegrías y bellos recuerdos en mi formación profesional, en particular a Camila Monge, María Fernanda Hadad, José Olivares, Matías Alveal, Paola Santibañez y Felipe Morales, les doy las gracias por siempre tenderme una mano cuando lo necesité y por acompañarme todos estos años.

Finalmente, quiero agradecer a todas las personas y organizaciones que, de alguna manera, contribuyeron directa o indirectamente a la realización de esta tesis. A todos, mi más sincero agradecimiento.

Resumen

El retroceso acelerado de los glaciares debido al cambio climático ha incrementado el riesgo de tsunamis generados por deslizamientos de tierra, especialmente en regiones como el fiordo de Barry Arm en Alaska, ubicado a 50 km de la ciudad turística de Whittier. El calentamiento del hielo reduce la cohesión basal del glaciar y debilita las laderas montañosas, incrementando la posibilidad de inestabilidades. Este estudio se propone analizar el peligro de tsunami en Barry Arm, incorporando la reología del área, el retroceso del glaciar, y posibles escenarios desencadenantes como terremotos y derretimiento natural. Herramientas como grillas 3D, software de simulación de tsunami (VolcFlow), mareógrafos virtuales y cálculos de run-up fueron utilizadas para evaluar integralmente el peligro y proporcionar información relevante para la planificación y la implementación de medidas preventivas adecuadas.

En el escenario de deslizamiento total, se observó una ola máxima de 55.9 metros en el mareógrafo más cercano al deslizamiento (BA01), con un run-up de 62.1 metros, indicando una gran perturbación del agua debido a la masa desplazada. En la ciudad de Whittier (mareógrafo BA05), la ola máxima registrada fue de 1.9 metros con un run-up de 2.8 metros, lo que representa una amenaza significativa para la ciudad. Los modelos de deslizamiento parcial mostraron menores alturas de ola y run-up, variando en función de la distancia del mareógrafo a la zona de desprendimiento.

Los resultados demuestran que todos los escenarios de deslizamiento presentan riesgos significativos para las comunidades costeras cercanas, confirmando la alta vulnerabilidad de la zona. La incorporación de la reología del área en los modelos proporcionó una visión más precisa y completa del peligro potencial, subrayando la necesidad de considerar este factor en futuros estudios y modelos de riesgo. Las olas de tsunami generadas en Barry Arm, aunque de menor magnitud que en otros estudios, siguen representando una amenaza considerable para la región, destacando la importancia de implementar sistemas de monitoreo y alerta temprana, así como la evaluación detallada de riesgos y la preparación comunitaria para mitigar desastres futuros.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
1. Introducción	1
1.1. Hipótesis	4
1.2. Objetivo General	4
1.2.1. Objetivos Específicos	4
1.3. Zona de estudio	5
1.3.1. Marco Geológico	7
2. Marco Teórico	9
2.1. Deslizamientos de Tierra (Landslide)	9
2.1.1. Reología	11
2.1.1.1. Modelo de Bingham	11
2.2. Tsunami	11
2.2.1. Condición de Courant	12
2.2.2. Cálculo del Run-up de un Tsunami	13
2.3. Gatillantes potenciales	14
2.3.1. Terremotos históricos	14
2.3.2. Retroceso glaciar	15
3. Metodología	17
3.1. Selección y configuración de la grilla.	17
3.2. VolcFlow Tsunami	20
3.2.1. Parámetros de entrada	20
3.3. Tipos de deslizamientos	22
3.3.1. Deslizamiento total	23
3.3.2. Deslizamiento parcial	23
3.4. Mareógrafos Virtuales	24
3.4.1. Cálculo de run-up	25
4. Análisis	26
4.1. Deslizamiento total	27
4.2. Deslizamiento parcial	30

4.2.1. BA01	30
4.2.2. BA02	32
4.2.3. BA03	34
4.2.4. BA04	36
4.2.5. BA05	38
4.2.6. BA06	41
4.2.7. BA07	43
5. Discusión	47
6. Conclusión	52
Referencias	54

Índice de Tablas

2.3.1.Terremotos históricos	15
3.1.1.Parámetros del deslizamiento de tierra	20
3.2.1.Parámetros reológicos de la lutita y cuarcita	21
3.2.2.Parámetros reológicos de entrada	22
3.3.1.Volumen de la masa para los distintos modelos	24
3.4.1.Coordenadas mareógrafos virtuales	24
4.1.1.Altura de ola máxima y run up para el deslizamiento total	29
4.2.1.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA01	31
4.2.2.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA02	34
4.2.3.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA03	35
4.2.4.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA04	38
4.2.5.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA05	40
4.2.6.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA06	43
4.2.7.Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA07	45
5.0.1.Comparación de las características de eventos históricos con los del estudio de Barry Arm.	49

Índice de figuras

1.3.1.Zona de estudio	5
1.3.2.Zona de desprendimiento	6
1.3.3.Mapa geológico	7
3.1.1.Grilla de la zona de estudio de Barry Arm del fiordo de Harriman. El recuadro negro es la zona de interés que incluye el probable deslizamiento de tierra marcado con un círculo de color rojo. . . .	18
3.1.2.Zona de estudio.	18
3.1.3.Zona de deslizamiento	19
3.3.1.Retrosceso del glaciar de Barry	23
3.4.1.Mareógrafos Virtuales, el círculo rojo muestra la posición del deslizamiento	25
4.1.1.Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en el mareógrafo BA01.	27
4.1.2.Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en el mareógrafo BA01 durante los primeros 30 minutos.	28
4.1.3.Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en los mareógrafos BA02, BA05 y BA07.	28
4.1.4.Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en los mareógrafos BA03, BA04 y BA06.	29
4.2.1.Altura de las olas para el mareógrafo BA01 ubicado a 5 [km] de la zona de desprendimiento	30
4.2.2.Altura de las olas para el mareógrafo BA01 durante los primeros 30 minutos del evento.	31
4.2.3.Altura de las olas para el mareógrafo BA02 ubicado a [22] km de la zona de desprendimiento	32
4.2.4.Altura de las olas para el mareógrafo BA02 para los escenarios de 10 %, 20 %, 30 %, 40 % y 50 % de la masa desprendida.	33
4.2.5.Altura de las olas para el mareógrafo BA02 para los escenarios de 60 %, 70 %, 80 % y 90 % de la masa desprendida.	33
4.2.6.Altura de las olas para el mareógrafo BA03 ubicado a 20 [km] de la zona de desprendimiento	35
4.2.7.Altura de las olas para el mareógrafo BA04 ubicado a 30 [km] de la zona de desprendimiento.	36

4.2.8. Altura de las olas para el mareógrafo BA04 para los escenarios de 10 %, 20 %, 50 % y 90 %	37
4.2.9. Altura de las olas para el mareógrafo BA04 para los escenarios de 30 %, 40 %, 60 %, 70 % y 80 %	37
4.2.10. Altura de las olas para el mareógrafo BA05 ubicado a 50 [km] de la zona de desprendimiento	39
4.2.11. Altura de las olas para el mareógrafo BA05 para los escenarios de 10 %, 20 %, 40 %, 60 % y 70 %	39
4.2.12. Altura de las olas para el mareógrafo BA05 para los escenarios de 30 %, 50 %, 80 % y 90 %	40
4.2.13. Altura de las olas para el mareógrafo BA06 ubicado a 40 [km] de la zona de desprendimiento	41
4.2.14. Altura de las olas para el mareógrafo BA06 en los escenarios de 10 %, 20 %, 50 %, 60 % y 90 % de masa desprendida.	42
4.2.15. Altura de las olas para el mareógrafo BA06 en los escenarios de 30 %, 40 %, 70 % y 80 % de masa desprendida.	42
4.2.16. Altura de las olas para el mareógrafo BA07 ubicado a 70 [km] de la zona de desprendimiento.	44
4.2.17. Altura de las olas para el mareógrafo BA07 para los escenarios de 10 %, 20 %, 60 %, 70 % y 90 % de la masa desprendida.	44
4.2.18. Altura de las olas para el mareógrafo BA07 para los escenarios de 30 %, 40 %, 50 % y 80 % de la masa desprendida.	45

Capítulo 1

Introducción

En las regiones extremas del planeta, donde las condiciones climáticas son favorables para la existencia de glaciares, estos ecosistemas han sido profundamente afectados por el aumento de las temperaturas globales. Los glaciares, fundamentales para el equilibrio hídrico y climático, actúan como reservas naturales de agua dulce y tienen un papel crucial en la regulación del nivel del mar. Sin embargo, el cambio climático está acelerando su derretimiento, lo que tiene implicaciones significativas no solo para el medio ambiente local, sino también para las comunidades humanas que dependen de ellos. Este retroceso glaciar contribuye a una serie de riesgos geológicos y climáticos, incluyendo la inestabilidad de las laderas, el aumento en la frecuencia de deslizamientos de tierra y la generación de tsunamis en fiordos y lagos glaciares. Los glaciares no solo sirven como indicadores del cambio climático, sino que su retroceso y desaparición representan una amenaza directa para la estabilidad de las regiones montañosas y costeras en todo el mundo (Bajracharya et al., 2014 [1]; Huss et al., 2015 [2]).

El aumento de temperatura global provocado por el cambio climático ha condicionado un aumento en el retroceso de los glaciares (Shakun et al., 2015 [3]), lo que conlleva varios riesgos para las zonas aledañas debido a su alto riesgo tsunamigénico en fiordos o lagos (Heller et al., 2019[4]).

Un incremento en la temperatura del hielo reduce la viscosidad de la masa del glaciar, lo que disminuye la cohesión basal del hielo que previamente estaba congelado en el lecho rocoso. Esto resulta en un aumento en las velocidades de flujo y los procesos de desplazamiento tanto dentro de la masa del hielo como

en el lecho del glaciar, generando modificaciones en el campo de tensión de éste (Haeberli, 1997 [5]). A medida que los glaciares retroceden, las paredes del valle sin soporte pueden deformarse cuando ya no están protegidas por el hielo del glaciar (debuttressing), lo que aumenta la posibilidad de inestabilidades en las pendientes. Es importante tener en cuenta que los glaciares desempeñan un papel crucial al reforzar las laderas de las montañas. Al actuar como una especie de “anclaje” natural, el hielo glaciar brinda estabilidad a las pendientes, evitando posibles deslizamientos y colapsos. Por lo tanto, el retroceso de los glaciares no solo reduce la protección proporcionada por el hielo, sino que también debilita la integridad estructural de las laderas montañosas (Deline et al., 2015 [6]; Kos et al., 2016 [7]).

Alaska, con su peculiar topografía de grandes pendientes, ha experimentado un impacto adverso en la estabilidad debido al retroceso del hielo, lo que ha dado lugar a un aumento en el tamaño y movilidad de las avalanchas de rocas en los últimos años (Coe et al., 2018 [8]; Mccoll, 2012 [9]). Estas condiciones geológicas han llevado a la ocurrencia de tsunamis destructivos causados por deslizamientos de tierra en los fiordos de la región (Bloom et al., 2020 [10]; Gauthier et al., 2018 [11]; Higman et al., 2018 [12]). Un ejemplo emblemático es el deslizamiento de tierra que tuvo lugar el 9 de julio de 1958 en Lituya Bay, Alaska. Este deslizamiento, con un volumen total de 30,6 millones [m^3] y un área de 0,5 [km^2], generó un megatsunami de más de 500 [m] de altura, propagándose a lo largo de 11 [km] hasta la desembocadura de la bahía y cobrando la vida de dos personas (Miller, 1960 [13]; Ward et al., 2010 [14]). En años más recientes, se han registrado deslizamientos de tierra significativos en los fiordos cercanos a glaciares en retroceso, como el del Taan Fiord en Alaska el 17 de octubre de 2015, con un volumen de 60 millones [m^3] y un área de 1 [km^2] (Haeussler et al., 2018 [15]), y el del fiordo Karrat en Groenlandia el 17 de junio de 2017, con un volumen de 58 millones [m^3] y un área de 0,5 [km^2] (Gauthier et al., 2018 [11]).

Barry Arm, un fiordo situado a 50 [km] al noreste de Whittier, en el Prince William Sound de Alaska, es conocido por ser una zona de alto riesgo y potencial generador de tsunamis. Esto se debe a un deslizamiento de tierra de movimiento lento, desencadenado por el retroceso del glaciar Barry y la inestabilidad de la ladera. El deslizamiento fue descubierto por un artista local en el verano de 2019 y es visible en imágenes aéreas de la zona desde 1957, no se observa en fotografías

anteriores. Se estima que el deslizamiento ocurrirá dentro de los próximos 20 años (Group, 2020 [16]).

Debido a la cercanía a la ciudad turística de Whittier, que recibe cerca de 700.000 turistas al año, se ha decidido estudiar el peligro que podría generar este desprendimiento que es inminente.

El deslizamiento de tierra está ocurriendo en turbiditas compuestas de pizarra y grauvaca del Grupo Valdez, que forma parte del complejo de acreción de Chugach (Dai et al., 2020 [17]). Aunque gran parte del área del deslizamiento está cubierta de coluvión y material glacial, los afloramientos del lecho rocoso indican que estos depósitos superficiales representan sólo una fracción del volumen total del deslizamiento. Esta situación plantea preocupaciones sobre la estabilidad de la ladera y el potencial de desencadenar un tsunami en el área (Dai et al., 2020 [17]).

Existen estudios sobre las posibles características de un tsunami en la zona; sin embargo, es importante destacar que dichos estudios generalmente no incorporan la reología en sus metodologías, lo que ayudaría a generar un modelo más realista al observar el comportamiento de la masa desprendida como un fluido. Estos enfoques se basan principalmente en modelos satelitales o de interferometría (InSAR) y no suelen considerar la posibilidad de un deslizamiento de tierra de menor escala o segmentado.

En esta investigación, se tomará en cuenta la reología del área y los posibles escenarios de una caída de masa variable. Esto permitirá analizar hasta qué punto el desprendimiento sigue representando un peligro para las zonas cercanas. Al considerar estos factores se espera obtener una visión más completa y precisa de la potencial amenaza.

Para esto, es fundamental analizar detalladamente cómo la geología local interactúa con el retroceso del glaciar y cómo influye en el potencial deslizamiento de tierra y la generación de un tsunami. Esto ayudará a comprender los mecanismos subyacentes y a evaluar el peligro a corto y largo plazo para las áreas cercanas. Además, es importante considerar el impacto del cambio climático en el comportamiento del glaciar y la posibilidad de eventos extremos en el futuro. Al integrar estos aspectos en la investigación, se podrán obtener conclusiones más sólidas y acciones más efectivas para mitigar los riesgos asociados.

1.1. Hipótesis

En el fiordo de Barry Arm, Alaska, el retroceso acelerado del glaciar aumenta significativamente la inestabilidad de las laderas, lo que incrementa tanto la frecuencia como la magnitud de los deslizamientos de tierra que podrían generar un tsunami. A medida que el glaciar se retira, las laderas pierden el soporte proporcionado por el hielo, volviéndose más susceptibles a deslizamientos masivos. Estos deslizamientos pueden desplazar grandes volúmenes de material de forma súbita, generando tsunamis de gran altura y run-up. Se plantea que **independientemente de la cantidad de masa que caiga, los deslizamientos de tierra en esta región son capaces de generar un tsunami significativo que representa un riesgo considerable para las áreas costeras cercanas.** Esta hipótesis se basa en la idea de que incluso deslizamientos de menor escala, provocados por la inestabilidad de las laderas, pueden causar perturbaciones suficientes en el cuerpo de agua para generar un tsunami peligroso.

