



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

MODELACIÓN DE LOS LAHARES DEL VOLCÁN VILLARRICA EN EL SECTOR DE PUCÓN, REGIÓN DE LA ARAUCANÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

LAURA ANDREA DEL CARMEN BONO TRONCOSO

PROFESOR GUÍA:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ÁLVARO AMIGO RAMOS
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE
2014

MODELACIÓN DE LOS LAHARES DEL VOLCÁN VILLARRICA EN EL SECTOR DE PUCÓN, REGIÓN DE LA ARAUCANÍA

El principal objetivo de este trabajo es modelar los lahares que se generan en el flanco Norte del volcán Villarrica, por medio de los programas computacionales LAHARZ y RAMMS, los cuales están diseñados para reproducir los patrones de inundación de distintos tipos de flujo. Estos se calibraron con datos empíricos del volcán para el desarrollo de este estudio. Se eligió el Volcán Villarrica para este trabajo debido a que es uno de los volcanes más activos de Sudamérica, y se mantiene en constante monitoreo, por estar cerca de varias localidades, entre ellas Pucón, una ciudad turística de 33.000 habitantes. Esta ciudad se ubica sólo a 15 km del cráter del volcán y los principales cauces que se dirigen a las zonas aledañas son el río Turbio, el río Pedregoso y el estero Zanjón Seco.

La metodología que se utilizó en este estudio fue el uso de varios escenarios de simulación, en los que se emplearon dos modelos de elevación de terreno topográficos, uno con curvas de nivel cada 30 m (baja resolución) y otro con curvas de nivel cada 10 (alta resolución). Los volúmenes que se consideraron para los lahares variaron entre 10×10^6 y 40×10^6 m³. Se utilizaron dos métodos de liberación del material de los lahares, uno consistente en la liberación del total del volumen en un único pulso, y el otro en la liberación de varios pulsos hasta alcanzar un volumen total determinado. Con este último método se va variando la topografía con cada nueva descarga.

En las simulaciones realizadas en LAHARZ con varias oleadas por el estero Zanjón Seco, los flujos con volúmenes de más de 2.5×10^6 m³ alcanzan el flanco Este de la ciudad de Pucón. En contraste, en RAMMS los flujos con volúmenes superiores a 1.5×10^6 m³ produjeron patrones similares. De este modo, en términos generales se observa que las simulaciones con pulsos en LAHARZ abarcan más áreas. En cambio, en las simulaciones realizadas en RAMMS no se ven diferencias entre las simulaciones con ambos métodos de descarga. Además, las áreas de inundación obtenidas con los mismos volúmenes en RAMMS son más extensas que las producidas con LAHARZ.

Los resultados indican que los lahares de un volumen mayor o igual a 10×10^6 m³ presentan problemas (simulaciones incompletas o patrones segmentados) debido al gran volumen de información procesada, en especial dentro del DEM de alta resolución. Es por esto que para analizar lahares o flujos de volúmenes similares, no sería provechoso el uso de un DEM de mayor resolución.

Finalmente, se obtiene del análisis de los modelos computacionales que las simulaciones que mejor aproximaron los patrones que han seguido los lahares históricamente, son las producidas en RAMMS. Si se comparan los resultados obtenidos con dicho programa y el mapa de peligros se puede notar que las áreas de peligro alto y muy alto son las mismas que determinan los resultados de las simulaciones con los volúmenes entre 10×10^6 y 20×10^6 m³. Además la ventaja que tiene este programa es que las ecuaciones de simulación involucran la física del flujo en estudio, por lo que se obtiene además información de las velocidades y alturas de ellos. Para el caso en estudio la máxima velocidad que alcanzarían los flujos es de 25 m/s, la altura de 25 m y el tiempo de llegada mínimo a la ciudad de Pucón sería de 43 minutos.

A quienes trabajan por su rosa.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Angelo Castruccio, por la propuesta del trabajo de memoria, así como el apoyo durante su desarrollo, por responder a mis dudas e inquietudes y su activa participación como profesor guía. También agradezco a Dr. Álvaro Amigo y el Profesor Sergio Sepúlveda, por las correcciones y discusiones que hicieron de la memoria.

Agradezco a mis padres, Claribel y Vicente, y mis hermanos Alejandro, Angelo y Luiggi, que son el pilar de mi vida. Por todas las aventuras que hemos vivido, por todo lo que me han enseñado y por llevarme a ser quien soy ahora.

Agradezco a la Tía Rosa, por recibirme en su casa y brindarme el apoyo hogareño que necesite durante todos estos años de estudio.

Agradezco a Iván, por tu amor y cariño, que me han brindado una gran dicha y felicidad, sin ti todo sería un viaje gris opaco. También te agradezco por tu ayuda y apoyo durante este proceso de la carrera.

Agradezco a Katy, por ser una de las mejores amigas que he tenido en mi vida; a Luchin, por ser tan provinciano como yo; a Daniela Ponce, por apasionarse y ofuscarse tanto como yo por todo tipo de temas; a Pablo, por ser tan buen amigo y paciente; a Pancho, por apañar a todo; a Seba González, por compartir tan buenas aventuras en historia de México y otros ramos; a Pau Verga, por hacerme reír con sus historias de Paillaco ; Fabián, por humilde y cordial.

Agradezco al grupo de memoristas que me acompañaron en estos seis meses: Gaby, Pancha, Tania, Ale, Vicky, Baby, Rurik, y Exequiel.

También agradezco a los compañeros de geología por todo su cariño, buena disposición para que todo resultara en cada momento de la carrera. En especial a la generación que entro el 2010, por ser buenos alumnos, buenos compañeros, y generar un grato ambiente de trabajo y un buen desarrollo de los cursos.

Agradezco a Blanca por su apoyo en todos los temas administrativos, por recibirme siempre para conversar y por hacerme reír con sus historias. A Rosita, Verónica, Maritza, por colaborar con los aspectos logísticos de las carrera. A Don Carlos Alvarado, por su ayuda técnica, y por subirme el ánimo con sus frases bonitas. A Don Carlos Gómez, por siempre ayudar con todo.

TABLA DE CONTENIDO

1.	Introducción	1
1.1	Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2	Ubicación y vías de acceso	2
1.3	Hipótesis de trabajo.....	3
1.4	Objetivos	4
1.4.1	General	4
1.4.2	Específicos	4
1.5	Metodología	4
1.5.1	Metodología para cada objetivo específico	4
2.	Marco Geológico.....	6
2.1	Estudios anteriores.....	6
2.2	Geología del volcán Villarrica.....	8
2.2.1	Unidades volcánicas.....	8
2.3	Peligros volcánicos del volcán Villarrica	10
2.3.1	Registros de lahares del Volcán Villarrica	12
3.	Marco Teórico	15
3.1	Lahares.....	15
3.1.1	Definición	15
3.1.2	Mecanismos de generación.....	15
3.1.3	Tipos.....	15
3.1.4	Transporte y emplazamiento.....	17
3.1.5	Procesos de transformación.....	20
3.1.6	Rangos de volúmenes, caudales y velocidades.....	21
3.1.7	Modelos numéricos para lahares	23
3.2	Simulación de lahares.....	26
3.2.1	Modelos de Elevación digital (DEM, según su sigla en inglés)	26
3.2.2	LAHARZ.....	40
3.2.3	RAMMS.....	51
4.	Calibración de los modelos computacionales.....	56
4.1	Introducción	56
4.2	Calibración de LAHARZ.....	56
4.3	Calibración de RAMMS.....	60

5.	Modelamiento de los flujos laháricos.....	70
5.1	Introducción	70
5.2	Modelamiento en Laharz.....	70
5.3	Modelamiento en RAMMS.....	78
6.	Discusiones.....	93
6.1	Introducción	93
6.2	Sensibilidad de los parámetros de entrada	93
6.2.1	Análisis comparativo de los modelos de elevación de terreno utilizados.....	93
6.2.2	Análisis de los volúmenes utilizados en las simulaciones	98
6.2.3	Análisis de la calibración de los modelos computacionales.....	101
6.3	Análisis del modelamiento de los flujos laháricos.....	102
6.3.1	Comparación de los modelos de una sola descarga con los de varios pulsos.....	102
6.3.2	Análisis de los resultados de LAHARZ y RAMMS.....	103
6.3.3	Limitaciones de los programas computacionales	106
6.3.4	Comparación de los modelos computacionales con el mapa de peligros actual	107
6.3.5	Mapa de peligros.....	111
7.	Conclusiones.....	114
	Bibliografía.....	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de ubicación del volcán Villarrica (triángulo grande) en la zona volcánica Sur (Modificado de Wehrmann & Dzierma, 2010).....	2
Figura 2: Mapa de ubicación y vías de accesos del Volcán Villarrica. (extraído de Chile Ruter, COPEC)	3
Figura 3: Mapa geológico simplificado del Volcán Villarrica (Modificado de la carta geológica de Clavero y moreno, 2006).	7
Figura 4: Mapa de peligros actual del Volcán Villarrica y su leyenda. (Extraído de Moreno, 2000)....	12
Figura 5: Principales cauces dirigidos a la ciudad de Pucón y sus alrededores.....	13
Figura 6: Tipos de flujos y sus características principales (Extraído y modificado Smith & Lowe, 1991).....	17
Figura 7: Modelo esquemático de un lahar moviéndose corriente abajo, sometido a dilución desde la fase de un flujo de detritos a un flujo hiperconcentrado, y los depósitos derivados de estos. (Modificado de Vallance (2000), quien lo adaptó de Pierson & Scott (1999))	18
Figura 8: Diagrama esquemático que muestra como resulta la gradación inversa de partículas en gradación longitudinal y lateral del flujo. (Modificado de Vallance, 2000).....	19
Figura 9: Hidrógrafos esquemáticos del comportamiento de las distintas facies de los flujos laháricos y las descargas de material que generan. (Extraída de Vallance, 2000).....	20
Figura 10. Curvas obtenidas por Pierson, 1998, que describen mejor la distancia versus el tiempo. (Extraída de Pierson, 1998)	22
Figura 11. Relación entre el volumen del flujo y el caudal máximo obtenida por Mizuyama <i>et al.</i> (1992). (Extraído de Pierson, 1998).....	22
Figura 12: Hillshade del DEM topográfico con curvas de nivel cada 30 m.....	27
Figura 13: Hillshade del DEM con curvas de Nivel cada 10 m.....	28
Figura 14: Diferencias de altitud entre el DEM topográfico con curvas de nivel cada 30 m y el Dem con curvas de nivel cada 10 m.....	29
Figura 15: Mapas de pendientes de ambos DEMs. El mapa de la izquierda se efectuó con el DEM con curvas de nivel cada 30 m (DEM BR) y el de la derecha se realizó con el DEM con curvas de nivel cada 10 m (DEM AR).....	30
Figura 16: Mapa donde se muestra la ubicación de las secciones transversales realizadas en terreno y en los DEMs.....	31
Figura 17: Perfil 1. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	32
Figura 18: Perfil 2. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	32
Figura 19: Perfil 3. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	33
Figura 20: Perfil 4. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	33
Figura 21. Perfil 5. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	34
Figura 22: Perfil 6. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	34