1.2. Objetivo General

Evaluar el impacto del retroceso del glaciar en la inestabilidad de las laderas y su capacidad para generar tsunamis significativos en el fiordo de Barry Arm, Alaska, independientemente de la cantidad de masa desplazada.

1.2.1. Objetivos Específicos

- Investigar la evolución histórica del retroceso glaciar en el fiordo de Barry Arm, Alaska, para establecer su relación con la inestabilidad de las laderas y la generación de tsunamis.
- Analizar el papel de los eventos sísmicos como posibles desencadenantes de deslizamientos de tierra en el fiordo de Barry Arm, Alaska, y su contribución al riesgo tsunamigénico.
- Evaluar la propagación y consecuencias del tsunami generado por deslizamientos de tierra en el fiordo de Barry Arm, incluyendo altura, run-up e impacto en las áreas costeras cercanas

1.3. Zona de estudio

Barry Arm del fiordo de Harriman (Figura 1.3.1), situado en el noroeste de Prince William Sound en Alaska, a 50 [km] al noreste de la ciudad de Whittier, la cual recibe alrededor de 700.000 turistas al año, y a 70 [km] al este de Anchorage se ha convertido en un área crítica de estudio debido a su potencial para generar un tsunami devastador debido a un deslizamiento de tierra el cual se muestra en la figura 1.3.1 marcado con una flecha. Este fenómeno geológico ha sido objeto de observación intensiva desde que se detectaron movimientos en agosto de 2022, lo que ha llevado a un seguimiento detallado de su evolución. La región ha mostrado un aumento en la extensión y las tasas de movimiento del terreno, lo que ha exacerbado las preocupaciones sobre una catástrofe.

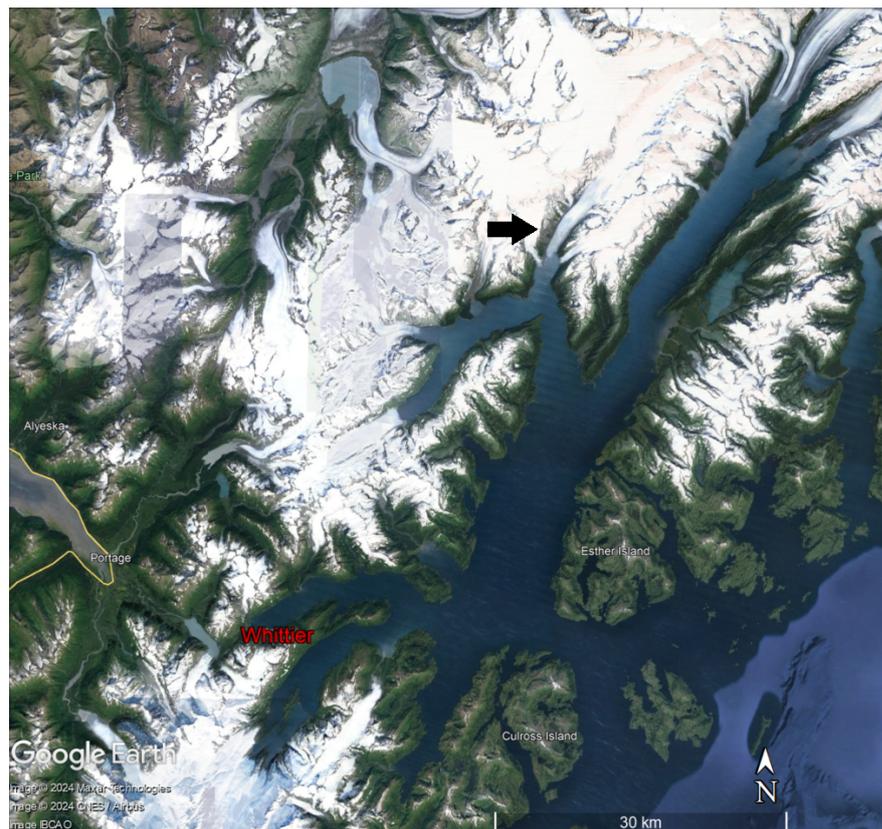


Figura 1.3.1: Zona de estudio, la flecha negra apunta posible zona de desprendimiento. La ciudad de Whittier aparece en color rojo (Google Earth Pro, 2024 [18]).

El área está siendo monitoreada por un equipo interinstitucional que incluye al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), el Centro Nacional de Alerta

de Tsunamis y la División de Estudios Geológicos y Geofísicos de Alaska, entre otros. Este equipo ha implementado una red de monitoreo robusta compuesta por sismómetros, infrasonidos y radares de apertura sintética terrestre, que permiten registrar movimientos diarios y evaluar la estabilidad del terreno.

Además, la retirada del glaciar Barry, que anteriormente se extendía a lo largo de la base del deslizamiento, ha dejado un cuerpo significativo de agua abierta como se puede observar en la Figura 1.3.2, incrementando el riesgo de que el deslizamiento se active y provoque un tsunami. Esta dinámica entre la actividad geológica y los cambios ambientales subraya la complejidad del estudio de Barry Arm, donde la interacción de múltiples factores geológicos y climáticos puede tener implicaciones directas en la seguridad pública y la gestión de desastres naturales.



Figura 1.3.2: Zona de desprendimiento (Zimmerman, 2020 [19])

Este sitio continúa siendo un punto focal para los estudios geológicos y ambientales, proporcionando datos valiosos para entender mejor cómo los procesos naturales y las intervenciones humanas influyen en la estabilidad de los terrenos y las respuestas ante emergencias en zonas propensas a desastres naturales.

1.3.1. Marco Geológico



Figura 1.3.3: Mapa geológico de la zona de interés. Principalmente esta compuesto por hielos y agua provenientes del holoceno representados en un color blanco y tres tipos de unidades representadas en distintos colores: el color amarillo claro son depósitos superficiales inconsolidados (Qs), la zona verde es chugash flysch (Kaf) y la zona lila es granito y granodiorita (Togr) (U.S. Geological Survey, 2024 [20])

El contexto geológico del área de estudio, situada en el cuadrante de Anchorage en el Golfo de Alaska, refleja una compleja interacción de procesos geológicos que abarcan desde el Cuaternario hasta el Terciario, evidenciada por la presencia de diversas estructuras geológicas y depósitos superficiales como se observa en la figura (1.3.3).

Las unidades litológicas de la zona de estudio son las siguientes:

Qs Depósitos Superficiales Inconsolidados (Cuaternario):

Los depósitos en esta zona son en su mayoría no consolidados y varían en su clasificación y estratificación, reflejando la compleja interacción de procesos geológicos que han modelado el paisaje. Estos materiales, que incluyen componentes

aluviales, coluviales, marinos, lacustres, eólicos y pantanosos, evidencian una historia geológica activa y diversa. La influencia de los glaciares es especialmente notable, con la presencia de morrenas y otros depósitos glaciares que indican períodos de avance y retroceso glacial significativos (U.S. Geological Survey, 2024 [20]).

Kaf Chugach flysch (Cretácico Superior)

Chugach flysch está compuesto principalmente de cuarcita y lutita, con tonos que varían de gris medio a oscuro y una granulometría fina a media. Estas rocas muestran un alto grado de litificación y su metamorfismo aumenta hacia el noreste. En la formación Shumagin, se observan capas intercaladas de arenisca, lutita, limolita y esquisto, con espesores de hasta 3,000 [m]. Estas capas varían en grosor y están compuestas por fragmentos de lutita y limolita, junto con capas delgadas de lutita grisácea negra entre la arenisca. Aunque los fósiles son raros, las dataciones indican que estas formaciones son del Maastrichtiense temprano, contemporáneas con las Formaciones Hoodoo, Kaguyak y Chignik. El término "flysch" describe estos depósitos sedimentarios marinos, asociados con la actividad tectónica en los márgenes de cuencas oceánicas profundas de Alaska (U.S. Geological Survey, 2024 [20]).

Togr Granito y Granodiorita (Terciario, Oligoceno):

Este granito y granodiorita, que forman una unidad geológica importante en el área, indican un intenso periodo de actividad magmática e intrusión plutónica durante el Oligoceno (U.S. Geological Survey, 2024 [20]).

Fallas Geológicas:

Las fallas visibles en la figura 1.3.3 son elementos fundamentales para comprender la dinámica geológica del área. Estas estructuras delimitan zonas de debilidad críticas, aumentando la probabilidad de actividad sísmica y afectando la configuración del subsuelo. En la tabla 2.3.1 se muestran algunos de los eventos más importantes que han ocurrido en el área de estudio lo que podría ser un gatillante importante para el deslizamiento de tierra.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Deslizamientos de Tierra (Landslide)

Un deslizamiento de tierra se produce cuando masas de tierra, roca y otros materiales se mueven repentina o gradualmente por pendientes donde se encuentran depositados. Estas pendientes poseen la inclinación necesaria, para que las masas desciendan, a veces, a gran velocidad debido a la influencia de la gravedad. Este fenómeno puede resultar desde inofensivo hasta causar daños significativos dependiendo de las circunstancias. La ocurrencia de un deslizamiento de tierra generalmente requiere una desestabilización de las características geológicas internas de la masa involucrada o algún factor externo que altere su estado de equilibrio.

Los deslizamientos de tierra pueden clasificarse en función del entorno en el que se desarrollan:

- **Subaéreos:** Estos deslizamientos ocurren en tierra y pueden ser desencadenados por múltiples factores, incluyendo lluvias intensas que saturan el suelo, terremotos que desestabilizan las pendientes, cambios en el uso del terreno por actividades humanas, y procesos naturales de erosión.
- **Submarinos:** Acontecen bajo el agua, generalmente en laderas continentales o insulares. Son frecuentemente provocados por terremotos, erupciones volcánicas submarinas o la acumulación progresiva de inestabilidades en los

sedimentos marinos. Su importancia radica en su capacidad para desplazar grandes volúmenes de agua, generando potencialmente tsunamis.

Las ecuaciones 2.1.1, 2.1.2 y 2.1.3 sirven para caracterizar los deslizamientos de tierra

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_y) = 0 \quad (2.1.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x^2) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_xu_y) = gh \sin \alpha_x - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_x}{\rho} \quad (2.1.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_y) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_y^2) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_yu_x) = gh \sin \alpha_y - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_y}{\rho} \quad (2.1.3)$$

La ecuación 2.1.1 describe la conservación de la masa, mientras que las ecuaciones 2.1.2 y 2.1.3 tratan sobre la conservación del momento para las componentes horizontales y verticales. Donde los parámetros son:

- (u_x, u_y) : Velocidad de la masa en ambas direcciones.
- h : Espesor de la masa.
- ρ : Densidad de la masa.
- κ : Coeficiente de presión.
- α : Pendiente del talud.
- $\tau_{x,y}$: Estrés de la masa en ambas direcciones.

Estas ecuaciones permiten modelar y entender el comportamiento de los deslizamientos de tierra al describir cómo se conserva la masa y el momento de la masa deslizante bajo la influencia de la gravedad y otras fuerzas. En el contexto del deslizamiento en el fiordo de Barry Arm, Alaska, estas ecuaciones pueden ser usadas para simular cómo un deslizamiento de tierra podría desplazarse y cómo este movimiento podría desplazar grandes volúmenes de agua, generando un tsunami potencial.

2.1.1. Reología

La reología estudia cómo los materiales deforman y fluyen bajo la influencia de fuerzas externas, siendo crucial para entender los deslizamientos de tierra y los flujos relacionados con tsunamis. Diferentes modelos reológicos se aplican según las características específicas del material y las condiciones del flujo. Entre los principales modelos de reología se encuentran el modelo de Coulomb, modelo de Voellmy y modelo de Bingham, este último es el que se utilizará para este estudio debido a las condiciones iniciales del lugar .

2.1.1.1. Modelo de Bingham

Utilizado para materiales con un comportamiento plástico que tienen un umbral de fluidez, este modelo es efectivo para flujos de lodo y escombros. Describe el flujo que requiere una tensión de corte mínima (τ_0) para comenzar a moverse:

$$\tau = \tau_0 + \mu \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.1.4)$$

Aquí, μ representa la viscosidad del material y $\frac{\partial u}{\partial y}$ es el gradiente de velocidad de cizalle.

2.2. Tsunami

Los tsunamis son fenómenos geofísicos que resultan de la interacción significativa entre cuerpos de agua y agentes externos que perturban su estado de equilibrio. Estas olas gigantes, conocidas también como ondas de gravedad, se generan predominantemente por eventos sísmicos, que son la causa más frecuente. Durante estos eventos, la liberación masiva de energía debido al desplazamiento tectónico deforma el suelo oceánico, impulsando desplazamientos verticales del agua tanto en alta mar como cerca de las costas .

Además de los terremotos, otros agentes menos comunes incluyen deslizamientos de tierra, actividades volcánicas (como erupciones y colapsos de calderas) y fenómenos meteorológicos que pueden alterar el equilibrio hidrostático y generar tsunamis . Es importante distinguir que, a diferencia de las olas generadas por el viento que solo afectan la superficie, las olas de tsunami involucran el movimiento de toda la columna de agua, lo que les permite viajar a velocidades asombrosas y mantener

su energía a lo largo de grandes distancias.

Las ecuaciones 2.2.1, 2.2.2 y 2.2.3 sirven para caracterizar el comportamiento de un tsunami

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h_w u_x) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w u_y) = 0 \quad (2.2.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h_w v_x) + \frac{\partial}{\partial x}(h_w v_x^2) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w v_x v_y) = gh_w \sin \beta_x - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x}(gh_w^2 \cos \beta) + \frac{R_x}{\rho_w} - 3 \frac{\mu_w}{\rho_w h_w} v_x \quad (2.2.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h_w v_y) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w v_y^2) + \frac{\partial}{\partial x}(h_w v_y v_x) = gh_w \sin \beta_y - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial y}(gh_w^2 \cos \beta) + \frac{R_y}{\rho_w} - 3 \frac{\mu_w}{\rho_w h_w} v_y \quad (2.2.3)$$

La ecuación (2.2.1) representa la conservación de la masa del agua, y las ecuaciones (2.2.2) y (2.2.3) describen la conservación del momento en las direcciones horizontal y vertical. Donde:

- (v_x, v_y) : Velocidad del agua en ambas direcciones.
- h_w : Espesor del agua.
- ρ_w : Densidad del agua.
- β : Pendiente del fondo oceánico según la topografía.
- μ_w : Viscosidad del agua.

Estas ecuaciones permiten modelar cómo las ondas de tsunami se propagan a través del océano y cómo su energía se distribuye y afecta diferentes áreas. En el caso del fiordo Barry Arm, estas ecuaciones pueden ser utilizadas para simular el impacto de un tsunami generado por un deslizamiento de tierra, evaluando el riesgo y la posible magnitud del evento para la ciudad de Whittier y sus alrededores.

2.2.1. Condición de Courant

La condición de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) es una regla matemática que asegura la convergencia en la resolución de ecuaciones diferenciales parciales.

Esta condición requiere que los algoritmos de solución no tengan un paso de tiempo mayor que su paso espacial (Courant, 1928 [21]). Esta regla se expresa matemáticamente como:

$$C = \frac{\Delta t}{\Delta x/u} \quad (2.2.4)$$

Donde:

- C : Número de Courant
- Δt : Intervalo de tiempo [s]
- Δx : Intervalo espacial [m]
- u : Velocidad [m/s]

En el contexto de la modelación de tsunamis, este número debe ser adecuado para las olas de tsunami, cuya velocidad se calcula como:

$$u = \sqrt{gh} \quad (2.2.5)$$

Donde h es la profundidad del agua. Según esta expresión de velocidad u , el número de Courant se expresa como:

$$C = \frac{\Delta t}{\Delta x/\sqrt{gh_{max}}} \quad (2.2.6)$$

Con g como la aceleración de la gravedad terrestre y h_{max} como la profundidad máxima del océano en el mapa batimétrico.

2.2.2. Cálculo del Run-up de un Tsunami

El cálculo del run-up de un tsunami es fundamental para evaluar los riesgos asociados y planificar estrategias de mitigación en zonas costeras. Smart et al. (2016) [22] desarrollaron un conjunto de ecuaciones basadas en principios hidráulicos básicos para predecir la profundidad máxima de las olas y las distancias de inundación de tsunami.

Para calcular el run-up, se necesitan las siguientes variables:

- **Ys**: Nivel de cresta de ola en la línea de costa (shoreline wave-crest level).
- **S0**: Pendiente del terreno en tierra (onshore ground slope).
- **a**: Índice de rugosidad en tierra (roughness aperture), definido como una relación entre la distancia entre las irregularidades del terreno y un factor de fricción local.
- **y**: Profundidad del agua.
- **Sf**: Gradiente de fricción total.
- **x**: Distancia tierra adentro desde la línea de costa.

Las ecuaciones principales para el run-up, son la ecuación para la distancia de inundación

$$L = \frac{3a}{2} \ln \left(\frac{Ys}{aS0} + 1 \right) \quad (2.2.7)$$

y la altura del run-up

$$R = LS0 \quad (2.2.8)$$

Las ecuaciones 2.2.7 y 2.2.8 demuestran que la profundidad del agua disminuirá exponencialmente debido a la fricción a medida que la ola del tsunami avanza tierra adentro. La tasa de disminución depende del índice de rugosidad a . Además, si el terreno se eleva más rápido que la pérdida de energía por fricción, el nivel del agua del tsunami aumentará por encima del nivel de la cresta de la ola en la línea de costa.

2.3. Gatillantes potenciales

Debido a las condiciones geológicas y climáticas de la zona podemos canalizar los gatillantes principalmente en dos, por terremotos o por retroceso glaciar.

2.3.1. Terremotos históricos

Alaska es caracterizada por ser un lugar altamente sismogénico, donde han ocurrido eventos importantes, como el terremoto de viernes santo en 1964 que tuvo una

magnitud Mw 9.2. En la tabla 2.3.1 se describen algunos de los eventos más importantes ocurridos en el último siglo con una magnitud de momento de al menos Mw 5.5 en un radio de 100 [km] de la zona de estudio.

Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	Mecanismo Focal
28/03/1964	60.91	-147.34	25 km	9.2	
01/08/1980	59.460	-149.16	15 km	5.6	
12/07/1983	61.15	-147.19	40 km	6.4	
07/09/1983	61.44	-147.23	52 km	6.3	
14/08/1984	62.15	-149.02	19 km	5.8	
20/09/1984	60.40	-146.65	30 km	5.5	
24/05/1995	60.93	-150.10	54 km	5.5	
05/05/1999	59.16	-151.48	68 km	5.7	
22/06/2009	62.04	-151.05	86 km	5.5	
04/12/2012	61.38	-147.05	76 km	5.8	
30/11/2018	61.49	-150.02	48 km	7.1	
31/05/2021	62.57	-148.41	66 km	6.1	

Tabla 2.3.1: Terremotos históricos del cuadrante de Anchorage, Alaska. Mecanismos Focales extraídos de <https://www.globalcmt.org/> (Ekström et al., 2012 [23])

2.3.2. Retroceso glaciar

El retroceso glaciar, un fenómeno crítico dentro del estudio del cambio climático, implica la disminución de la masa y extensión de los glaciares globalmente. Este proceso no solo modifica los paisajes naturales, sino que también influye significativamente en los recursos hídricos, ecosistemas y comunidades humanas.

Los glaciares actúan como un anclaje natural para las laderas de las montañas,

aumentando la estabilidad de las pendientes (Deline et al., 2015 [6]; Kos et al., 2016 [7]) por lo que al retroceder, se reduce la protección que proporciona el hielo debilitando la integridad estructural de las laderas montañosas.

A medida que los glaciares retroceden, frecuentemente dejan tras de sí depresiones que se llenan de agua derretida, formando lagos glaciares. Estos lagos pueden desbordarse abruptamente, causando inundaciones catastróficas conocidas como Glacial Lake Outburst Floods (GLOFs) (Emmer, 2017 [24])

Capítulo 3

Metodología

3.1. Selección y configuración de la grilla.

Para llevar a cabo la investigación, se utilizó una grilla que representa la zona de estudio (Figura 3.1.1). Esta grilla, obtenida de https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_srtm15.cgi, está en formato .xyz y tiene una resolución de 15 segundos de arco por píxel, lo que equivale a 450 [m] por píxel. Dado que en el área se encuentran fiordos, es esencial contar con suficientes puntos dentro de los canales para obtener resultados más precisos. Para mejorar la cantidad de puntos en el modelo, se interpoló la grilla, obteniendo una distancia de 3 segundos de arco (90 [m]) entre puntos.

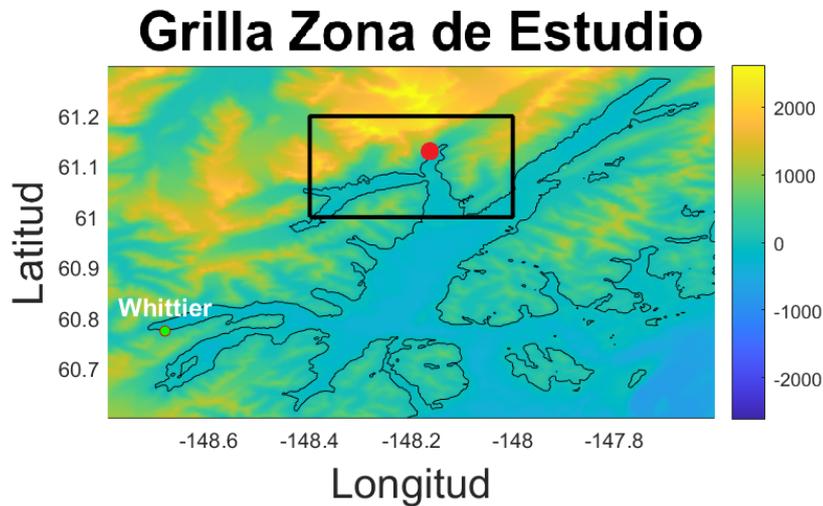


Figura 3.1.1: Grilla de la zona de estudio de Barry Arm del fiordo de Harriman. El recuadro negro es la zona de interés que incluye el probable deslizamiento de tierra marcado con un círculo de color rojo.

La figura 3.1.1 muestra la grilla topobatemétrica con una escala simétrica en altura y profundidad, por lo que no se aprecia correctamente la batimetría puesto que es muy inferior a la altura de la cordillera de la zona. En la figura 3.1.2 se observa con claridad la batimetría en una grilla 3D de la zona enmarcada en un recuadro negro de la figura 3.1.1 que es nuestra zona de interés.

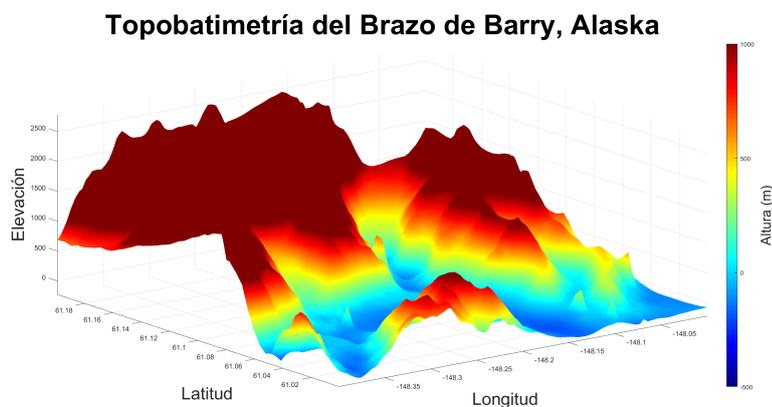


Figura 3.1.2: Zona de estudio.

En la imagen satelital obtenida del sitio web de la DGGS (último acceso, 25-06-

2024) [25] que se muestra en la figura 3.1.3 se puede apreciar la zona del posible deslizamiento donde el área de color rojo es la masa que se puede desprender



Figura 3.1.3: Zona de desprendimiento en Barry Arm, Alaska. (Group, 2020 [16])

El retroceso acelerado del glaciar de Barry, ha debilitado las laderas del fiordo provocando un aumento en el riesgo por desprendimiento de roca en la zona de estudio, por lo que hay una alta probabilidad de que se pueda deslizar y provocar un evento catastrófico (Dai et al., 2020 [17]).

Usando los valores de Group (2020) [16] y las imágenes satelitales de la figura 3.1.3 se puede concluir que la masa a desprender posee dimensiones descritas en la tabla 3.1.1

Parámetro	Valor
Alto	1,6 [km]
Ancho	2.7 [km]
Espesor	110 [m]
Pendiente	36°
Volumen	500.000.000 [$\frac{kg}{m^3}$]

Tabla 3.1.1: Parámetros del deslizamiento de tierra

3.2. VolcFlow Tsunami

Desarrollado por Karim Kelfoun, VolcFlow Tsunami es un software que utiliza métodos numéricos para simular la propagación de tsunamis causados por flujos de escombros (Kelfoun and Vargas, 2016 [26]). Este software modela tanto el comportamiento del deslizamiento de tierra (que puede ser subaéreo o submarino) como el del tsunami, incorporando parámetros reológicos en sus cálculos.

Para la modelación se utilizó un tiempo total de 7200 [s], con un $\Delta_t = 0,5$ para la ecuación 2.2.4. El tiempo de "guardado" fue de 10 [s], es decir, el intervalo entre cada imagen fue de 10 [s].

3.2.1. Parámetros de entrada

La zona se compone de turbiditas de pizarra y grauvaca del grupo Valdez, aunque esto solo representa una fracción del volumen total del deslizamiento (Dai et al., 2020 [17]). Para analizar los valores de las propiedades reológicas, vamos a considerar el mapa geológico de la figura 1.3.3, donde se observa que la zona de desprendimiento es mayormente Kaf (Figura 1.3.3), compuesto principalmente por lutita y cuarcita. Debido a la falta de información geotécnica de la zona en la literatura, se consideró una masa homogénea compuesta por las rocas de Kaf, ya que la pizarra y grauvaca poseen características reológicas similares a la lutita (British Geological Survey, 2021 [27]). Se usó una razón 1:1 y, según los análisis en la literatura, esta masa está erosionada por el glaciar de Barry. Las propiedades reológicas de la cuarcita y la lutita se muestran en la tabla 3.2.1

Material	Cohesión [kPa]	Ángulo de Fricción Interna [°]	Descripción
Lutita	0 - 30	5 - 30	La cohesión varía desde muy baja en lutitas no consolidadas hasta moderada en lutitas consolidadas, y la erosión glaciar puede reducir significativamente estos valores. El ángulo de fricción interna es más bajo en lutitas suaves y aumenta con la consolidación (Bell, 2007 [28])
Cuarcita	0 - 5000	20 - 35	La cuarcita presenta alta cohesión debido a su fuerte cementación de cuarzo, aunque esta cohesión puede reducirse en áreas fracturadas por erosión glaciar. El ángulo de fricción interna es típicamente alto, reflejando la resistencia al corte de la roca (Goodman, 1991 [29]).

Tabla 3.2.1: Valores típicos de cohesión y ángulo de fricción interna para lutita y cuarcita

Según Bell (2007) [28] en las lutitas compactadas, la cohesión puede ser menor que 15 [kPa] y el ángulo de fricción tan bajo como 5°. Por otro lado, la cuarcita se caracteriza por su alta cohesión y resistencia a la erosión, pero debido a la zona de estudio que ha tenido un desgaste muy importante en consecuencia del retroceso glaciar se consideró una cohesión de 15 [kPa] para la modelación. Por otro lado, dada las propiedades de estas rocas y las condiciones en las que se encuentran ellas, se usó un ángulo de fricción interna de 30° debido a que es el valor común más cercano al de la pendiente de ambas rocas. Es importante notar que el ángulo de fricción interna de ambas rocas es menor a la pendiente, por lo que la estabilidad de la pendiente se ve muy comprometida, aumentando significativamente el riesgo de deslizamiento (Jibson, 2011 [30]).

Gracias a la semejanza del tipo de caída del deslizamiento de tierra con el que

ocurre en Kelfoun (2011) [31], usamos el modelo de reología plástica por lo que se asume el valor de la viscosidad $v = 0$ [$Pa \cdot s$]

La densidad de la cuarcita oscila entre 2500 y 2700 [kg/m^3] y la lutita entre 2100 y 2600 [kg/m^3] por lo que se consideró un valor de 2500 [kg/m^3] de densidad para la masa a desprenderse.

El ángulo de fricción basal se consideró 0° debido a que no se encuentra en la literatura por falta de estudios previos de la zona, además no influye en gran manera en el modelo del deslizamiento de tierra.

Finalmente los valores de los parámetros reológicos considerados se muestran en la tabla 3.2.2:

Cohesión [kPa]	15
Ángulo de fricción interna φ_{int}	36°
Ángulo de fricción basal φ_{bed}	0°
Viscosidad v [$Pa \cdot s$]	0
Densidad ρ [kg/m^3]	2500

Tabla 3.2.2: Parámetros reológicos de entrada

3.3. Tipos de deslizamientos

Del estudio de Dai et al. (2020) [17] sabemos que el glaciar Barry se redujo en menos de 1 [$m/año$] entre 1954 y 2006 (Berthier et al., 2010 [32]), pero el adelgazamiento aumentó a 40 [$m/año$] a finales de 2006. Entre 2006 y 2010, el glaciar se retiró al extremo sur de la zona de deslizamiento de tierra (300 [$m/año$]). Un retroceso adicional entre 2010 y 2017 llevó el frente de hielo cerca del borde norte de la pendiente del deslizamiento de tierra. Como consecuencia, gran parte del pie del deslizamiento de tierra que terminó contra el margen del glaciar en 2010, quedó expuesto en 2017. El pie del deslizamiento de tierra ahora está al nivel del agua. El adelgazamiento total del glaciar fue de 200 a 350 [m] por debajo de la parte sur del pie del deslizamiento de tierra entre 2006 y 2017, mientras que la parte norte del extremo del glaciar se redujo en aproximadamente 100 [m]. Este comportamiento se puede observar en la figura 3.3.1

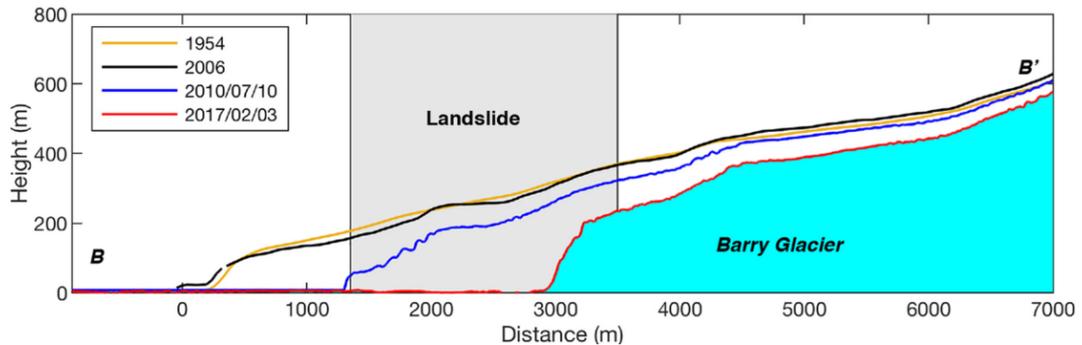


Figura 3.3.1: Retroceso del glaciar de Barry, Imagen obtenida de Dai et al., (2020) [17]

De esto sabemos que la zona de estudio tiene la particularidad que posee un riesgo elevado debido al retroceso del glaciar Barry el cual no se ha detenido. Provocando un posible deslizamiento provocado por distintas causas, ya sea, naturales, es decir, la masa se desprende por la erosión de la roca sin tener algún mecanismo externo debido a la falta de apoyo por el retroceso glaciar liberando la ladera que está por desprenderse, o por fuentes externas, por ejemplo, un terremoto en la zona provoca la ruptura de la roca y el deslizamiento de tierra.