Figura 23: Perfil 7. En rojo el perfil hecho en el DEM con curvas de nivel cada 30 m y en azul el perfil realizado en el DEM con curvas de nivel cada 10 m.....	35
Figura 24: Distintas áreas obtenidas dependiendo desde donde se considera el fin de la delimitación del cauce.....	36
Figura 25: Talweg del cauce Zanjón Seco.	37
Figura 26: Talweg del cauce del Río Turbio.....	38
Figura 27: Talweg del cauce del Río Pedregoso.....	38
Figura 28: Redes hidrográficas de ambos DEMS. En rojo, redes obtenidas del DEM con curvas de nivel cada 10 m y, en negro, las redes hidrográficas obtenidas del DEM con curvas de nivel cada 30 m. Además, en celeste se muestran los cauces reales.....	39
Figura 29: Gráfico LOGLOG que muestra la fuerte dependencia lineal entre las secciones transversales y volúmenes de distintos lahares y flujos de detritos no volcánicos. (Extraído de Iverson <i>et al.</i> , 1998)	43
Figura 30: Gráfico LOG LOG que muestra la fuerte dependencia lineal entre las áreas de inundación y volúmenes de distintos lahares y flujos de detritos no volcánicos. (Extraído de Iverson <i>et al.</i> , 1998)	43
Figura 31: Menú de inicio del programa LAHARZ.....	45
Figura 32: Ventana de LAHARZ para crear la superficie hidrológica.....	46
Figura 33: Ventana para determinar los parámetros de la zona proximal de peligro.....	47
Figura 34: DEM desde donde se selecciona el punto (query elevation) de máxima elevación para determinar el área proximal.	47
Figura 35: Ventana para seleccionar las grillas y determinar el cauce que se va estudiar en la grilla hidrológica.....	48
Figura 36: Panel para seleccionar un cauce, donde se debe señalar el punto de inicio y el punto de termino. En rosado oscuro se muestra la zona proximal.....	48
Figura 37: Mapa de peligros de lahares construido con el programa LAHARZ para el Mount Rainier, que se ubica al oeste de Washington. (USGS).....	50
Figura 38: Comparación de las simulaciones realizadas en LAHARZ con la delimitación de los depósitos laháricos realizada por Scott <i>et al.</i> (1995) en el Mount Rainier.....	50
Figura 39: Simulaciones realizadas por medio de RAMMS con los parámetros ($\mu=0.225$ y $\xi=130\text{m/s}^2$) que mejor se ajustan para volúmenes de 5,000 y 10,000 m ³ en un DEM de resolución de 2 m.	55
Figura 40. Patrones de los flujos generados desde distintos puntos de inicio en el cauce del río Voipir, que se ubica al oeste del volcán Villarrica.	57
Figura 41. A la derecha simulaciones realizadas en el DEM de baja resolución con un coeficiente de C de 0.05 y a la izquierda con un coeficiente de 0.02.	58
Figura 42: Hillshade del DEM sin modificar (a la izquierda) y del DEM modificado (a la derecha) después de simular un pulso de 10×10^6 m ³ , en el cauce del Río Pedregoso.	60
Figura 43: Gráficos de los coeficientes de fricción, μ y ξ , versus los datos de altura (A y B) y velocidad (C y D) a los 700 m s.n.m., y también con respecto a la distancia máxima desde su origen (E y F).....	64
Figura 44: a) Hidrógrafo con 3 puntos, con un caudal de 10.000 m ³ /s en T1 2 segundos. B) Hidrógrafos de los lahares del 2007 del Volcán Nevados del Huila, Colombia. C) Comparación entre un hidrógrafo de 3 puntos con uno de 4 puntos obtenidos de un flujo de detritos del 2 de agosto del 2005, en Illgraben, Suiza.....	65

Figura 45: Depósitos resultantes de los flujos simulados en el río Pedregoso, por medio de RAMMS, con los parámetros de fricción de $\mu = 0.01$ y $\xi = 400$ (m/s^2), pero con distintos valores de cohesión. A la izquierda con una Cohesión de 10 (Pa) y a la derecha con una cohesión de 100 (Pa).	67
Figura 46: Gráficos que relacionan el parámetro de la cohesión con las alturas y velocidades resultantes de las simulaciones a los 700 m s.n.m. (A y B). El gráfico c) muestra la curva de la distancia máxima que alcanza el flujo versus la cohesión.	68
Figura 47: Vista en planta de los depósitos resultantes de la simulación en RAMMS en el cauce del Voipir y varios cauces más que se dirigen al lago Villarrica, en el DEM de baja resolución.	69
Figura 48: Resultados de la modelación en LAHARZ con un volumen total de 10×10^6 m^3 . A la izquierda se exhiben los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	71
Figura 49: Resultados de la modelación en LAHARZ con un volumen total de 20×10^6 m^3 . A la izquierda se exhiben los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	72
Figura 50: Resultados de la modelación en LAHARZ con un volumen total de 40×10^6 m^3 . A la izquierda se exhiben los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	73
Figura 51: Resultados de la modelación en LAHARZ con 4 pulsos de 2.5×10^6 m^3 , para alcanzar un volumen total de 10×10^6 m^3 . A la izquierda se muestran los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. En rojo se representa el primer pulso, en amarillo el segundo pulso, en verde el tercer pulso y en azul el cuarto pulso. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	74
Figura 52: Resultados de la modelación en LAHARZ con 4 pulsos de 5×10^6 m^3 , para alcanzar un volumen total de 20×10^6 m^3 . A la izquierda se muestran los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. En rojo se representa el primer pulso, en amarillo el segundo pulso, en verde el tercer pulso y en azul el cuarto pulso. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	75
Figura 53: Resultados de la modelación en LAHARZ con 4 pulsos de 10×10^6 m^3 , para alcanzar un volumen total de 40×10^6 m^3 . A la izquierda se muestran los resultados en el DEM de baja resolución y a la derecha en el DEM de alta resolución. En rojo se representa el primer pulso, en amarillo el segundo pulso, en verde el tercer pulso y en azul el cuarto pulso. A) Río Turbio B) Río Pedregoso y C) Estero Zanjón Seco.	76
Figura 54: Simulación en RAMMS con una descarga de 20×10^6 m^3 en el DEM de baja resolución en el cauce del río Pedregoso. A) Depósitos resultantes B) Alturas máximas obtenidas en cada punto del flujo C) Velocidad máxima alcanzada por el lahar en cada punto D) Vista en <i>Google Earth</i> de los depósitos resultantes.	79
Figura 55: Simulación en RAMMS con una descarga de 20×10^6 m^3 en el DEM de alta resolución en el cauce del río Pedregoso. A) Depósitos resultantes. B) Alturas máximas obtenidas en cada punto del flujo. C) Velocidad máxima alcanzada por el lahar en cada punto. D) Vista en <i>Google Earth</i> de los depósitos resultantes.	80
Figura 56: Depósitos de los 4 pulsos de 10×10^6 m^3 en el cauce del río Turbio, en el DEM de baja resolución. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.	81
Figura 57: Depósitos de los 4 pulsos de 10×10^6 m^3 en el cauce del río Pedregoso, en el DEM de baja resolución. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.	82

Figura 58: Depósitos de los 4 pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el cauce del estero Zanjón Seco, en el DEM de baja resolución. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.....	83
Figura 59: Vista en <i>Google Earth</i> de los depósitos resultantes en los tres cauces en estudio, de los cuatro pulsos en el DEM de baja resolución. A) Cauce del río Turbio B) Cauce del Río Pedregoso C) Cauce del estero Zanjón Seco.....	84
Figura 60: Alturas máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del Río Turbio. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.	85
Figura 61: Alturas máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del Río Pedregoso. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.....	86
Figura 62: Alturas máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del estero Zanjón Seco. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.....	87
Figura 63: Velocidades máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del Río Turbio. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.	88
Figura 64: Velocidades máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del Río Pedregoso. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.....	89
Figura 65: Velocidades máximas alcanzadas por cada pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ simulado en el Cauce del estero Zanjón Seco. A) Primer pulso B) Segundo pulso C) Tercer Pulso D) Cuarto pulso.....	90
Figura 66: Simulaciones con distintos volúmenes realizados en el Estero Zanjón Seco, con el DEM de baja resolución. A) $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ B) $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ C) $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ D) $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$	91
Figura 67: Simulaciones en el DEM de alta resolución de dos pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el cauce del río Pedregoso. A) Depósitos primer pulso B) Depósitos segundo pulso.	92
Figura 68: A) Patrón segmentado que muestran las áreas de inundación en RAMMS con el DEM de alta resolución. B) Patrón segmentado que exhiben las áreas de inundación obtenidos en LAHARZ, con el DEM de alta resolución.....	97
Figura 69: Cuencas de los glaciares, definidas por los canales de los lahares que rodean al Volcán Villarrica. (Extraída de Rivera <i>et al.</i> , 2014).....	98
Figura 70: Lugares desde los que se estimaron los largos de los volúmenes de nieve que podrían ser derretidos por flujos de lava.	100
Figura 71: A) Se comparan los resultados de LAHARZ con pulsos de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, en el DEM de baja resolución, y el mapa de peligros. B) Se comparan los resultados con el DEM de alta resolución....	109
Figura 72: Comparación del mapa de peligros con los resultados obtenidos de RAMMS, con el DEM de alta resolución.....	110
Figura 73: Mapa de peligros realizado con las simulaciones de RAMMS, en el DEM de alta resolución.	112