Dependiendo de que tipo de mecanismo provoca la ruptura tendremos distintas posibilidades para el deslizamiento, total o parcial.

3.3.1. Deslizamiento total

En la tabla 2.3.1 podemos observar que la zona es altamente sismogénica, con eventos importantes como el terremoto de 1964, por lo que es probable que ocurra un evento lo suficientemente intenso para fracturar toda la roca y provocar un deslizamiento de toda la masa de una vez.

Para este modelo se considera un deslizamiento total de toda la masa de la tabla 3.1.1 la cual es más de 15 veces mayor que eventos históricos como el de Lituya Bay y con un potencial de energía 10 veces mayor a dicho evento (Group, 2020 [16])

3.3.2. Deslizamiento parcial

La inestabilidad del talud, consecuencia de la diferencia de la pendiente y ángulo basal interno de la roca, sumado al retroceso glaciar que la sujetaba (Dai et al., 2020

[17]), hace que constantemente hayan pequeños derrumbes en la zona generando que cada vez quede más inestable. Esos pequeños deslizamientos pueden generar una amenaza dependiendo del tamaño de la avalancha que ocurra. Para analizar el riesgo y posible tsunami de la zona vamos a considerar distintos porcentajes de la masa total, para esto vamos a modificar el espesor de ésta, obteniendo para cada escenario los volúmenes que nos muestra la tabla 3.3.1.

Porcentaje	Volumen $\cdot 10^6$ [$\frac{kg}{m^3}$]
10 %	50
20 %	100
30 %	150
40 %	200
50 %	250
60 %	300
70 %	350
80 %	400
90 %	450

Tabla 3.3.1: Volumen de los escenarios propuestos en los modelos

3.4. Mareógrafos Virtuales

Se posicionarán 7 mareógrafos en el modelo ubicados en el borde de las costas de algunos sectores para evaluar la altura de la ola mientras avanza el tsunami, los cuales fueron ubicados en las coordenadas que aparecen en la tabla 3.4.1.

Nombre	Latitud	Longitud
BA01	61,09	-148,15
BA02	61,20	-147,76
BA03	60,95	-148,03
BA04	60,83	-148,14
BA05	60,77	-148,68
BA06	60,75	-148,18
BA07	60,69	-147,76

Tabla 3.4.1: Coordenadas mareógrafos virtuales

El mareógrafo BA05 se encuentra en la costa de la ciudad de Whitter, Alaska. En la figura 3.4.1 nos muestra la ubicación de los mareógrafos virtuales

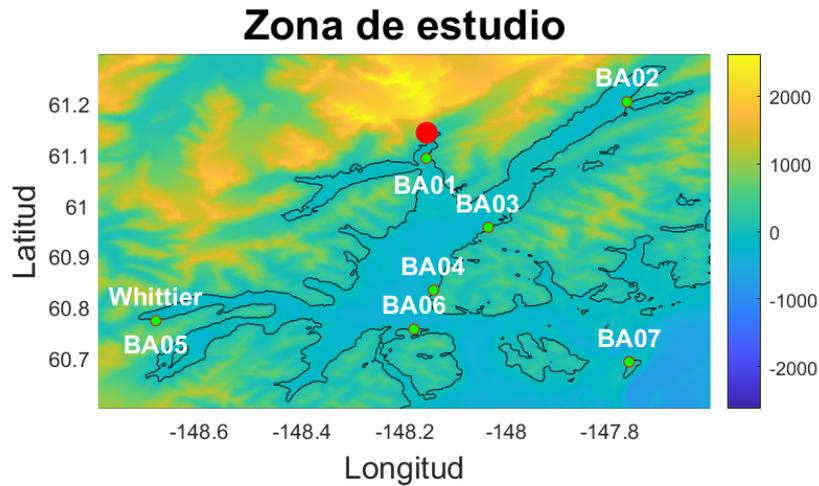


Figura 3.4.1: Mareógrafos Virtuales, el círculo rojo muestra la posición del deslizamiento

3.4.1. Cálculo de run-up

Usando los valores de altura máxima que se obtendrán de los mareógrafos virtuales, podemos utilizar las ecuaciones de Smart et al. (2016) [22] para calcular los valores de run-up máximo de cada mareógrafo. Del reporte de Macias et al. (2022) [33] y de otros estudios de la USGS e imágenes satelitales se puede estimar un valor promedio de $a = 80 [m]$ para la apertura de rugosidad, ya que, la zona posee una vegetación densa y un tipo de estructura natural que ofrece una resistencia al movimiento del agua en la mayoría de los sectores donde se posicionaron los mareógrafos. El valor que se utilizó fue de $50 [m]$ para BA01 y BA05, $80 [m]$ para BA03, BA04, BA06 y $110 [m]$ para BA02 y BA07. Por otro lado, Y_s sería la altura máxima de ola en cada mareógrafo que se calculará con el modelo.

Capítulo 4

Análisis

El análisis de los resultados se estructurará en dos secciones: la primera abordará el caso del deslizamiento total, mientras que la segunda se enfocará en los escenarios de deslizamiento de masa parcial. En esta última sección, se examinarán los resultados de manera individual para cada mareógrafo.

Los modelos realizados abarcaron un periodo de 2 horas para cada evento. Sin embargo, debido a un problema de resonancia entre la batimetría y el ruido computacional provocado por la falta de una mejor resolución de la grilla para modelar, se realizaron los cálculos de los resultados utilizando las primeras longitudes de onda, antes de que se observe dicha resonancia.

4.1. Deslizamiento total

Debido a la diferencias en las alturas obtenidas se mostraran los resultados del desprendimiento total de la masa por separado en las figuras 4.1.1, 4.1.3 y 4.1.4, donde la figura 4.1.1 son los resultados del mareógrafo BA01, la figura 4.1.3 son los resultados de BA02, BA05 y BA07 ,y la figura 4.1.4 muestra BA03, BA04 y BA06.

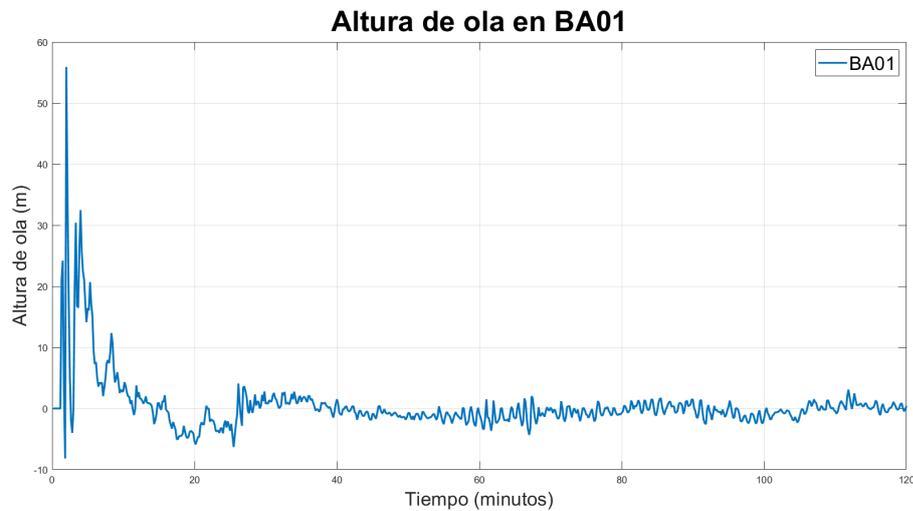


Figura 4.1.1: Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en el mareógrafo BA01.

Como podemos observar de la figura 4.1.1 las mayores perturbaciones ocurren durante los primeros 30 minutos del evento. los cuales se representan en la figura 4.1.2.



Figura 4.1.2: Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en el mareógrafo BA01 durante los primeros 30 minutos.

La figura 4.1.2 muestra que luego de la ola de mayor altura ocurren más olas alcanzando alturas superiores a los 30 [m] en los primeros 5 minutos del evento.

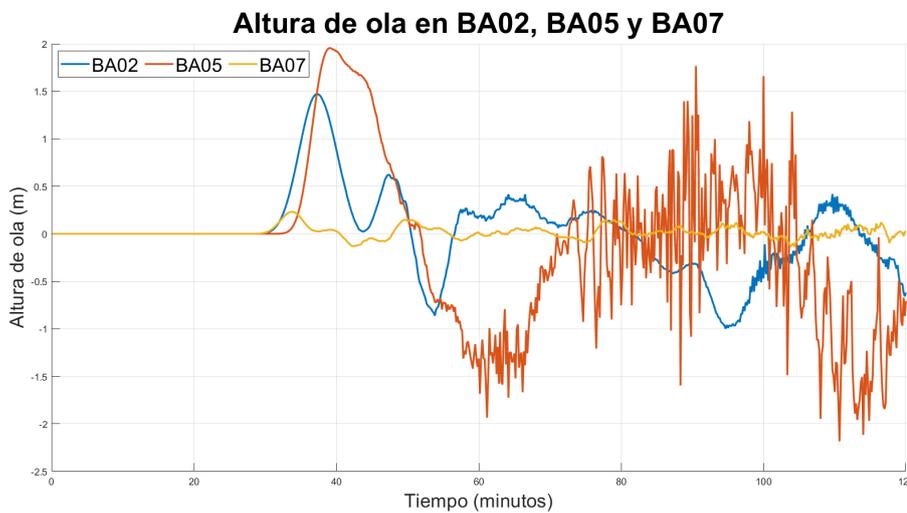


Figura 4.1.3: Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en los mareógrafos BA02, BA05 y BA07.

La figura 4.1.3 expone una gran resonancia en BA05, luego de la primera ola que llega al lugar. En cambio para BA02 y BA07, esta resonancia no ocurre para el escenario de la caída total de la masa, debido a la diferencia topográfica del lugar donde se posicionó cada mareógrafo.

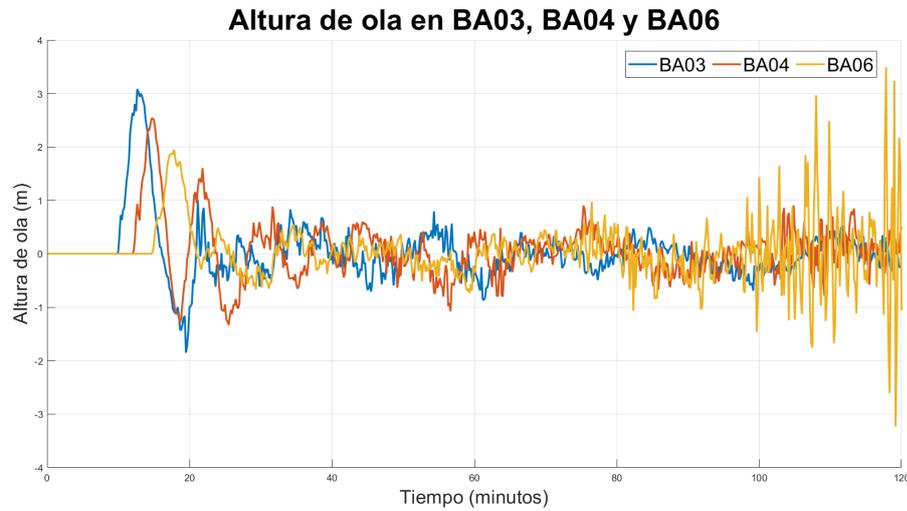


Figura 4.1.4: Altura de ola para el deslizamiento de tierra con el total de la masa desprendida en los mareógrafos BA03, BA04 y BA06.

A diferencia de BA02 y BA07, para BA03, BA04 y BA06 se observa resonancia sobre todo para este último como se exhibe en la figura 4.1.4.

La tabla 4.1.1 muestra las alturas de olas máximas registradas en los mareógrafos con sus respectivos tiempos de llegada y los run-up calculados para las costas de cada mareógrafo.

Mareógrafo	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
BA01	55.9	120	62.1
BA02	1.5	2240	2.2
BA03	3.1	760	4.6
BA04	2.5	890	3.8
BA05	2.0	2350	2.8
BA06	1.9	1040	3.3
BA07	0.2	2020	0.4

Tabla 4.1.1: Altura de ola máxima y run up para el deslizamiento total

En el escenario de deslizamiento total de la masa, se observa una ola máxima de 55.9 [m] en el mareógrafo BA01, con un run-up de 62.1 [m] (Tabla 4.1.1 en un tiempo de 2 minutos desde que ocurre el deslizamiento. Estas grandes alturas de ola y run-up se deben a la gran cantidad de masa desplazada que provoca una perturbación significativa en el agua, generando una ola de gran magnitud

que impacta fuertemente las costas cercanas. En el mareógrafo BA05, que está ubicado en la ciudad de Whittier, Alaska, la ola máxima registrada fue de 2.0 [m] con un run-up de 2.8 [m], provocando una fuerte amenaza para la ciudad.

4.2. Deslizamiento parcial

Para los modelos del deslizamiento parcial, se evaluará con respecto a cada mareógrafo por separado.

4.2.1. BA01

El mareógrafo BA01, situado a 5 [km] de la zona de desprendimiento, es el más cercano a esta.

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.1

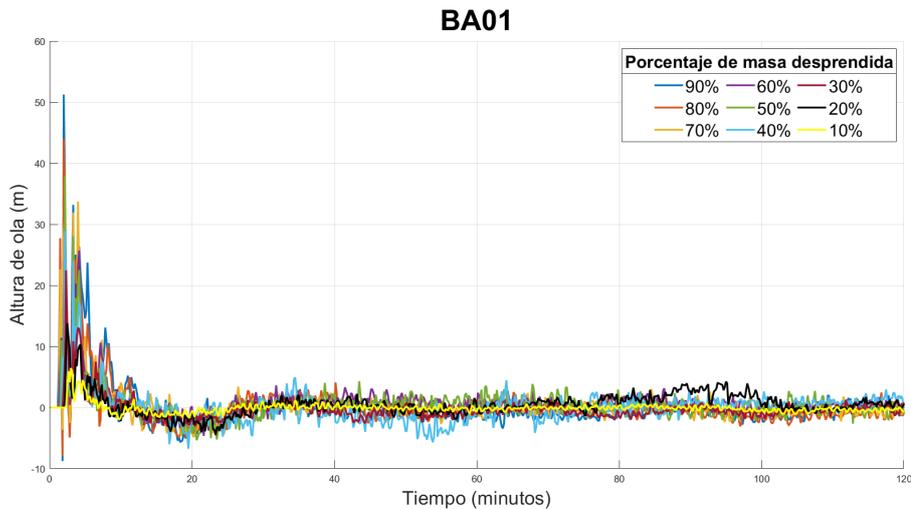


Figura 4.2.1: Altura de las olas para el mareógrafo BA01 ubicado a 5 [km] de la zona de desprendimiento

De manera análoga al caso del deslizamiento total, para analizar los resultados de BA01 se exponen en la figura 4.2.2 los primeros 30 minutos del evento donde ocurren las mayores alteraciones en el agua.

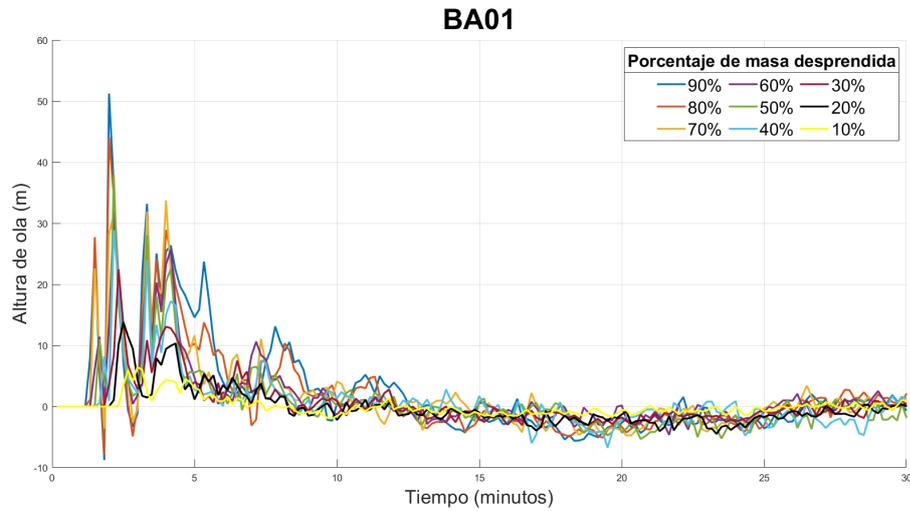


Figura 4.2.2: Altura de las olas para el mareógrafo BA01 durante los primeros 30 minutos del evento.

De la figura 4.2.2 se puede notar que en todos los casos, hay más olas luego de la ola de mayor altura, llegando una segunda ola antes de los primeros 5 minutos de evento.

La tabla 4.2.1 presenta las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	6.5	180	12.1
20 %	13.8	150	21.2
30 %	22.5	140	30.7
40 %	28.9	130	33.4
50 %	31.9	130	41.3
60 %	32.1	130	42.6
70 %	33.1	130	44.5
80 %	44.0	120	51.7
90 %	51.2	120	55.5

Tabla 4.2.1: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA01

Debido a la cercanía del mareógrafo con la zona de desprendimiento, las olas son de gran magnitud, alcanzando alturas de hasta 51.2 [m] (Figura 4.2.1) en tiempos cercanos a 2 minutos. Los tiempos varían con respecto a la cantidad de masa desprendida, dado que, mientras más pequeña es la masa, más se demora en llegar

al agua, ya que, la zona donde cae está parcialmente ocupado por el glaciar que se mantiene en un retroceso constante retrasando el contacto de la masa con el agua.

4.2.2. BA02

El mareógrafo BA02 está ubicado a 22 [km] de la zona de desprendimiento

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.3

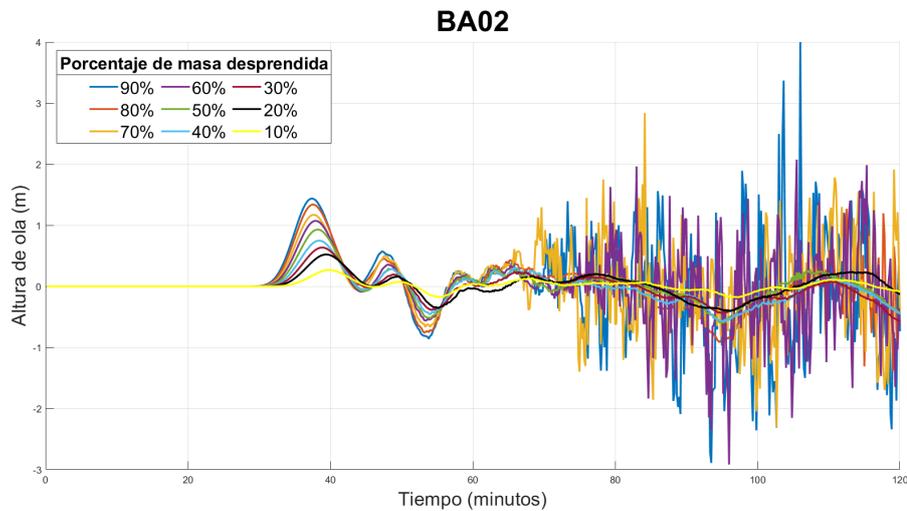


Figura 4.2.3: Altura de las olas para el mareógrafo BA02 ubicado a [22] km de la zona de desprendimiento

Podemos notar de la figura 4.2.3 que no todos los casos presentan una resonancia notoria, para analizar estos escenarios, los resultados obtenidos para BA02 se van a mostrar en las figuras 4.2.4 y 4.2.5 donde la figura 4.2.4 representa los 5 escenarios con menor masa desprendida y la figura 4.2.5 enseña los demás casos.

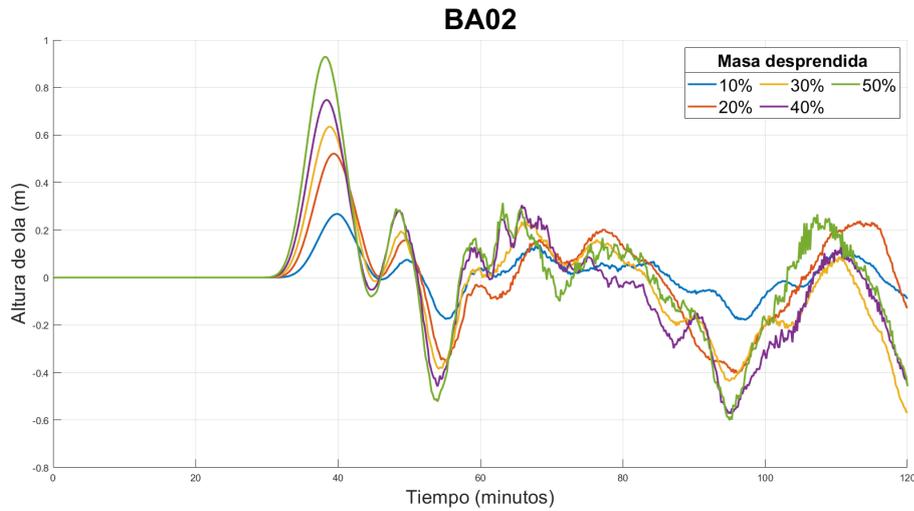


Figura 4.2.4: Altura de las olas para el mareógrafo BA02 para los escenarios de 10 %, 20 %, 30 %, 40 % y 50 % de la masa desprendida.

De la figura 4.2.4 podemos notar que para los casos con menor masa hay menor cantidad de ruido en los datos. 4.2.3

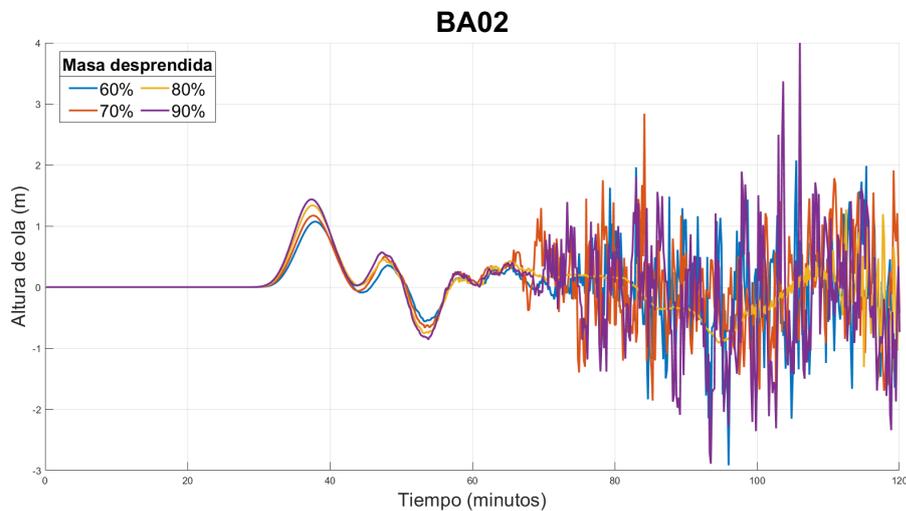


Figura 4.2.5: Altura de las olas para el mareógrafo BA02 para los escenarios de 60 %, 70 %, 80 % y 90 % de la masa desprendida.

Por otro lado, para los escenarios con mayor masa desprendida notamos que luego de una hora de evento se produce un ruido muy alto para todos los casos debido a la resonancia, como se expone en la figura 4.2.5.

La tabla 4.2.2 expone las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con

sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.3	2390	0.4
20 %	0.5	2360	0.8
30 %	0.6	2330	0.9
40 %	0.7	2310	1.1
50 %	0.9	2290	1.4
60 %	1.1	2280	1.9
70 %	1.2	2260	2.0
80 %	1.3	2250	2.0
90 %	1.4	2250	2.1

Tabla 4.2.2: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA02

BA02 está situado a 22 [km] lineales de la zona de desprendimiento, pero se encuentran separadas por montañas. La distancia por agua son aproximadamente 50 [km], por lo que los tiempos de llegada de las olas son más tardías que en otros mareógrafos que se encuentran más lejanos. Aún con la distancia se obtienen olas con alturas de hasta 1.4 [m] con run-up de 2.1 [m] que se reflejan en la tabla 4.2.2 en un tiempo de llegada de 37 a 40 minutos. Se observan 4 olas, cada una de menor tamaño antes de que ocurra resonancia.

4.2.3. BA03

El mareógrafo BA03 se encuentra ubicado a 20 [km] de la zona de deslizamiento.

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.6

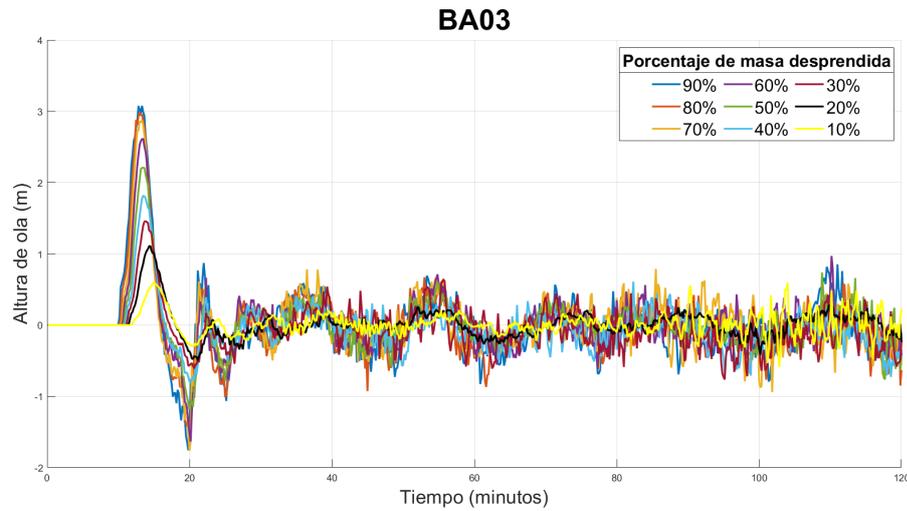


Figura 4.2.6: Altura de las olas para el mareógrafo BA03 ubicado a 20 [km] de la zona de desprendimiento

En BA03 podemos notar que para todos los escenarios tenemos la misma tendencia en el comportamiento del tsunami como se observa en la figura 4.2.6.

La tabla 4.2.3 enseña las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.6	900	0.9
20 %	1.1	870	1.7
30 %	1.5	830	2.2
40 %	1.8	810	2.7
50 %	2.2	810	3.3
60 %	2.6	810	3.9
70 %	2.9	800	4.3
80 %	3.0	780	4.4
90 %	3.1	780	4.5

Tabla 4.2.3: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA03

En BA03, las olas alcanzan alturas de hasta 3.1 [m] (Tabla 4.2.3) y llegan entre 13 y 15 minutos, con un run-up de hasta 4.5 [m]. De manera similar al caso del deslizamiento total (figura 4.1.4), se observan cuatro olas antes de que ocurra la resonancia debido a la topografía del lugar, cada una disminuyendo en altura, pero aún representando una amenaza para las áreas costeras.

4.2.4. BA04

El mareógrafo BA04 está ubicado a 30 [km] de la zona de desprendimiento

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.7

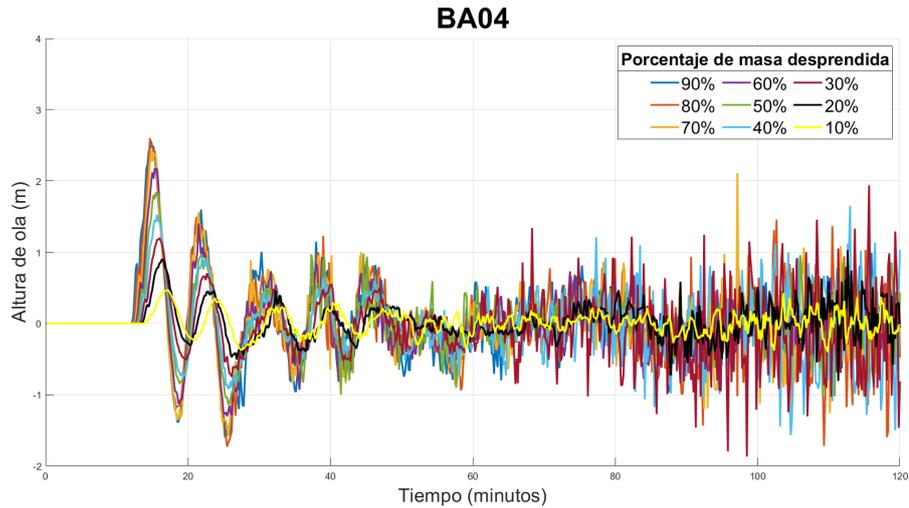


Figura 4.2.7: Altura de las olas para el mareógrafo BA04 ubicado a 30 [km] de la zona de desprendimiento.

Debido al gran ruido producido por la resonancia, la figura 4.2.7 se dividió en 2 para observar los cambios producidos en cada escenario, donde la figura 4.2.8 son los casos donde se ve menos ruido producido por la resonancia y la figura 4.2.9 son los demás casos.