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Erupciones históricas que han generado lahares en los cauces estudiados. (Modificado de Naranjo y Moreno, 2004)	13
Tabla 2: Modelos que muestran la fricción de un flujo. (Iverson, 1997)	23
Tabla 3: Áreas transversales de los perfiles que se efectuaron con los datos de terreno y de los DEMS	35
Tabla 4: Datos básicas ordenadas según el orden de magnitud de los Lahares (Modificada de Iverson et al, 1998).....	43
Tabla 5: Rangos recomendados para μ , ξ y C.....	53
Tabla 6: Parámetros para la calibración del caso de estudio en Dorfbach, Randa (Ch). (Extraída y modificada del Tutorial de RAMMS v1.5).....	53
Tabla 7: Estimaciones en terreno de la altura y velocidad del flujo en el caso de estudio.....	54
Tabla 8: Coeficientes de fricción de Voellmy que mejor se adecuan al caso de estudio.....	54
Tabla 9: Resultados de las velocidades y las máximas alturas para volúmenes totales de 10,000 y 5,000 m ³ y $\mu=0.225$ y $\xi=130\text{m/s}^2$	54
Tabla 10: Datos utilizados para recalibrar el modelo LAHARZ, para su aplicación en el Volcán Villarrica. (Extraído y modificado Castruccio, 2008).....	59
Tabla 11: Resumen de las principales características de los flujos y cauces del Volcán Villarrica (Modificado de Naranjo & Moreno, 2004).....	60
Tabla 12: Datos de entrada y salida de las simulaciones realizadas en el cauce del río Pedregoso. En rojo los parámetros de entrada que mejor se ajustan a los datos empíricos, que se exhiben en la parte inferior de la Tabla, y que fueron obtenidos por Naranjo y Moreno, 2004.	63
Tabla 13: Comparación de método de área de liberación con método de hidrógrafo, donde se utilizan los mismos coeficientes de fricción y volúmenes.....	66
Tabla 14: Resultados obtenidos para distintos valores de cohesión. En rojo los resultados obtenidos al utilizar una cohesión de 200 (Pa), que es la que mejor ajusta los patrones de los depósitos laháricos a los datos empíricos.....	67
Tabla 15: Parámetros utilizados para las simulaciones con el programa RAMMS.....	78
Tabla 16: Datos del glaciar que se ubica en la cumbre del volcán Villarrica, que se divide en las cuencas que dan origen a los lahares. (Modificado de Rivera <i>et al.</i> , 2014)	99
Tabla 17: Estimaciones de los volúmenes de agua disponible para los lahares de los cauces del Zanjón Seco, Pedregoso y Turbio.	99
Tabla 18: Tabla comparativa de los resultados obtenidos de los DEMs de alta y baja resolución, en el cauce del río Pedregoso con el programa RAMMS.....	105
Tabla 19: Comparación de los volúmenes simulados en los distintos cauces con respecto a las áreas de inundación generadas en cada uno de los programas, RAMMS y LAHARZ.	106
Tabla 20: Ventajas y desventajas de RAMMS y LAHARZ.	107
Tabla 21: Comparación de las áreas de inundación de los flujos simulados en los programas LAHARZ y RAMMS, con las áreas que abarcan el peligro alto y muy alto del mapa de peligros, para cada uno de los cauces en estudio.	111
Tabla 22: Descripción de los peligros asociados al mapa de peligros realizado con las simulaciones en RAMMS.....	113

Tabla 23: Tiempos de llegada a zonas pobladas obtenidas (14 km) de RAMMS para los tres cauces en estudio.....	113
Tabla 24: Datos de los tiempos de llegada de los lahares del Volcán Huila ocurridos el 2007, Colombia (Worni <i>et al</i> , 2011)	113

ANEXOS (CD)

Anexo A. Pruebas y resultados en LAHARZ

Anexo B. Pruebas y resultados en RAMMS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La zona volcánica sur (ZVS), que se encuentra en la zona centro-sur de los Andes de Chile, es un área donde se concentra el 70% de la población chilena, y pertenece a uno de los cuatro segmentos de arcos activos en los que se divide la cordillera de los Andes (Figura 1). Esta zona abarca más de 60 edificios volcánicos, incluyendo al volcán Villarrica, además de pequeños centros eruptivos, de los cuales la mayoría están activos. Por esta razón es importante conocer los peligros asociados a volcanes. Adicionalmente, los registros de los últimos 200 años señalan que los peligros volcánicos que han afectado la zona han sido: flujos de lava, caída de cenizas, flujos piroclásticos y lahares (Stern, 2004).

Los lahares son flujos gravitacionales que se forman en las laderas de un volcán y corresponden a mezclas de distintas razones de sedimentos y agua, la cual puede ser de origen pluvial o glaciario (Smith & Fritz, 1989). Estos flujos son los peligros concebidos por volcanes que han generado más daño en tiempos históricos, por lo que la modelación de estos es una herramienta importante para poder delimitar zonas de peligros en las áreas adyacentes a los volcanes.

El volcán Villarrica es uno de los volcanes más activos de Chile y Sudamérica, siendo la generación de lahares el peligro latente más importante, debido a la gran cantidad de material volcánico y nieve disponible en las laderas del volcán. Además, la ciudad de Pucón se ubica a 15 Km al Norte del volcán y tiene una población de 33.000 personas, conjuntamente a que es un lugar turístico, lo que implica que la población flotante en verano es mucho mayor. Los principales cauces que se dirigen a esta ciudad son el estero Zanjón Seco, el río Pedregoso y el río Turbio, por los cuales ya han pasado flujos laháricos. Por estas razones es necesario evaluar el peligro de lahares en la zona, para evitar futuras muertes y pérdidas materiales.

El Servicio Nacional de Geología y Minería publicó el Mapa de Peligros del Volcán Villarrica (Moreno, 2000), en el cual se zonifica las diferentes áreas que podrían verse afectadas por la ocurrencia de distintos fenómenos asociados a la actividad de dicho centro eruptivo (Moreno & Clavero, 2006). Adicionalmente, se han efectuado una serie de simulaciones computacionales por medio de los programas LAHARZ y MSF (Castruccio, 2008). Las principales limitaciones del mapa de peligros actual es que no considera las condiciones actuales para la generación de lahares, como es el volumen del glaciario, la disponibilidad de material detrítico y el estado de los cauces.

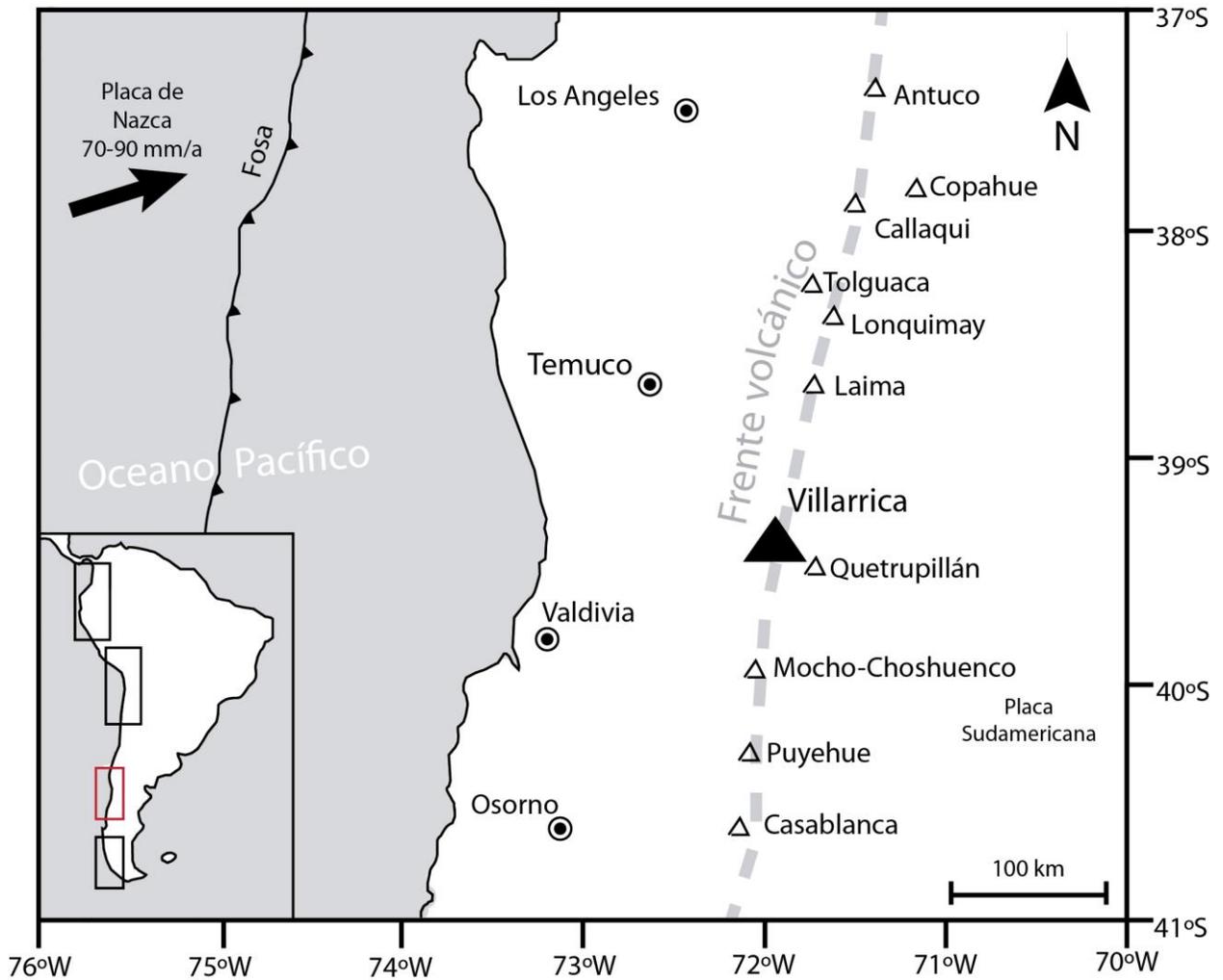


FIGURA 1: MAPA DE UBICACIÓN DEL VOLCÁN VILLARRICA (TRIÁNGULO GRANDE) EN LA ZONA VOLCÁNICA SUR (MODIFICADO DE WEHRMANN & DZIERMA, 2010)

1.2 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El volcán Villarrica ($39^{\circ}20'S$ $71^{\circ}22'W$) se ubica en el límite entre las provincias de Cautín y de Valdivia, entre la IX y XIV región. La ciudad más cercana al volcán es Pucón (Figura 2) que se ubica a unos 15 Km al Norte, en las orillas del lago Villarrica. La población de esta localidad es de 33.000 personas. Sin embargo, esta se triplica en verano debido a que el sector es un lugar turístico. El camino principal para llegar a la zona es la ruta 199, que nace desde la Ruta 5 Sur, y une las localidades de Freire, Villarrica y Pucón (78 km). En los alrededores del volcán se encuentran los caminos que unen Villarrica-Pucón (26 km), Pucón-Curarrehue (38 km) y Pucón-Caburgua (18 Km). Los dos primeros corresponden al camino internacional hacia la República Argentina, Pucón-Curarrehue-Paso Mamuil Malal. También hay numerosos caminos ripiados en las cercanías del Volcán, como es el que une la ciudad de Pucón y el centro de esquí, Camino El Volcán, que se ubica en la ladera NW del volcán (Moreno & Clavero, 2006).

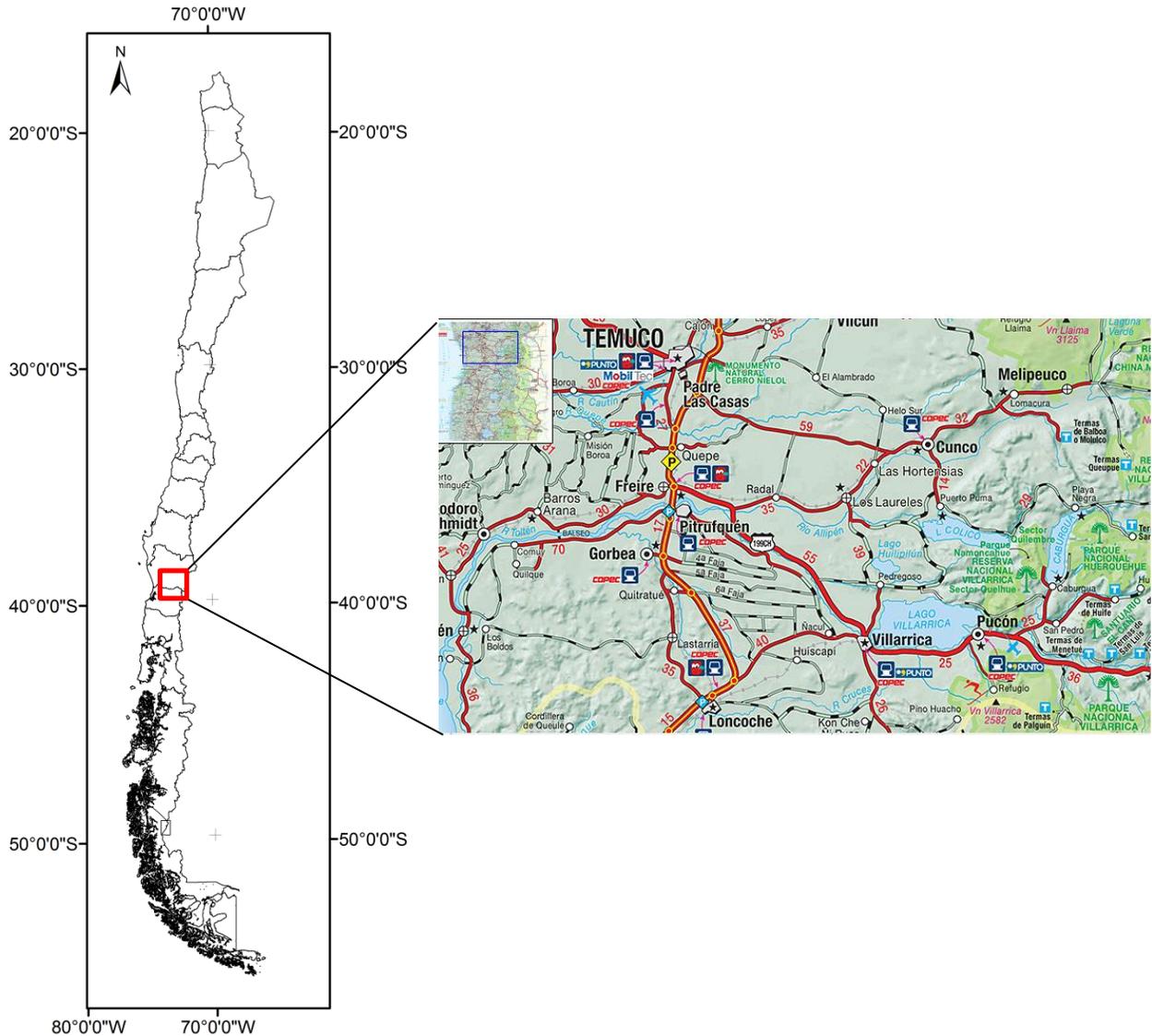


FIGURA 2: MAPA DE UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESOS DEL VOLCÁN VILLARRICA. (EXTRAÍDO DE CHILE RUTERO, COPEC)

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Es importante considerar, dentro de la modelación computacional, los volúmenes y los cambios en la topografía, que son las variables que influyen en la dirección que pueden tomar los flujos y sus alcances. De este modo ver la sensibilidad de los modelos al variar estos parámetros de entrada, y estimar cuales aproximan de mejor manera los resultados a los datos. Así obtener de las simulaciones datos concretos para el análisis de peligro de lahares.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 *GENERAL*

Modelar los lahares provenientes del Volcán Villarrica en los cauces dirigidos hacia la zona de Pucón.

1.4.2 *ESPECÍFICOS*

- 1) Determinar los patrones de inundación de los lahares previos que han afectado los cauces principales dirigidos a la ciudad de Pucón y sus alrededores.
- 2) Calibrar dos programas computacionales para la simulación de lahares, y compararlos con los datos empíricos obtenidos de trabajos anteriores. Igualmente, comparar dos modelos de elevación digital con resoluciones diferentes, y analizar la utilidad de cada uno de ellos.
- 3) Complementar el mapa de peligros actual con la información obtenida de la modelación de lahares con ambos programas, tanto los patrones de inundación, como las velocidades, alturas y tiempos de llegada de los flujos.

1.5 METODOLOGÍA

1.5.1 *METODOLOGÍA PARA CADA OBJETIVO ESPECÍFICO*

1) Objetivo 1:

- Analizar la topografía a través de imágenes satelitales y modelos de elevación de terreno del volcán Villarrica y determinar los principales cauces que podrían afectar el sector de Pucón.
- Estudiar los depósitos en terreno dejados por lahares previos en los cauces principales, para determinar los patrones que siguieron los lahares, las secciones transversales de los cauces por donde pasaron y las zonas de inundación que generaron.

2) Objetivo 2:

- Analizar las diferencias y similitudes entre los modelos de elevación digital, y compararlos con los datos de terreno, con el fin de determinar cuál es el más apropiado para las simulaciones con los programas computacionales.

Introducción

- Calibrar los programas RAMMS y LAHARZ para los tipos de lahares que se generan en el volcán Villarrica, utilizando los datos de volúmenes, alturas, velocidades y alcances de lahares previos de estudios anteriores (Castruccio, 2008; Naranjo & Moreno, 2004).
- Seleccionar los escenarios (volúmenes) más probables que pueden ocurrir en el volcán Villarrica, basados en el registro de lahares anteriores, la cantidad de agua (nieve) disponible y sedimentos en el sector, y ajustarlos a las variaciones reológicas de estos flujos y a los cambios topográficos producidos por los depósitos de pulsos.

3) Objetivo 3:

- Comparar el mapa de peligros existente con las simulaciones realizadas, de esta manera, analizar el porqué de las similitudes y las diferencias entre ambos.
- Complementar el mapa de peligros existente con la información de los patrones de inundación generados con las simulaciones de ambos programas. En particular complementar con la información de alturas, velocidades y tiempos de llegada obtenidos de las simulaciones en RAMMS.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 ESTUDIOS ANTERIORES

El volcán Villarrica ha sido estudiado en el ámbito geológico, geofísico y geoquímica, particularmente por ser uno de los volcanes más activos en la franja de la zona volcánica sur. Dentro de los trabajos más destacados se encuentran los de: geología regional, volcanología, geomorfología-riesgo natural, geoquímica-petrología, geofísica y glaciología, además de una serie de reportes de las erupciones del volcán.

Dentro del área de geología regional y volcanología se encuentran los trabajos de Aguirre y Levi (1964), Moreno y Parada (1976), Moreno *et al.* (1994 a,b) y Clavero y Moreno (2004). Además dentro del área de geología y riesgo volcánico se encuentran los trabajos y estudios sobre la geología y riesgo volcánico (Moreno, 1993; Moreno, 2000), estudios sobre la evolución postglacial del volcán (Moreno *et al.*, 1994; Clavero y Moreno, 1994), lahares (Marangunic, 1974; Castruccio, 2005, Castruccio *et al.*, 2005; Castruccio y Clavero, 2006), evolución temprana del volcán (Gaytán *et al.*, 2005; Gaytan, 2006), ignimbritas postglaciales (Clavero, 1996; Lohmar *et al.*, 2006; Lohmar *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005), mapa geológico del volcán (Moreno y Clavero, 2006) y estudios geofísicos (Fuentealba *et al.*, 2000; Ortiz *et al.*, 2003; Calder *et al.*, 2004).

En cuanto al área de geomorfología-riesgo natural se destacan los trabajos de Naranjo y Moreno (2004) y López y Moreno (1994).

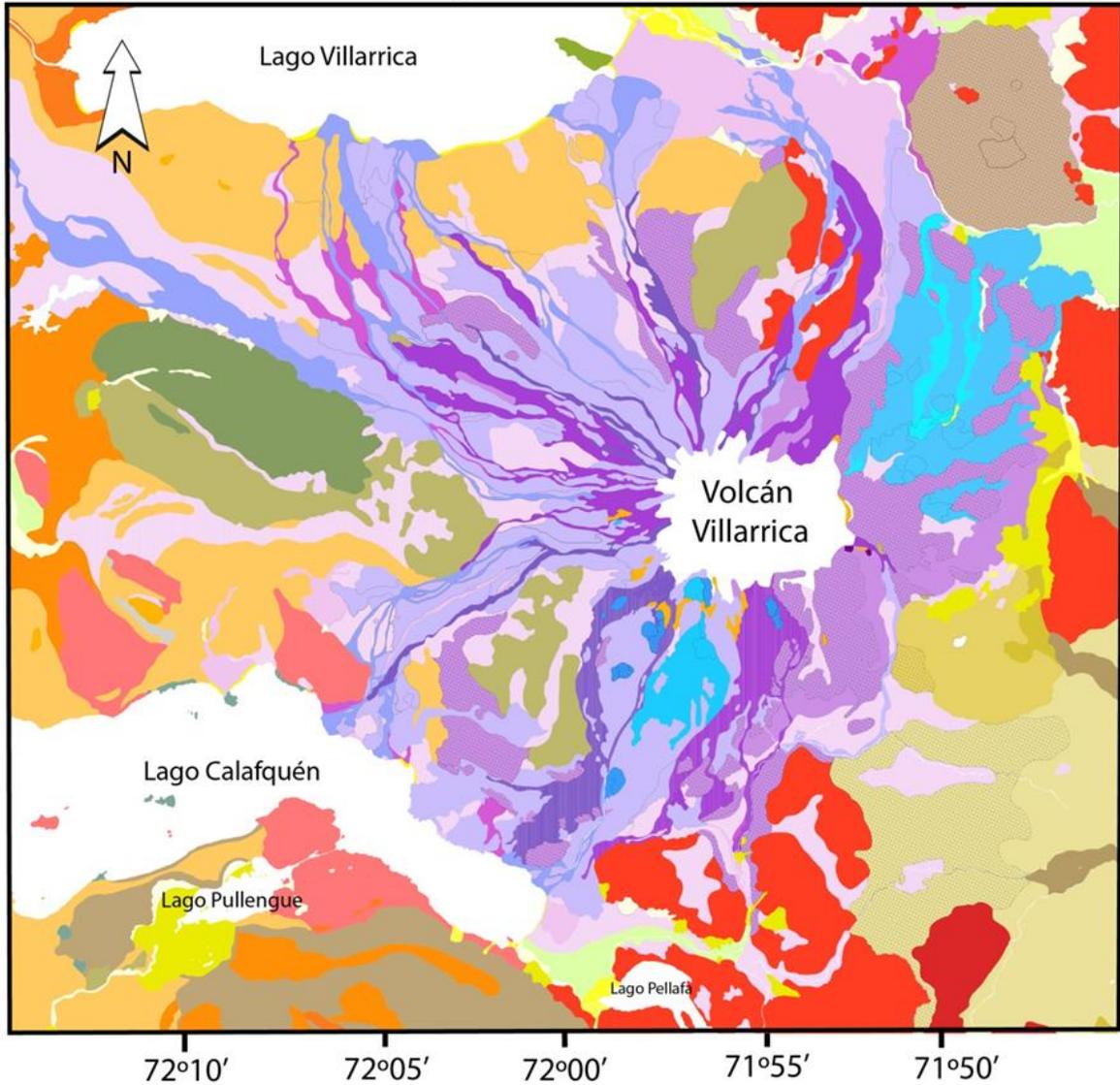
Relativo al área de geoquímica-petrología destacan los trabajos de Klerkx (1965), López *et al.* (1977), Moreno (1979), Hickey-Vargas *et al.* (1989), López y Moreno (1994) y Hickey-Vargas *et al.* (1997).