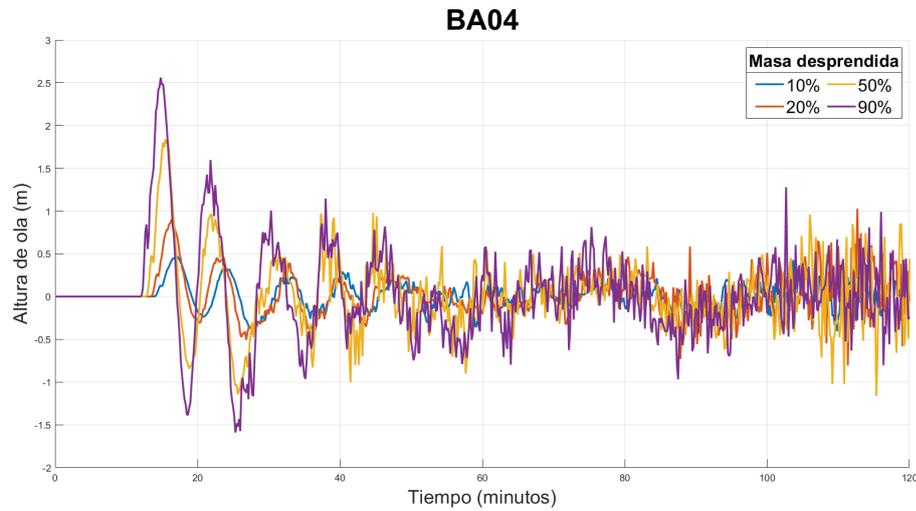


Figura 4.2.8: Altura de las olas para el mareógrafo BA04 para los escenarios de 10 %, 20 %, 50 % y 90 %.

A diferencia de BA02, para el caso de BA04, podemos notar que la resonancia no está relacionada con la cantidad de masa desprendida, puesto que en la figura 4.2.8 muestra un comportamiento similar para los casos de 50 % y 90 %, también para 10 % y 20 % solo que con menores amplitudes, lo que se puede deber a un ruido computacional debido a la falta de una batimetría de mejor resolución.

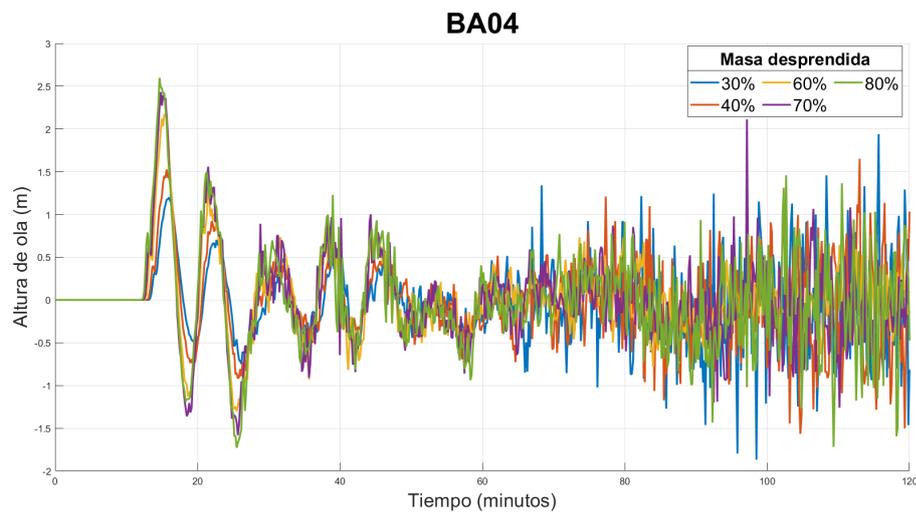


Figura 4.2.9: Altura de las olas para el mareógrafo BA04 para los escenarios de 30 %, 40 %, 60 %, 70 % y 80 %.

Para los escenarios del 30 %, 40 % , 60 %, 70 % y 80 % en BA04 se observa un ruido mucho mayor debido a la resonancia como se presenta en la figura 4.2.9 en

comparación a los escenarios que se muestran en la figura 4.2.8.

La tabla 4.2.4 expone las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.5	1030	0.7
20 %	0.9	980	1.6
30 %	1.2	960	1.9
40 %	1.5	940	2.4
50 %	1.8	930	2.7
60 %	2.2	930	3.2
70 %	2.4	890	3.6
80 %	2.6	880	3.8
90 %	2.6	880	3.8

Tabla 4.2.4: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA04

Las olas en BA04 pueden llegar a alturas de hasta 2.6 [m] (Tabla 4.2.3) con tiempos de llegada entre 14 y 17 minutos y un run-up que puede alcanzar los 3.8 [m]. Se pueden observar cinco olas antes de que la resonancia causada por la topografía ocurra, cada una con menor altura que la anterior.

4.2.5. BA05

El mareógrafo BA05 está ubicado en las costas de la ciudad de Whittier a 50 [km] de la zona de desprendimiento, en la bahía Passage Canal, Alaska.

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.10

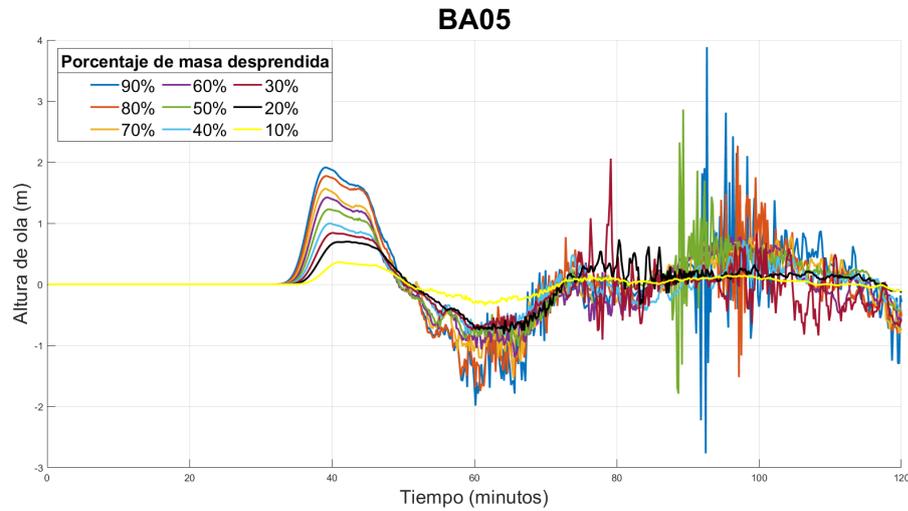


Figura 4.2.10: Altura de las olas para el mareógrafo BA05 ubicado a 50 [km] de la zona de desprendimiento

En la figura 4.2.10 exhibe ruido en todos los casos debido a la resonancia, por lo cual se dividirá en 2 figuras, donde la figura 4.2.11 presenta los casos donde las olas amplificadas por resonancia son menores a la primera ola y la figura 4.2.12 exhibe los demás escenarios.

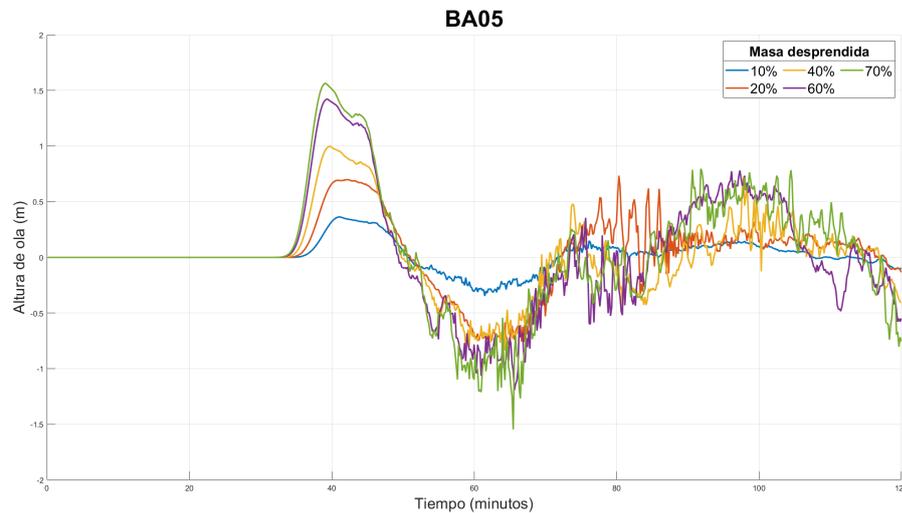


Figura 4.2.11: Altura de las olas para el mareógrafo BA05 para los escenarios de 10 %, 20 %, 40 %, 60 % y 70 %.

La figura 4.2.11 muestra una resonancia muy notoria en todos los casos expuestos que varía en los tiempos y amplificación de las alturas de olas, como se observa para

el caso del 20 % de masa desprendida, donde la ola llegó a una altura ligeramente mayor a la primera ola debido al efecto de resonancia provocado por la bahía en un tiempo menor al que ocurre este efecto en los demás casos.

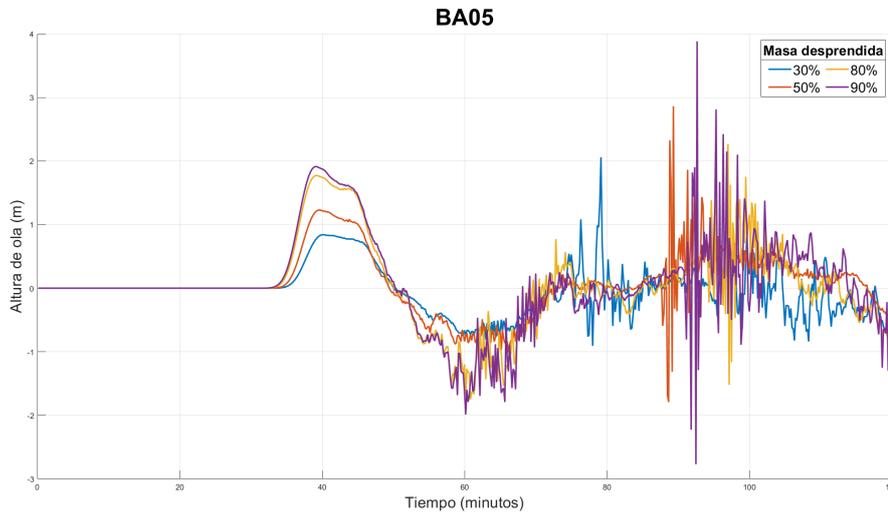


Figura 4.2.12: Altura de las olas para el mareógrafo BA05 para los escenarios de 30 %, 50 %, 80 % y 90 %.

La figura 4.2.12 presenta los casos donde la altura de ola es amplificada alcanzando alturas de hasta el doble de la primera ola, como ocurre para los escenarios del 30 % y 90 % de la masa desprendida.

La tabla 4.2.5 expone las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.4	2470	0.5
20 %	0.7	2450	1.0
30 %	0.8	2410	1.3
40 %	1.0	2380	1.5
50 %	1.2	2380	1.8
60 %	1.4	2360	2.0
70 %	1.6	2350	2.2
80 %	1.8	2350	2.7
90 %	1.9	2350	2.8

Tabla 4.2.5: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA05

El tsunami, al entrar en la bahía, genera una amplificación en las alturas de ola (Tabla 4.2.5) a causa de la resonancia que ocurre en su interior debido a la topografía del lugar (Aranguiz et al., 2014 [34]). Esto provoca un segundo tren de olas de igual o mayor altura que el primero, como se puede observar en la figura 4.2.10, donde la altura de la primera ola para el 90 % de la masa desprendida fue de 1.9 [m] a los 39 minutos del evento, seguida de otra ola mucho mayor cerca de una hora después (Figura 4.2.12). Debido al ruido computacional por falta de una mejor resolución de grilla, no se puede estimar correctamente la altura de esta segunda ola, pero se puede estimar que será igual o mayor a la primera ola. Esto representa una alta amenaza para la ciudad de Whittier.

4.2.6. BA06

El mareógrafo BA06 se encuentra posicionado a 40 [km] de la zona de desprendimiento.

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.13.

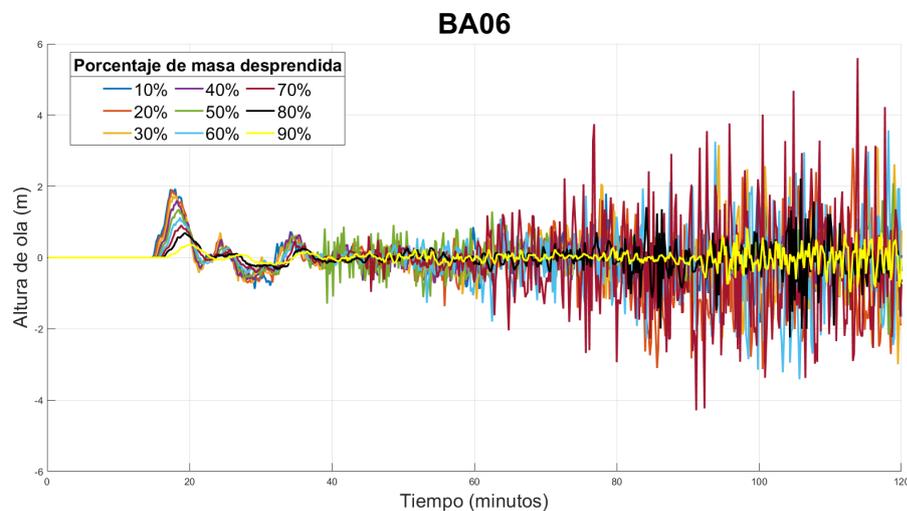


Figura 4.2.13: Altura de las olas para el mareógrafo BA06 ubicado a 40 [km] de la zona de desprendimiento

La figura 4.2.13 exhibe ruido en todos los casos provocados por resonancia. Debido a esto, para realizar un análisis se agruparán los escenarios en 2 imágenes, en la figura 4.2.14 que muestra los casos donde la altura de ola amplificada es menor a 3 [m] y la figura 4.2.15 donde la altura es hasta 6 [m].

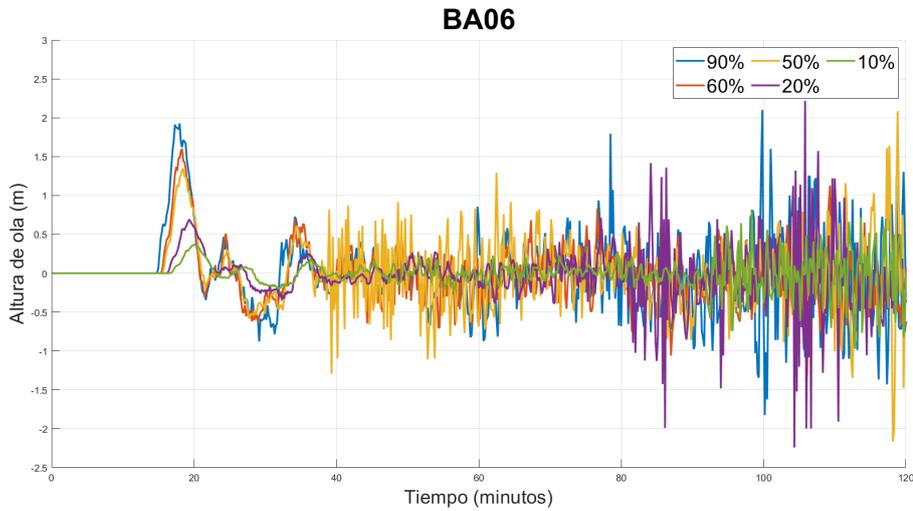


Figura 4.2.14: Altura de las olas para el mareógrafo BA06 en los escenarios de 10 %, 20 %, 50 %, 60 % y 90 % de masa desprendida.

La figura 4.2.14 muestra una amplificación de las alturas de ola mucho mayor a los demás mareógrafos, un ejemplo de esto es el caso del 20 % de la masa desprendida donde la altura de la ola afectada por la resonancia llega a ser hasta 4 veces mayor a la primera ola.