Con respecto a glaciología destacan los trabajos de Rivera (1989) y Rivera *et al.* (2014).

También existe una serie de documentos inéditos que señalan relatos de eventos eruptivos puntuales del volcán Villarrica, entre ellos destacan los de Casertano (1962, 1963c), González (1972), Keller (1985) y Fuentealba *et al.* (1985).

En la Figura 3 se muestra de manera general el mapa con la geología del volcán Villarrica, y la leyenda del mapa.

Geología Volcán Villarrica



Leyenda

Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

- Depósitos fluviales
- Depósitos aluviales
- Depósitos deltaicos
- Depósitos litoral lacustre
- Depósitos glaciales recientes
- Depósitos de remociones en masa
- Depósitos poligénicos
- Depósitos coluviales
- Glaciación Llanquihue
- Glaciación Santa María
- Estratos del Huincara
- Estratos de Península de Pucón
- Estratos de Pino Huacho
- Estratos Panguipulli
- Complejo Metamórfico Trafún

Otros volcanes

- Volcanes Huelemolle
- Volcán Quetrupillán
- Quetrupillán 3
- Quetrupillán 2
- Quetrupillán 1
- Volcán Cordillera El Mocho
- Volcán Sierra de Quinchilca

Rocas plutónicas

- Intrusivos del Mioceno
- Intrusivos del Cretácico
- Intrusivos del Paleozoico

Unidad Villarrica 3

- Subunidad histórica
- Lavas
- Lahares
- Lahares indiferenciados
- Subunidad prehistórica
- Lavas
- Lahares

Unidad Villarrica 2

- Principalmente depósitos piroclásticos
- Principalmente lavas

Unidad Villarrica 1

- Lavas

Centros Volcánicos Adventicios

- Grupo Los Nevados
- Subgrupo Los Nevados 2
- Subgrupo Los Nevados 1

Grupo Chaillupén

- Subgrupo Chaillupén 2
- Subgrupo Chaillupén 1

FIGURA 3: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DEL VOLCÁN VILLARRICA (MODIFICADO DE LA CARTA GEOLÓGICA DE CLAVERO Y MORENO, 2006).

2.2 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN VILLARRICA

El volcán Villarrica se ubica en la Zona Volcánica Sur de los Andes (39° 25'S y 71° 56'W), cubre una superficie de 400 km², tiene un volumen aproximado de 250 km³ y el edificio actual presenta una forma cónica característica de los estratovolcanes. Su cima se eleva a 2847 m s.n.m y la altura real del edificio es de 2450 m. En la cima, el cráter presenta actividad fumarólica continua, su fondo presenta un lago de lava permanente y algunas veces forma conos piroclásticos. La cima y el interior de la caldera están cubiertos por un glaciar con un volumen aproximado de 1.17 km³ (Volumen equivalente en agua, Rivera *et al.*, 2014).

Este volcán está conformado principalmente por lavas y piroclastos de composición andesítica y andesítica-basáltica. Adicionalmente, en sus flancos se ubican 30 centros eruptivos adventicios, los cuales se formaron de fisuras menores (Moreno, 1993; Hickey-Vargas *et al.*, 1989). Los registros históricos señalan que ha habido 59 erupciones desde el cráter principal o fisuras, desde 1558 hasta 1984, lo que lo convierte en el volcán más activo de los Andes (Petit-Breuilh, 1994; Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Witham, 2005).

2.2.1 UNIDADES VOLCÁNICAS

Los productos del volcán Villarrica han sido agrupados en tres unidades (Villarrica 1, 2 y 3) de evolución basados en rasgos estratigráficos, geomorfológicos, estructurales y geocronológicos.

2.2.1.1 Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio a Superior; Pleistoceno Medio-13.850 años AP)

(Modificado de Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004)

Según los antecedentes que se tienen disponibles hasta la fecha, esta unidad se formó en dos etapas, separadas por un evento eruptivo mayor que generó el colapso parcial del edificio construido durante la primera fase. En la primera etapa de construcción del edificio ancestral se emitieron productos de composición basáltica a andesítico-basáltica. Los remanentes de este antiguo edificio se preservan en las partes bajas del actual edificio del volcán, pero tienen una mayor extensión areal en el flanco oriental, donde se ubican los bordes de la Caldera 1, del colapso del primer edificio volcánico.

Se han efectuado una serie de dataciones radiométricas (Moreno y Clavero 2006) que han arrojado que el edificio ancestral de la Unidad Villarrica 1 habría comenzado a edificarse hace unos 600 ka y su formación habría continuado hasta los 500 ka.

La segunda etapa de construcción del edificio ancestral, post Caldera 1, empezó con la formación de domos dacíticos (64,5% SiO₂; Clavero y Moreno, 2004), junto con filones y

diques de la misma composición. Estos domos han sido reconocidos en el flanco oriental del actual edificio volcánico, en las cercanías de fracturas generadas por la Caldera 1. Clavero y Moreno (2004) presentaron una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de un domo ubicado en el borde oriental de la Caldera 1, de *ca* 95 ka. A pesar que no se han encontrado rocas similares que puedan ser asignadas a esta unidad, no se descarta que productos efusivos del volcanismo intra Glaciación Llanquihue (75-14 ka; Clapperton, 1993), puedan estar rellenando la depresión caldérica, en consecuencia, estar cubiertos por el glaciar o por el edificio actual del volcán Villarrica.

2.2.1.2 Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior-Holoceno, 13.850-3.700 años AP)

(Modificado de Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004)

Corresponde a una secuencia de lavas andesítico-basálticas, depósitos piroclásticos de composiciones andesítico-basáltica a dacítica y depósitos laháricos, distribuidos en todos los flancos del volcán. Esta unidad conforma el estratocono edificado en el borde noroccidental de la Caldera 1, que a su vez fue truncado por un colapso en la parte alta hace *ca.* 3.700 años AP. Los depósitos de esta unidad se disponen en discordancia sobre lavas y depósitos de la Unidad Villarrica 1 y depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue, y en las zonas más distales se encuentran en discordancia sobre rocas del basamento del volcán y rellenan el paisaje modelado por la acción glacial. La base y techo de esta unidad están formados por dos de los depósitos de corrientes de densidad más voluminosos en la historia eruptiva postglacial del volcán Villarrica, correspondiente a la Ignimbrita Licán y la Ignimbrita Pucón (Moreno y Clavero, 2006).

2.2.1.3 Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío)

(Modificado de Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004)

Corresponde a una secuencia de lavas de composición basáltica a andesítico-basáltica, depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada, y depósitos laháricos, que se reparten en todos los flancos del volcán. Esta unidad incluye erupciones históricas (desde 1558 hasta 1984), es la parte más alta del cono actual y está construido dentro de la depresión que se generó por el colapso del cono durante la erupción de la Ignimbrita Pucón. Los depósitos se distribuyen por la depresión mencionada anteriormente, y cubren parcialmente los productos de las unidades Villarrica 1 y 2, y rocas del basamento del volcán. Se ha dividido los productos de esta unidad en dos subunidades: la más antigua está constituida por lo productos desde 3.700 años AP hasta las erupciones históricas anteriores a 1787 DC; la más reciente está constituida por los productos de erupciones históricas ocurridas de 1787 D.C. hasta 1984 D.C.

Subunidad Pre-Histórica (3.700 años AP-1787 DC)

Esta subunidad se compone de lavas de composición andesítico-basáltica, y alcanzan extensiones máximas de 18 km. Además, cuenta con una secuencia de depósitos piroclásticos, que afloran en todos los flancos del volcán, y están notablemente expuestos en el camino de acceso al centro de esquí. Esta secuencia piroclástica se encuentra intercalada con las lavas antes mencionadas.

Subunidad Histórica (1787-1984 DC)

En esta subunidad se incluyen productos de las últimas erupciones históricas del volcán Villarrica desde 1787 DC hasta el último evento importante en 1984 DC. La mayoría de los productos corresponden a lavas y depósitos piroclásticos de caída, de composición andesítico-basáltica, y depósitos laháricos. Las lavas tienen una extensión máxima de 16.5 km (lava Chaillupén, año 1971). Los depósitos piroclásticos de caída se distribuyen hacia el flanco oriental del edificio (erupción de 1963). Los depósitos laháricos se distribuyen por todos los flancos del volcán, alcanzando una distancia máxima de 30 km (río Voipir, 1948), y en otros sectores alcanzando los lagos Villarrica y Calafquén (Naranjo y Moreno, 2004; Castruccio, 2005; Castruccio y Clavero, 2006).

A continuación, se mencionan las erupciones en tiempos históricos recientes; erupción 1948-1949, que generó una serie de explosiones, emisión de piroclastos, coladas de lava, flujos laháricos y flujos piroclásticos de pequeño volumen; erupción 1963, que suscitó flujos piroclásticos tanto del cráter como de la fisura suroeste, flujos de lava y flujos laháricos hacia el norte; erupción de 1964, que corresponde a una erupción estromboliana, generó columnas de piroclastos, flujos de lava y lahares que descendieron en su mayoría por el flanco norte del volcán, aunque algunos se fueron por el flanco sur generando la pérdida de 20 personas en la localidad de Coñaripe; erupción de 1971, ocurrieron violentas erupciones freatomagmáticas en el cráter, además de emisiones de lava por este y fisurales, lo que generó importantes lahares que descendieron por los flancos noreste, norte, oeste y sureste, lo que provocó la muerte de 17 personas; y por último, la erupción de 1984-1985, que consistió en explosiones del cráter central y posteriores derrames en el flanco NNE.

2.3 PELIGROS VOLCÁNICOS DEL VOLCÁN VILLARRICA

El volcán Villarrica es uno de los volcanes más activos de Chile y Sudamérica en tiempos históricos (*e.g.*, Petit-Breuhl y Lobato, 1994). El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), a través del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) monitorea la actividad sísmica del volcán desde 1991, debido a las importantes localidades turísticas aledañas a este volcán. Por esta razón, el SERNAGEOMIN publicó el mapa de peligros del Volcán Villarrica (Moreno, 2000), en que se zonifica las distintas áreas

Marco Geológico

que pueden ser afectadas por la ocurrencia de distintos fenómenos asociados a la actividad del volcán Villarrica. En la Figura 4 se muestra el mapa de peligros actual del Volcán Villarrica.

A los pies de este centro eruptivo se ubican las ciudades y localidades turísticas como Villarrica, Pucón, Licán Ray y Coñaripe. Por otro lado, al Norte y Sur se encuentran los caminos internacionales hacia la República Argentina. Estos pasos han sido previamente afectados por los lahares generados durante las erupciones históricas del volcán. De hecho, el camino Villarrica-Pucón-Curarrehue se ha visto afectado por lahares varias veces entre la localidad del Molco y el río. Por otra parte, el camino Villarrica-Licán Ray-Coñaripe también ha sido cortado varias veces por lahares entre el sector de Voipir y Coñaripe. Adicionalmente, uno de los flujos lávicos (1971) cortó el camino que une las localidades de Villarrica y Licán Ray.

Los principales productos generados de este volcán son coladas de lavas, flujos laháricos y piroclastos de caída, por lo cual son los principales fenómenos que pueden afectar el entorno del volcán. Aunque no se descarta la posibilidad que futuras erupciones estén acompañadas por la emisión de gases tóxicos, sismos, avalanchas de nieve y/o deslizamientos y/o contaminación de aguas, suelos y vegetación. Del mismo modo, los flujos piroclásticos no se pueden descartar, ya que este fenómeno ocurrió durante la erupción histórica de 1948-1949, aunque su probabilidad de ocurrencia es menor.

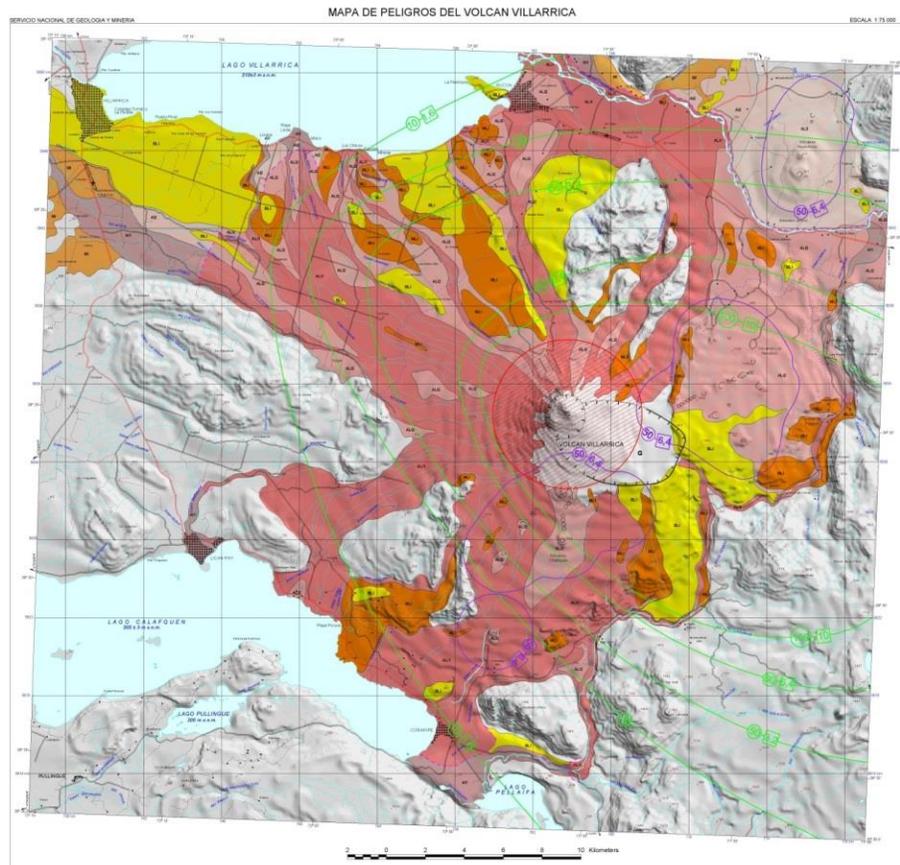




FIGURA 4: MAPA DE PELIGROS ACTUAL DEL VOLCÁN VILLARRICA Y SU LEYENDA. (EXTRAÍDO DE MORENO, 2000)

2.3.1 REGISTROS DE LAHARES DEL VOLCÁN VILLARRICA

En la Tabla 1 se describen como han sido los flujos laháricos que han podido ser testimoniados en el siglo XX, en los cauces Zanjón Seco-Carmelito, Turbio-Pedregoso, Moico, Chaillupén, Correntoso, Molco-Huichatio, Correntoso, Diuco y Voipir. En la Figura 5 se muestran los principales cauces que se encuentran en el flanco norte del Volcán, aledaños a la ciudad de Pucón.

Marco Geológico

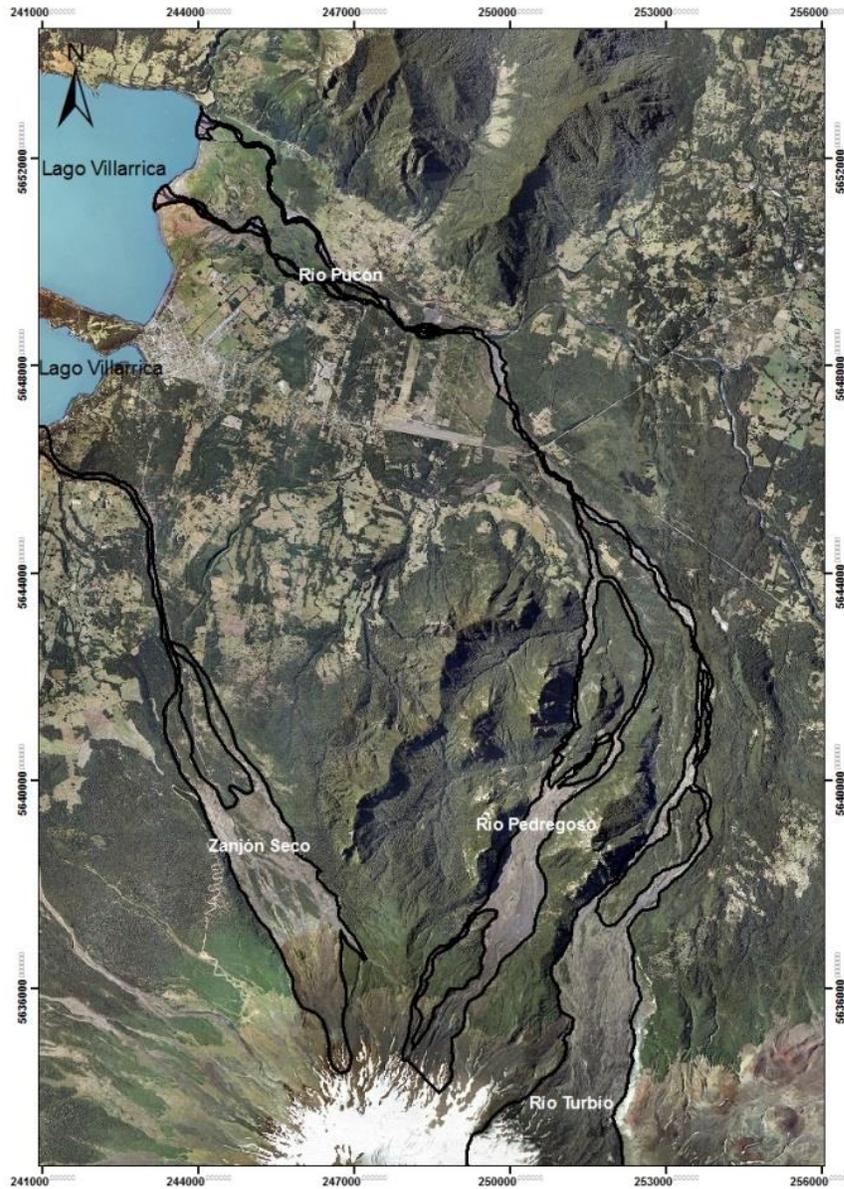


FIGURA 5: PRINCIPALES CAUCES DIRIGIDOS A LA CIUDAD DE PUCÓN Y SUS ALREDEDORES.

TABLA 1: ERUPCIONES HISTÓRICAS QUE HAN GENERADO LAHARES EN LOS CAUCES ESTUDIADOS. (MODIFICADO DE NARANJO Y MORENO, 2004)

Fecha	Cauces	Características principales	Velocidad promedio (km/h)
1904	Turbio- Pedregoso Zanjón Seco-Carmelito Moico Chaillupén	Ocurrieron varios flujos de detritos. Una presa se formó en la unión del río Turbio con el río Pucón, la que colapsó después de unas horas. Lütgens (1909) señaló que a lo largo del río Turbio, los flujos de detritos arrasaron completamente con la vegetación en un área aproximada de 15 x 3.8 km ² , describiendo una ola de 3 m de alto que dejó un depósito de 1 m de espesor.	-

Marco Geológico

1908	Turbio-Pedregoso Zanjón Seco (Hacia Pucón) Correntoso Molco-Huichatio Chaillupén	Se reconocen marcas de olas sobre los 10 m de altura en arboles a lo largo del río Pucón.	
1920	Turbio-Pedregoso	No hay registros	
1948-1949 (Oct-Feb)	Turbio-Pedregoso Zanjón Seco-Carmelito Correntoso Molco-Huichatio Chaillupén	Se transportaron grandes bloques y troncos, de más de 20 m ³ . Según algunos testigos el nivel del lago se incrementó más de un 1 m, lo que deja claro que la descarga fue muy alta.	30
1964 (2 de marzo)	Zanjón Seco-Carmelito Correntoso Molco-Huichatio Diuco	El cauce del Diuco fue capaz de contener flujos de detritos por 12 hasta 15 km, pero 2 km antes de la desembocadura este se rebalzo, y una tercera parte de la parte oeste de Coñaripe fue destruida, causando 22 fatalidades. Fue documentada una sección del flujo de 3 m de altura y 250 m de ancho, con una descarga de 4000 a 8000 m ³ /s.	40
1971 (29 de diciembre)	Turbio-Pedregoso Chaillupén Zanjón Seco Carmelito Correntoso Voipir	Fueron transportados troncos y bloques de más de 30-40 m ³ . Se estimaron descargas de 10.000 a 20.000 m ³ /s. El volumen total de sedimentos y agua que fueron movilizados por el río Pucón, en diferentes pulsos durante 8 horas, excedió los 40x10 ⁸ m ³ . Se formó una represa similar a la del evento de 1908, en el Carmelito. Particularmente, los flujos fueron voluminosos en los ríos Turbio-Pedregoso y en el Chaillupén, con olas que sobrepasaban los 10 m de alto, los que destruyeron todos los puentes. El delta de abanico del río Pucón en el lago Villarrica se transformó completamente. El canal del estero Carmelito redujo su volumen de flujo de detritos en comparación a los de los ríos Turbio-Pedregoso, Chaillupén y Voipir, debido a la eficiente depositación de sedimentos ocurrida corriente arriba en el Playón (Valle del Zanjón Seco). La erupción de 1971 dio evidencias claves acerca de las velocidades de los lahares en el climax de la erupción. De hecho, en la noche del 29 de diciembre de 1971, a 2 km a lo largo N10°E, la fisura produjo una apertura a los largo del cráter del Volcán Villarrica la que emitió una incandescente fuente de lava de 400 m de altura. Los 50-60 m de espesor del glaciar fueron parcialmente derretidos después de 50 minutos de erupción, gatillando una explosión de agua a las 4 a.m. del 30 de diciembre. Los flujos laháricos alcanzaron una velocidad media de 36 km/h (de 30 a 40 km/h), y fueron canalizados por los cauces del Turbio, Zanjón Seco, Correntoso, Voipir y Chaillupén.	36

3. MARCO TEÓRICO

3.1 LAHARES

3.1.1 DEFINICIÓN

Los lahares son flujos rápidos, que se componen de una mezcla de agua y detritos provenientes de un volcán. Este término sólo describe el flujo y no los depósitos que estos generan. Los lahares pueden tener un alto rango de razones de agua y sedimentos, que en adición con otros factores tales como la granulometría, la temperatura y la velocidad influyen fuertemente en las características del flujo. Generalmente, los lahares se clasifican en dos grandes grupos; flujos hiperconcentrados y flujos de detritos (Cronin *et al.* 2009).