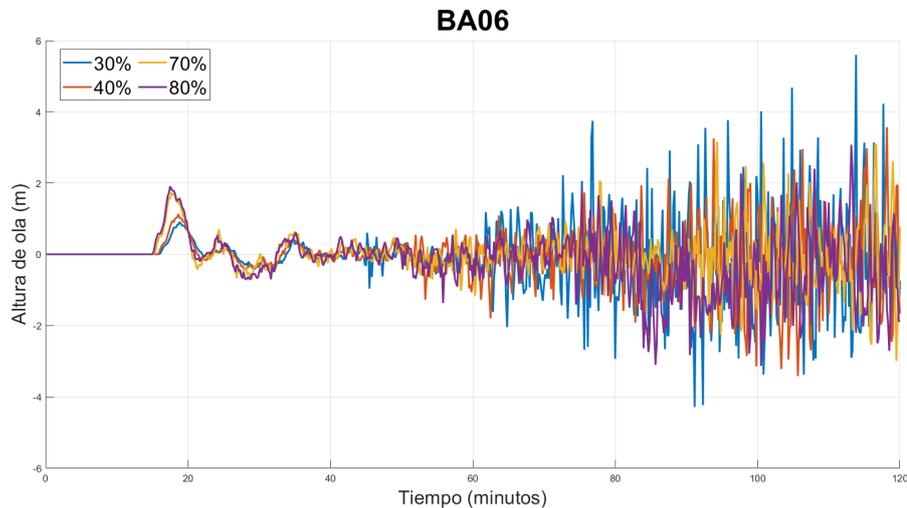


Figura 4.2.15: Altura de las olas para el mareógrafo BA06 en los escenarios de 30 %, 40 %, 70 % y 80 % de masa desprendida.

La figura 4.2.15 muestra una resonancia muy pronunciada en todos los casos, como es el caso del 30 % de masa desprendida donde la altura de ola aumenta hasta 6 veces de la primera ola.

La tabla 4.2.6 expone las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.4	1210	1.1
20 %	0.7	1160	1.2
30 %	0.9	1130	1.4
40 %	1.1	1120	1.7
50 %	1.3	1110	2.3
60 %	1.6	1100	2.9
70 %	1.7	1060	3.1
80 %	1.9	1050	3.1
90 %	1.9	1050	3.3

Tabla 4.2.6: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA06

BA06 muestra olas de hasta 1.9 [m] de altura (Tabla 4.2.3) con tiempos de llegada de 17 a 20 minutos y un run-up máximo de 3.3 [m]. Se observan 3 olas antes de que la resonancia causada por la topografía se manifieste, cada una siendo más baja, pero continuando como una amenaza para las zonas costeras. Aunque las alturas provocadas por la resonancia sean mucho mayores a las de las primeras olas, no se puede saber si esa alturas sean verdaderas debido al ruido computacional producido por la grilla topobatimétrica utilizada.

4.2.7. BA07

El mareógrafo BA07 es el más lejano a la zona de desprendimiento, ubicado a 70 [km] de esta.

Las alturas del tsunami modelado se exponen en la figura 4.2.16.

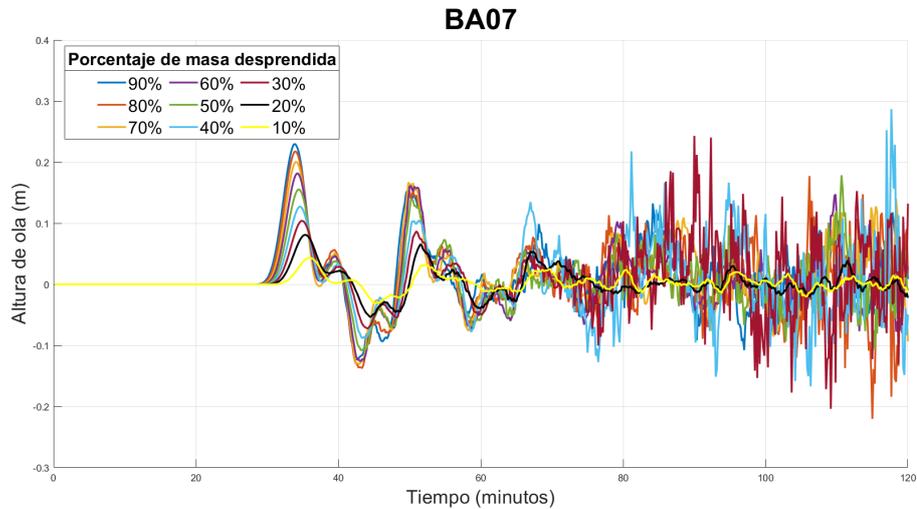


Figura 4.2.16: Altura de las olas para el mareógrafo BA07 ubicado a 70 [km] de la zona de desprendimiento.

Las alturas que se observan en la figura 4.2.16 son bastante menores a las registradas en los demás mareógrafos, pero aún se nota el ruido provocado por la resonancia, por lo que, se separaran los escenarios estudiados en 2 figuras, donde la figura 4.2.17 serán los casos donde la resonancia es de menor altura que la primera ola y la figura 4.2.18 son los casos donde la altura amplificada por la resonancia es de mayor altura que la primera ola.

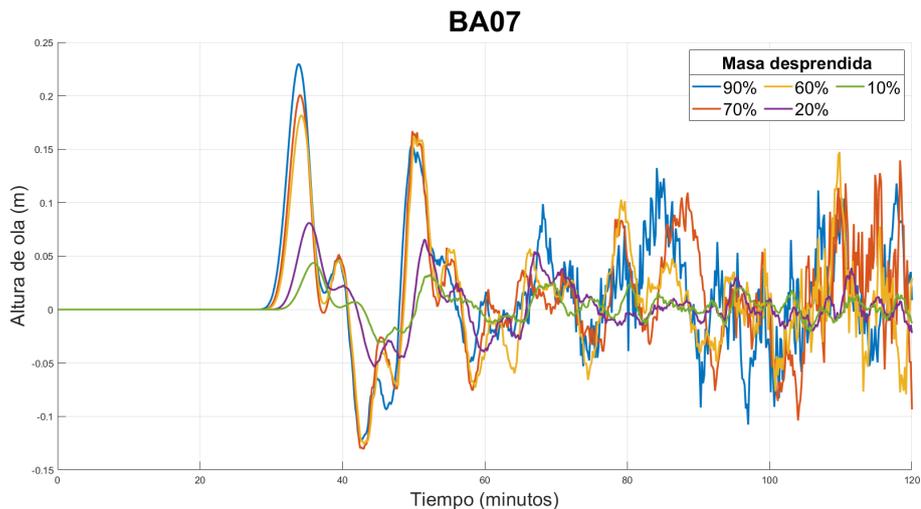


Figura 4.2.17: Altura de las olas para el mareógrafo BA07 para los escenarios de 10 %, 20 %, 60 %, 70 % y 90 % de la masa desprendida.

La figura 4.2.17 muestra los escenarios donde la altura de la primera ola es

mayor a las olas afectadas por el efecto de resonancia. Si bien, la zona donde está posicionado el mareógrafo no es una bahía, se encuentra cerca de algunos fiordos que pueden provocar resonancia.

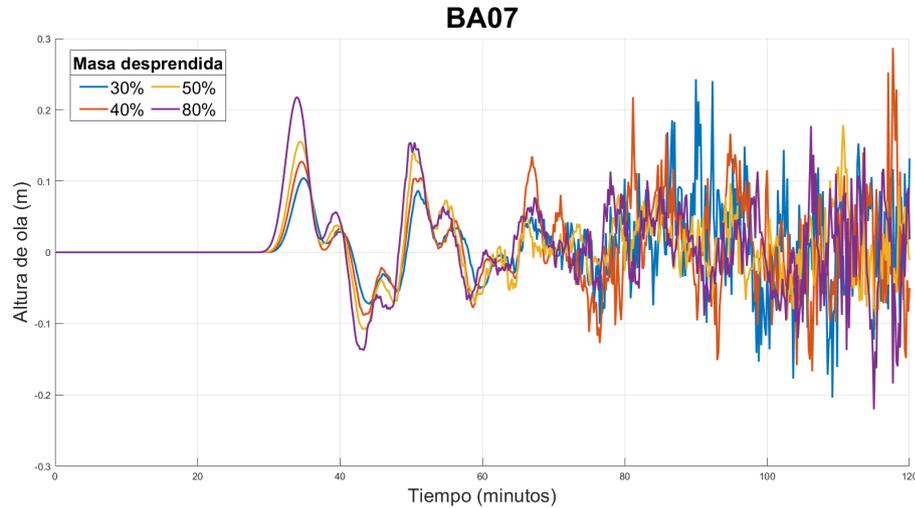


Figura 4.2.18: Altura de las olas para el mareógrafo BA07 para los escenarios de 30 %, 40 %, 50 % y 80 % de la masa desprendida.

Por otro lado, en la figura 4.2.18 el efecto de resonancia es más marcado, generando olas del doble de altura que la primera ola. La tabla 4.2.7 expone las alturas de ola máxima registradas en el mareógrafo con sus respectivos tiempos y run-up.

Masa desprendida	Altura de ola máxima [m]	Tiempo [s]	Run-up [m]
10 %	0.1	2160	0.1
20 %	0.1	2120	0.1
30 %	0.1	2090	0.2
40 %	0.1	2080	0.3
50 %	0.2	2070	0.3
60 %	0.2	2050	0.3
70 %	0.2	2040	0.3
80 %	0.2	2040	0.3
90 %	0.2	2030	0.4

Tabla 4.2.7: Alturas de ola máxima registrada en el mareógrafo BA07

En el mareógrafo BA07 se presentaron olas de menor altura en comparación con los demás mareógrafos (Tabla 4.2.7) debido a la lejanía de la zona de deslizamiento. Dado que las olas son del orden de 0.2 [m] en la mayoría de los modelos, para el

Prince William Sound las olas serán imperceptibles a medida que se aleja del área de interés.

Capítulo 5

Discusión

Los valores obtenidos en la modelación son menores a los estimados por Dai et al. (2020)[17], donde se estimó que un deslizamiento en Barry Arm podría generar olas de hasta 100 [m] cerca del origen, disminuyendo significativamente con la distancia. Esto podría deberse a la diferencia de resolución en la grilla batimétrica usada y las distintas metodologías implementadas. Sin embargo, los resultados de este estudio demuestran el gran peligro inminente para las zonas costeras aledañas a Barry Arm, como es la ciudad de Whittier. Esto se evidencia en el mareógrafo más cercano al origen, BA01 (Figura 3.4.1), donde se registraron olas de hasta 55.9 [m] (Tabla 4.1.1), y en BA05 Whittier, donde se obtuvieron olas de hasta 3.7 [m] (Tabla 4.2.5) con un run-up de 4.7 [m], lo que implica un gran riesgo para la ciudad.

Barnhart et al. (2021) [35] analizaron el deslizamiento de tierra dividida en 3 partes planteadas por Coe et al., (2021) [36] y los tsunamis generados para cada situación, encontrando alturas de ola de hasta 150 [m] en ciertos escenarios. En esta investigación se utilizó el deslizamiento de tierra total de las 3 partes en conjunto, pero segmentado por capas, lo que ayudaría a verificar la amenaza que podría generar a las zonas pobladas o industriales en cualquier circunstancia de desprendimiento. La similitud de los resultados refuerzan la validez de los modelos obtenidos mostrando coherencia en los patrones de propagación de ola y los impactos en áreas costeras, pero a menor escala debido a la diferencia de altura de ola entre ambas investigaciones.

Por otro lado, Macias et al. (2022) [33] proporcionaron un nuevo modelo que

indica que las alturas máximas podrían ser de hasta 2 [m] en algunos escenarios, menores que las estimaciones anteriores pero aún significativas para la región. Este refinamiento en las estimaciones sugiere una necesidad de considerar variaciones en la batimetría y la topografía local al modelar eventos de tsunami, como se realizó en esta investigación. La menor estimación podría deberse a diferencias en los supuestos de los modelos y los datos de entrada utilizados, además de la posición de los mareógrafos.

Schaefer et al. (2023) [37] proporcionaron estimaciones detalladas sobre las alturas de ola y run-up utilizando una combinación de modelos numéricos y datos empíricos. Encontraron que los volúmenes de deslizamiento menores, aunque menos catastróficos, aún representan un riesgo significativo para las áreas costeras cercanas. Las alturas de ola varían en función del tamaño y la velocidad del deslizamiento, enfatizando la importancia de evaluar una variedad de escenarios de deslizamiento para comprender completamente los riesgos potenciales, como se realizó en esta investigación. Los resultados de este estudio, utilizando distintos tipos de modelos orientados a otras características del lugar, como la reología, son acordes a los realizados por Schaefer et al. (2023) [37] en los deslizamientos con volúmenes menores y en las alturas de ola registradas en Whittier (Figura 4.2.10), con alturas de ola en promedio de 2 [m].

Podemos comparar los resultados con eventos históricos notables como el tsunami ocurrido en Taan Fiord, 2015 y Lituya Bay, 1958.

El tsunami de Taar Fiord fue generado por un deslizamiento masivo de tierra y hielo (aproximadamente $60 \cdot 10^6$ [m³] de roca) que ocurrió el 17 de octubre de 2015. Este evento produjo olas que alcanzaron alturas de hasta 193 [m] de run-up cerca del punto de deslizamiento, disminuyendo significativamente a medida que se propagaban por el fiordo (Higman et al., 2018 [12]). Los modelos de la investigación muestran alturas y run-up mucho menores aun cuando el evento de Barry Arm se trata de un evento con magnitudes mucho mayores de deslizamiento de roca, pero la topografía y geología del lugar no permiten una mayor amplificación en las olas. Por otro lado, el tsunami de Lituya Bay es uno de los más grandes que se ha tenido registro, generado por un deslizamiento de tierra que ocurrió el 9 de julio de 1958. Este evento tuvo un run-up de 524 [m] (Weiss et al., 2009 [38] ; Fritz et al., 2009 [39]). El deslizamiento de Lituya Bay tuvo una masa de $30,6 \cdot 10^6$ [m³], lo cual es 15 veces menor a la masa de Barry Arm. A pesar de ello, dada la

altura del centro de masa y la batimetría del lugar de caída fue posible generar un movimiento masivo de agua. La tabla 5.0.1 nos muestra los valores de energía estimada por Group (2020) [16].

Cuerpo de agua	Lituya Bay	Taan Fiord	Barry Arm
Volumen	$30,6 \cdot 10^6 [m^3]$	$60 \cdot 10^6 [m^3]$	$500 \cdot 10^6 [m^3]$
Elevación centro de masa	610 [m]	250 [m]	400 [m]
Pendiente	40°	25°	36°
Energía ($\cdot 10^{14} [J]$)	4,6	3,8	51,0

Tabla 5.0.1: Comparación de las características de eventos históricos con los del estudio de Barry Arm.

Si bien la energía es mucho mayor, a diferencia de los dos eventos históricos (Tabla 5.0.1), en Barry Arm, la caída de la masa no es directamente hacia el agua, parte de esta cae en el glaciar y luego va hacia el agua, lo que "amortigua" la caída de la masa, como se puede observar en la figura 3.1.3. Aunque Barry Arm puede no experimentar olas tan extremas como en Lituya Bay y Taan Fiord, los escenarios modelados aún muestran la capacidad de generar olas significativas (Tabla 4.1.1) que representan riesgos considerables para las comunidades costeras.