3.1.2 MECANISMOS DE GENERACIÓN

Para la generación de un lahar primario (simultaneo a la erupción) o secundario (después de una erupción) se requiere una adecuada fuente de agua; abundantes sedimentos volcánicos (detritos de flujos piroclásticos, de caída, derrubios glaciares, coluvios, suelo, etc.); pendientes pronunciadas y alto relieve en la fuente de sedimentos; y, por último, mecanismos gatilladores, como sismos, lluvias o derretimiento precipitado de nieve. Dentro de las fuentes de agua se circunscriben agua hidrotermal o subterránea, derretimiento de agua y hielo, agua subglaciar entrampada, agua de lagos o de cráteres y agua de lluvias.

Dentro de los lahares primarios se encuentran los generados por derretimiento de agua nieve por flujos piroclásticos y por flujos de lava, desborde del lago de un cráter y erupciones subglaciales. Mientras que entre los secundarios, se encuentran los generados por lluvias intensas.

También, otro modo de generación de lahares es por avalanchas volcánicas con suficiente dilución de fluidos intersticiales o hidrotermales y licuefacción del material. Las avalanchas se pueden gatillar por intrusión magmática, erupciones freato magmáticas y terremotos superficiales o tectónicos. (Vallance, 2000)

3.1.3 TIPOS

3.1.3.1 Flujos de detritos

Los flujos de detritos son una mezcla saturada de detritos, que tienen una gran carga de sedimentos, se mueven pendiente abajo por la influencia de la gravedad y tienen un muy

alto *yield strength* (Pierson & Costa, 1987). Las fuerzas relacionadas a las fases fluida y sólida actúan en conjunto, para conducir el flujo de detritos y determinar su comportamiento. Una de las principales características de este tipo de flujo es que presenta una mezcla uniforme a lo largo de un perfil vertical, y es lo que lo distingue de los flujos hiperconcentrados. Estos tipos de flujos según la literatura tienen más de un 50-60% de sedimentos. (Vallance, 2000)

El movimiento de este tipo de flujo es manejado por fuerzas inerciales que inducen la fricción entre los granos, la colisión entre granos y la viscosidad del fluido (Iverson, 1997). Los sedimentos son soportados dentro del flujo por la fuerza de la matriz, flotabilidad y la presión de dispersión entre los granos (Lowe, 1979; Smith, 1986). La depositación se cree ocurre en *masse* desde los márgenes del flujo de detritos, donde el estrés de cizalle decrece y ocurre estancamiento de la fricción (Lowe, 1979, 1982). Se demostró que los depósitos no estratificados de flujos de detritos se forman por una combinación de tracción y acreción vertical, desde la base de múltiples oleadas, fricción congelada en los bordes de los márgenes, derivación lateral y desbordamiento de los sedimentos depositados previamente (Major, 1997).

Los flujos de detritos se separan en dos grupos, los cohesivos (>5% de arcillas en la matriz) y los no cohesivos (<5% de arcillas en la matriz). Los comportamientos de estos dos tipos de flujos son significativamente distintos (Scott et al., 1995). Los flujos de detritos cohesivos tienden a permanecer como flujos de detritos a lo largo de todo el curso; usualmente estos se forman por el colapso de un sector del edificio volcánico, que es generada por la alteración hidrotermal de una parte de este, o un deslizamiento. Los flujos de detritos no cohesivos generalmente se forman cuando una oleada de corriente de flujo erosiona e incorpora los sedimentos. Los flujos de detritos no cohesivos comúnmente se transforman corriente abajo, progresando de una etapa de flujo hiperconcentrado a un flujo cargado de sedimentos a medida que se mezclan con el agua del cauce en su camino (Pierson and Scott, 1985; Scott et al., 1995).

3.1.3.2 Flujos hiperconcentrados

Los flujos hiperconcentrados son conducidos por la gravedad, con un apreciable *yield strength*, y corresponden a la mezcla no uniforme de detritos y agua, los cuales tienen un mayor contenido de agua que un flujo de detritos, pero menos que un flujo de lodo. En la literatura se ha visto que la carga de sólidos varía entre un 20 a un 50-60%. Este tipo de flujos posee características de flujos fluviales, sin embargo transporta una alta carga de sedimentos. (Vallance, 2000)

Los flujos hiperconcentrados han sido definidos por varias características. Smith (1986, p. 12) definió un flujo hiperconcentrado de inundación basado en las características de sus depósitos, e infirió que en este tipo de flujo los sedimentos son soportados por fuerzas de

dispersión entre granos, turbulencia y flotabilidad. Generalmente, la estratificación o algún otro tipo de depósito masivo característico de este tipo de flujo, se emplaza por medio de la sedimentación grano por grano y tracción en la base del flujo (Smith, 1986; Smith and Lowe, 1991).

En la Figura 6 se muestran los tipos de flujos laháricos y sus principales características.

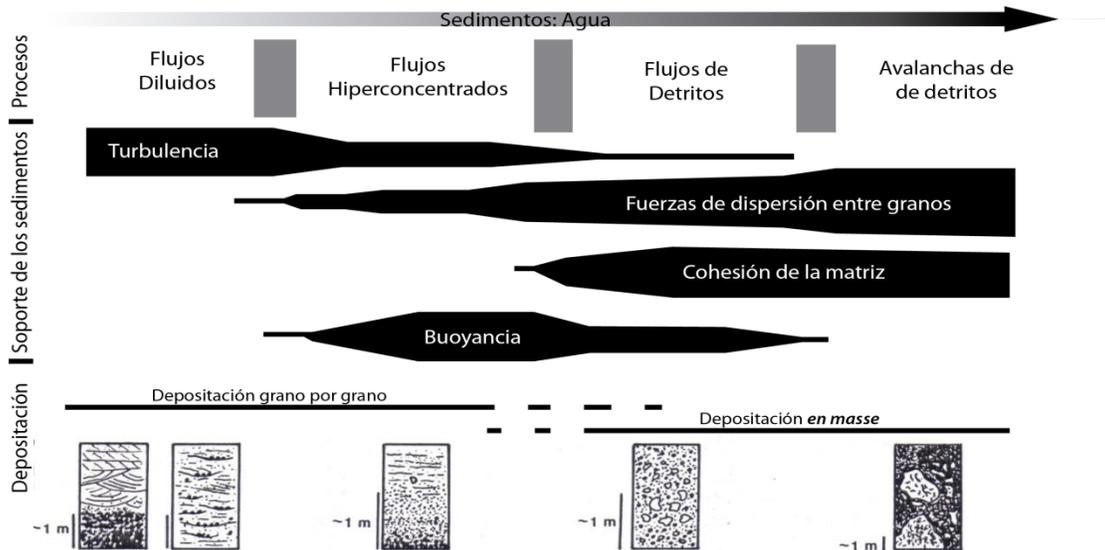


FIGURA 6: TIPOS DE FLUJOS Y SUS CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES (EXTRAÍDO Y MODIFICADO SMITH & LOWE, 1991)

3.1.4 TRANSPORTE Y EMPLAZAMIENTO

Los lahares en su avance corriente abajo pueden ir cambiando su carácter dependiendo de los procesos de erosión, incorporación, dilución, transformación y emplazamiento, los cuales determinan como es el transporte de los lahares (Vallance, 2000).

Los procesos erosivos más importantes que ocurren en un lahar es el socavamiento de las pendientes pronunciadas, de las terrazas fluviales y de los depósitos que generan los flujos previos del mismo lahar. La erosión es mucho menor en pendientes pocos pronunciadas y en sustratos más duros. Es importante destacar que la erosión es mayor en facies de flujos hiperconcentrados que en facies de flujos de detritos, aunque localmente la erosión puede ocurrir en cualquier de esta dos. El estado de aumento de un lahar coincide con la mayor erosión incorporación de material. Sin embargo, en el estado final de un lahar estos también pueden ser erosivos, lo que genera la incisión de los depósitos recientes del mismo lahar. La erosión genera la migración de los *Knickpoints*, además del arrastre de mega bloques (>10 m) y del cepellón de los árboles en conjunto con estos, aunque el transporte de estos últimos disminuye la capacidad del lahar para transportar una mayor carga de sedimentos. En la Figura 7 se observan los depósitos de los lahares al viajar

corriente abajo, y como estos van cambiando debido a los procesos erosivos que van sufriendo. (Vallance, 2000)

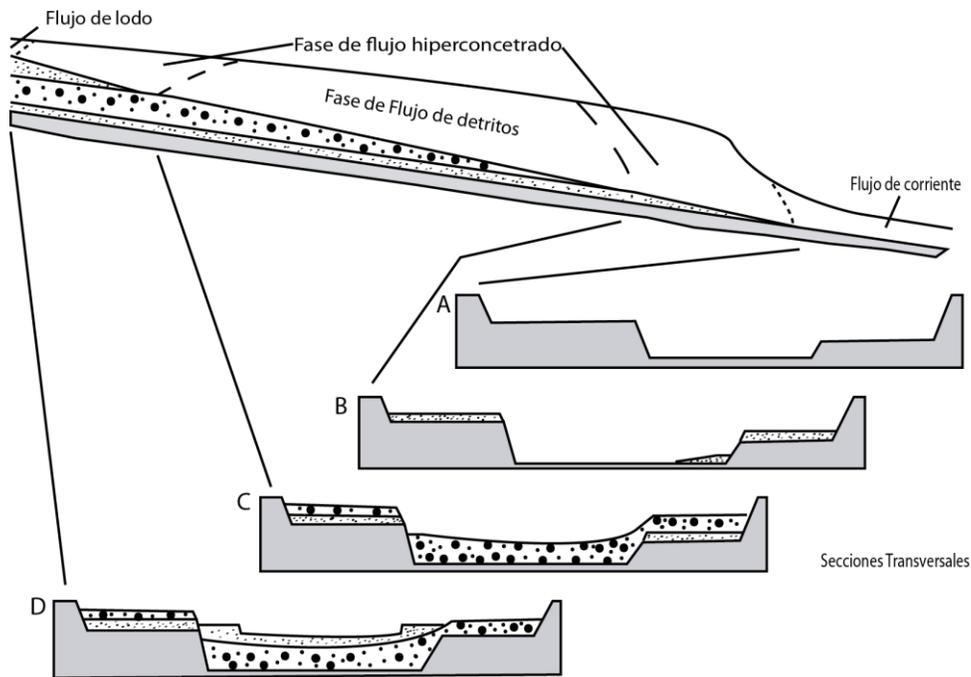


FIGURA 7: MODELO ESQUEMÁTICO DE UN LAHAR MOVIÉNDOSE CORRIENTE ABAJO, SOMETIDO A DILUCIÓN DESDE LA FASE DE UN FLUJO DE DETRITOS A UN FLUJO HIPERCONCENTRADO, Y LOS DEPÓSITOS DERIVADOS DE ESTOS. (MODIFICADO DE VALLANCE (2000), QUIEN LO ADAPTÓ DE PIERSON & SCOTT (1999))