Aunque un tsunami de baja altura, como uno de 1 [m], pueda parecer inofensivo, su peligrosidad reside en la enorme energía que transporta. A diferencia de las olas normales, los tsunamis son masas de agua que se desplazan con una gran velocidad y fuerza. Un tsunami puede mover vehículos, derribar árboles y estructuras, y arrastrar a personas y animales con facilidad. Según la NOAA [40], incluso 15 centímetros de agua en movimiento rápido pueden arrastrar a un adulto, y 30 centímetros pueden llevarse un vehículo pequeño. Esto se debe a que la energía de un tsunami está contenida en el volumen de agua y la velocidad de su movimiento, no solo en su altura.

Además, el impacto de un tsunami no se limita al momento de la inundación inicial. Las corrientes generadas por el retroceso del agua también son extremadamente peligrosas y pueden causar destrucción adicional. Los estudios han mostrado que tsunamis con una altura de tan solo un metro pueden provocar inundaciones significativas y daños considerables en áreas costeras (UNESCO [41]).

Por lo tanto, la baja altura de un tsunami no debe subestimarse, ya que la

combinación de su volumen, velocidad y duración puede resultar en una amenaza severa para las comunidades costeras.

Chile, con su geografía montañosa y extensa línea costera, es susceptible a deslizamientos de tierra y tsunamis, sobre todo en la zona sur donde sus fiordos y glaciares son parte de la belleza de este país. En Chile han ocurrido algunos eventos de deslizamiento que han provocado tsunamis, como el de Lago de Todos los Santos en 2022 y el de Fiordo Aysén en 2007. Vamos a comparar los eventos con los modelos obtenidos en esta investigación, para tener una mejor comprensión de los riesgos que provocan estos eventos.

En Lago Todos los Santos hubo un desprendimiento de roca provocado lluvias intensas el 29 de junio de 2022 (Aranguiz et al., 2023 [42], aunque el desprendimiento fue ínfimo ($10500 [m^3]$) en comparación con los analizados anteriormente en Alaska tuvieron una altura de ola aproximada de $1 [m]$, pero en un tiempo de llegada de 1 minuto debido a la configuración de la costa y la cercanía del deslizamiento a la parte poblada. En cambio, el 21 de abril de 2007 en el Fiordo Aysén, hubieron varios deslizamientos de tierra generados por un terremoto en la zona de magnitud Mw 6.2 que generaron olas de tsunami con una altura de hasta $6 [m]$ causando daños significativos y pérdida de vidas. Aunque no está claro el volumen desplazado total, se estima entre 8 a $12 \cdot 10^6 [m^3]$ (Sepulveda et al., 2010 [43]).

En Barry Arm, los deslizamientos modelados varían en tamaño, alcanzando volúmenes de masa significativos y generando olas de hasta $55.9 [m]$. Comparativamente, el deslizamiento en el Lago Todos los Santos tiene un volumen mucho menor ($10500 [m^3]$) con olas de aproximadamente $1 [m]$, mientras que en el Fiordo Aysén, las olas alcanzaron hasta $6 [m]$. Ambos sitios en Chile presentan configuraciones geológicas que pueden amplificar las olas de tsunami, similar a Barry Arm. Las comunidades cercanas en Barry Arm, Lago Todos los Santos y Fiordo Aysén son vulnerables a tsunamis generados por deslizamientos. La implementación de sistemas de monitoreo y alerta temprana, la evaluación detallada de riesgos y la preparación comunitaria son esenciales para mitigar los desastres. Las medidas preventivas tomadas en Barry Arm pueden aplicarse para mejorar la resiliencia y seguridad en áreas similares en Chile.

La topografía específica de la zona de estudio, con sus fiordos y bahías generan

una resonancia que amplifica las olas del tsunami en la mayoría de los casos como lo explica Aranguiz et al. (2014) [[34]], pero dado que la grilla utilizada es de baja resolución, no se puede clasificar la resonancia y el ruido computacional, por lo que se decidió omitir los resultados de resonancia que pueden de ser igual o mayor altura a los utilizados para el cálculo de run-up. Es importante recalcar que esta resonancia al no poder ser categorizada correctamente, impide explicar porque eventos de menor magnitud provocan resultados más catastróficos que otros con mayor cantidad de masa desprendida como ocurre en los mareógrafos más alejados de la zona de desprendimiento. Para evitar esto lo ideal, sería ocupar una grilla más fina para disminuir el ruido en la modelación, para obtener resultados más certeros.

Capítulo 6

Conclusión

El análisis realizado en esta investigación destaca la alta vulnerabilidad de la zona de Barry Arm, Alaska, ante la posible ocurrencia de un tsunami generado por el deslizamiento de tierra debido al retroceso glaciar y la inestabilidad geológica del área. Los resultados obtenidos muestran que, aunque los modelos de altura de ola y run-up varían según el escenario de deslizamiento considerado, todos los escenarios presentan riesgos significativos para las comunidades costeras cercanas lo que respalda la hipótesis del estudio.

La incorporación de la reología del área en los modelos ha permitido obtener una visión más precisa y completa del peligro potencial desde un distinto punto de vista a estudios previos, subrayando la necesidad de considerar este factor en futuros estudios y modelos de riesgo.

Es esencial implementar medidas de mitigación efectivas, como sistemas de monitoreo y alerta temprana, evaluaciones detalladas de riesgo y preparación comunitaria, para reducir el impacto de posibles tsunamis en las comunidades vulnerables de Barry Arm y áreas similares como en el sur de Chile. Además, en el mareógrafo más cercano a la zona de deslizamiento se obtuvieron olas con alturas entre 6.5 a 55.9 [m] con un run-up entre 12.1 a 62.1 [m] dependiendo del escenario propuesto, mientras que para BA05, ubicado en la ciudad turística de Whittier, se registraron olas con altura de 2.0 [m] y un run-up de 2.8 [m].

La topografía de la zona de estudio puede generar una resonancia que amplifica las olas del tsunami en la mayoría de los casos. Sin embargo, debido al alto ruido computacional provocado por una grilla de baja resolución no se pudieron estimar

correctamente las alturas. Para obtener una mejor estimación de los efectos de esta, es esencial realizar un estudio similar con una grilla de mayor resolución. Esto permitirá disminuir el ruido computacional y obtener resultados más precisos. Se decidió omitir los resultados de resonancia que podrían tener alturas igual o mayores a las estimadas para las primeras olas, dado que la grilla no permite clasificar adecuadamente entre resonancia y ruido computacional.

La amenaza de deslizamiento de tierra y tsunami en Barry Arm es inminente y significativa, especialmente considerando el acelerado retroceso glaciar y la reducción de la cohesión basal del glaciar, que aumenta la inestabilidad de las laderas montañosas.

En resumen, esta investigación proporciona una base sólida para la planificación y prevención de desastres en Barry Arm, Alaska, y puede servir como modelo para estudios futuros en otras regiones propensas a tsunamis generados por deslizamientos de tierra.

Bibliografía

- [1] Samjwal Ratna Bajracharya, Sudan Bikash Maharjan, and Finu Shrestha. The status and decadal change of glaciers in bhutan from the 1980s to 2010 based on satellite data. *Annals of Glaciology*, 55(66):159–166, 2014.
- [2] Matthias Huss and Regine Hock. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*, 3:54, 2015.
- [3] Jeremy D Shakun, Peter U Clark, Feng He, Nathaniel A Lifton, Zhengyu Liu, and Bette L Otto-Bliesner. Regional and global forcing of glacier retreat during the last deglaciation. *Nature Communications*, 6(1):1–7, 2015.
- [4] Valentin Heller, Fan Chen, Markus Brühl, Roman Gabl, Xuexue Chen, Guido Wolters, and Helge Fuchs. Large-scale experiments into the tsunamigenic potential of different iceberg calving mechanisms. *Scientific reports*, 9(1):861, 2019.
- [5] Wilfreid Haerberli. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90:407–414, 1997.
- [6] Philip Deline, Stephan Gruber, Reynald Delaloye, Luzia Fischer, Marten Geertsema, Marco Giardino, Andreas Hasler, Martin Kirkbride, Michael Krautblatter, Florence Magnin, et al. Ice loss and slope stability in high-mountain regions. In *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters*, pages 521–561. Elsevier, 2015.
- [7] Andrew Kos, Florian Amann, Tazio Strozzi, Reynald Delaloye, Jonas von Ruetten, and Sarah Springman. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, great aletsch glacier, switzerland. *Geophysical Research Letters*, 43(24):12–466, 2016.
- [8] Jeffrey A Coe, Erin K Bessette-Kirton, and Marten Geertsema. Increasing rock-avalanche size and mobility in glacier bay national park and preserve, alaska detected from 1984 to 2016 landsat imagery. *Landslides*, 15(3):393–407, 2018.
- [9] Samuel T McColl. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153:1–16, 2012.
- [10] Colin K Bloom, Breanyn MacInnes, Bretwood Higman, Dan H Shugar,

- Jeremy G Venditti, Bruce Richmond, and Eric L Bilderback. Catastrophic landscape modification from a massive landslide tsunami in taan fiord, alaska. *Geomorphology*, 353:107029, 2020.
- [11] Dave Gauthier, Scott A Anderson, Hermann M Fritz, and Thomas Giachetti. Karrat fjord (greenland) tsunamigenic landslide of 17 june 2017: initial 3d observations. *Landslides*, 15:327–332, 2018.
- [12] Bretwood Higman, Dan H Shugar, Colin P Stark, Göran Ekström, Michele N Koppes, Patrick Lynett, Anja Dufresne, Peter J Haeussler, Marten Geertsema, Sean Gulick, et al. The 2015 landslide and tsunami in taan fiord, alaska. *Scientific reports*, 8(1):12993, 2018.
- [13] Don J Miller. The alaska earthquake of july 10, 1958: giant wave in lituya bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 50(2):253–266, 1960.
- [14] Steven N Ward and Simon Day. The 1958 lituya bay landslide and tsunami—a tsunami ball approach. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 4(04):285–319, 2010.
- [15] Peter J Haeussler, SPS Gulick, N McCall, M Walton, R Reece, C Larsen, DH Shugar, M Geertsema, JG Venditti, and K Labay. Submarine deposition of a subaerial landslide in taan fiord, alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(10):2443–2463, 2018.
- [16] Barry Arm Landslide Working Group. A recently discovered unstable slope in barry arm could lead to a landslide-generated tsunami, May 2020. Retrieved from Barry_Arm_Landslide_Working_Group_2020_05_14.pdf.
- [17] Chunli Dai, Bretwood Higman, Patrick J Lynett, Mylène Jacquemart, Ian M Howat, Anna K Liljedahl, Anja Dufresne, Jeffrey T Freymueller, Marten Geertsema, Melissa Ward Jones, et al. Detection and assessment of a large and potentially tsunamigenic periglacial landslide in barry arm, alaska. *Geophysical research letters*, 47(22):e2020GL089800, 2020.
- [18] Google earth pro. <https://www.google.com/earth/>. Accedido el 20 de mayo de 2024.
- [19] Ph.D. Christian E. Zimmerman. Barry arm of harriman fjord, prince william sound, alaska, 2020. Accessed: 2024-05-24.
- [20] Geologic map of alaska. https://alaska.usgs.gov/science/geology/state_map/interactive_map/AKgeologic_map.html. Accedido el 20 de mayo de 2024.
- [21] Richard Courant. On the partial difference equations of mathematical physics. *Mathematische annalen*, 100:32–74, 1928.
- [22] G. M. Smart, K. H. M. Crowley, and E. M. Lane. Estimating tsunami run-up. *Natural Hazards*, 80(3):1933–1947, 2016.
- [23] Göran Ekström, Meredith Nettles, and AM Dziewoński. The global cmt

- project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200:1–9, 2012.
- [24] Adam Emmer. Glacier retreat and glacial lake outburst floods (glofs). In *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science*. 2017.
- [25] Barry Arm Landslide Working Group. Barry arm landslide. https://web.archive.org/web/20201101023419/https://dggs.alaska.gov/hazards/download/Barry_Arm_Landslide_Working_Group_2020_05_14.pdf, 2020. Accessed: 2024-06-25.
- [26] Karim Kelfoun and Silvia Vallejo Vargas. Volcflow capabilities and potential development for the simulation of lava flows. *Geological Society, London, Special Publications*, 426(1):337–343, 2016.
- [27] British Geological Survey. Or/12/032 geotechnical properties, 2021. Retrieved 08:32, May 27, 2024.
- [28] Frederic Gladstone Bell. *Engineering geology*. Elsevier, 2007.
- [29] Richard E Goodman. *Introduction to rock mechanics*. John Wiley & Sons, 1991.
- [30] Randall W. Jibson. Landslides: Slope stability, triggers, failure dynamics, and morphology. *Geoengineer.org*, 2011. Accessed: 2024-05-22.
- [31] Karim Kelfoun. Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B8), 2011.
- [32] Etienne Berthier, Eric Schiefer, Garry KC Clarke, Brian Menounos, and Frédérique Rémy. Contribution of alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nature Geoscience*, 3(2):92–95, 2010.
- [33] M.A. Macías, K.R. Barnhart, and D.M. Staley. New model of the barry arm landslide in alaska reveals potential tsunami wave heights of 2 meters, values much lower than previously estimated. Fact Sheet 2022–3020, U.S. Geological Survey, 2022.
- [34] Rafael Aranguiz, Mauricio Villagran, Miguel Esteban, and Tomoya Shibayama. Tsunami resonance in the bay of concepcion, chile. volume 1, 06 2014.
- [35] Katherine R Barnhart, Ryan P Jones, David L George, Jeffrey A Coe, and Dennis M Staley. Preliminary assessment of the wave generating potential from landslides at barry arm, prince william sound, alaska. Technical report, US Geological Survey, 2021.
- [36] JA Coe, GJ Wolken, RP Daanen, and RG Schmitt. Map of landslide structures and kinematic elements at barry arm, alaska in the summer of 2020. *US Geological Survey data release*. doi, 10:P9EUCGJQ, 2021.

- [37] Lauren N Schaefer, Jeffrey A Coe, K Wikstrom Jones, Brian D Collins, Dennis M Staley, M West, Ezgi Karasozen, C Miles, Gabriel J Wolken, RP Daanen, et al. Kinematic evolution of a large paraglacial landslide in the barry arm fjord of alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 128(11):e2023JF007119, 2023.
- [38] Robert Weiss, Hermann M Fritz, and Kai Wünnemann. Hybrid modeling of the mega-tsunami runup in lituya bay after half a century. *Geophysical Research Letters*, 36(9), 2009.
- [39] Hermann M Fritz, Fahad Mohammed, and Jeseon Yoo. Lituya bay landslide impact generated mega-tsunami 50 th anniversary. *Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami: Part II: Observation and Data Analysis*, pages 153–175, 2009.
- [40] National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Tsunami safety. *NOAA Education Resources*, 2024. <https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts/tsunami-safety>.
- [41] UNESCO. Tsunami: The great waves. *UNESCO Digital Library*, 2024. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000148609>.
- [42] Rafael Aránguiz, Diego Caamaño, Mauricio Espinoza, Matías Gómez, Felipe Maldonado, Violchen Sepúlveda, Iván Rogel, Juan Carlos Oyarzun, and Paul Duhart. Analysis of the cascading rainfall–landslide–tsunami event of june 29th, 2022, todos los santos lake, chile. *Landslides*, 20(4):801–811, 2023.
- [43] Sergio A Sepúlveda, Alejandra Serey, Marisol Lara, Andrés Pavez, and Sofía Rebolledo. Landslides induced by the april 2007 aysén fjord earthquake, chilean patagonia. *Landslides*, 7:483–492, 2010.