Las partículas dentro de un lahar se pueden segregar por densidad o por tamaño, pero los procesos de segregación más importantes son los mediados por la fracción de sólidos, la proporción de partículas de grano grueso y la densidad del fluido, esto último depende de la cantidad de partículas finas en suspensión. En los flujos más diluidos se favorece la buoyancia y suspensión de las partículas, debido a que hay una menor cantidad de partículas que dificulten estos procesos. Una mayor cantidad de fracción de sólidos favorecen la percolación del flujo, este proceso consiste en que las partículas bajo la influencia de la gravedad se mueven hacia abajo generando huecos, que atraen las partículas de mayor tamaño. Estos procesos ocurren principalmente cuando las partículas individuales son influenciadas por fuerzas como el roce por gravedad o la colisión mezclada con la vibración o cizalle entre las partículas. Además, las partículas grandes se segregan hacia los bordes de los flujos debido a que las velocidades del flujo son mayores cerca de la superficie. En la Figura 8 se muestra una vista lateral y en planta de como ocurre la segregación dentro de un flujo lahárico. (Vallance, 2000)

Marco Teórico

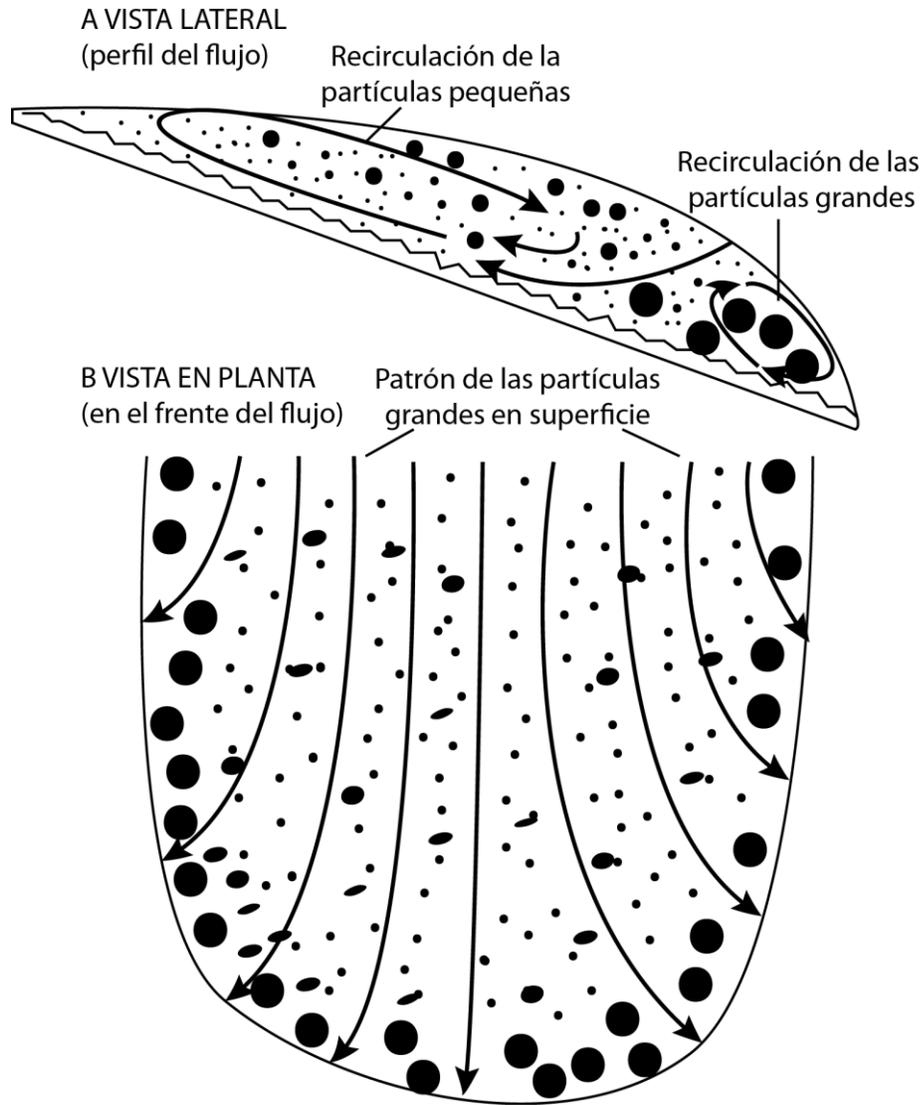


FIGURA 8: DIAGRAMA ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA COMO RESULTA LA GRADACIÓN INVERSA DE PARTÍCULAS EN GRADACIÓN LONGITUDINAL Y LATERAL DEL FLUJO. (MODIFICADO DE VALLANCE, 2000)

La incorporación de agua en el frente del lahar provoca la pérdida progresiva de la capacidad de acarrear de este y un eventual cambio en la naturaleza del flujo a medida que avanza. Este es un proceso importante en los lahares que siguen los cauces de ríos activos o de otros tipos de cuerpos de agua. Aunque, la dilución tiene un efecto insignificante en los lahares voluminosos, debido a que el agua que incorporan es despreciable con respecto al propio volumen del flujo lahárico. Los procesos de dilución ocurren fácilmente en lahares pobres en arcillas que en los más ricos en arcillas, esto debido a que los pobres en arcillas se mezclan más fácilmente con el agua, y también porque los más ricos en arcillas son típicamente mucho más voluminosos.

El emplazamiento de los lahares puede ocurrir *en masse*, por acreción incremental estacionaria, o más probablemente por un proceso intermedio en el que comienza la acreción y esta se acelera, mengua o hace ambas cosas alternadamente. Los flujos de

detritos generalmente dejan depósitos mal seleccionados, masivos y sin estratificación. Es común inferir que los depósitos masivos son emplazados *en masse* y estos representan una porción que queda tal cual estaba el flujo de detritos original. En comparación, los depósitos de flujos hiperconcentrados son mejor seleccionados y comúnmente presentan una débil estratificación, de lo que se infiere que los depósitos se acrecentaron en ciertos intervalos de tiempo.

3.1.5 PROCESOS DE TRANSFORMACIÓN

Según Vallance (2000) existen dos procesos principales de transformación dentro de los lahares. Uno de estos procesos es en el que los lahares pueden ser inducidos por el colapso de parte del edificio volcánico, donde las avalanchas volcánicas al contener la suficiente cantidad de agua se pueden transformar en flujos de detritos, al saturarse de agua por la deformación. Tales lahares comúnmente pueden contener mega clastos de roca fresca del edificio volcánico. A medida que estos flujos avanzan corriente abajo pueden ir incorporando detritos exóticos, especialmente en el frente del flujo. Raramente, estos flujos se logran transformar completamente en flujos hiperconcentrados al moverse corriente abajo, debido al tamaño de las avalanchas que inducen los lahares.

En la Figura 9 se muestran varios hidrógrafos esquemáticos que muestran la evolución de un pulso desde las facies más proximales (Figura 9 A) a las facies más distales y diluidas (Figura 9 D). En estos gráficos se muestran la carga de sedimentos que tienen un lahar y la depositación, que ocurre corriente abajo. Se observa en esta figura, que en las facies más proximales la depositación es menor, y en las facies intermedias y distales hay una mayor descarga de material.

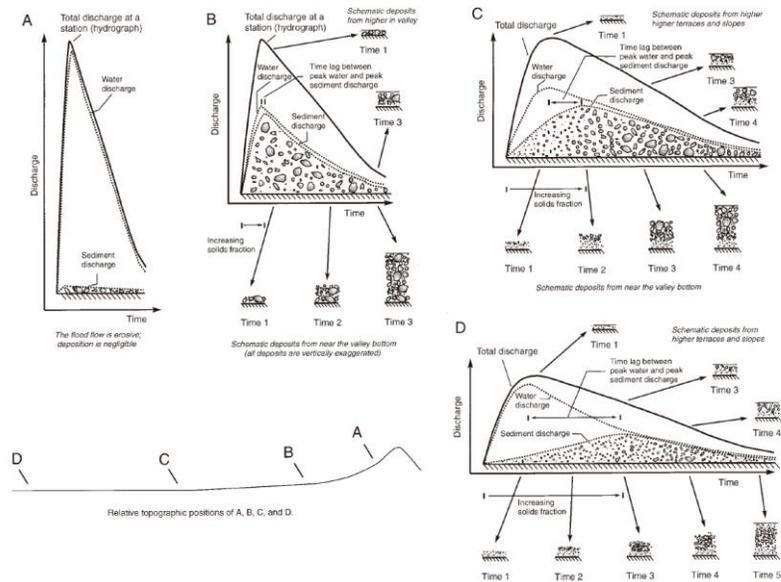


FIGURA 9: HIDRÓGRAFOS ESQUEMÁTICOS DEL COMPORTAMIENTO DE LAS DISTINTAS FACIES DE LOS FLUJOS LAHÁRICOS Y LAS DESCARGAS DE MATERIAL QUE GENERAN. (EXTRAÍDA DE VALLANCE, 2000)

Otro proceso importante dentro de la transformación de lahares es el que se induce por una inundación, la que puede derivar en un flujo hiperconcentrado o en flujo de detritos, debido a la incorporación rápida de sedimentos. Si este flujo continua por el cauce de un río, gradualmente puede ir incorporando agua, lo que genera dilución del flujo, lo que lo puede transformar en un flujo hiperconcentrado o en un flujo de barro. La transformación de este flujo comienza en el frente del flujo y migra hacia atrás, a través de la ola del lahar en su trayecto corriente abajo. Si lahares como estos se generan en zonas áridas sin un flujo perenne, estos incorporaran sedimentos hasta convertirse en flujos de detritos, y no se someterán a grandes procesos de transformación. Tal flujo de detritos usualmente desarrolla bordes secos en el frente del flujo, que rodean un interior más licuado.

3.1.6 RANGOS DE VOLÚMENES, CAUDALES Y VELOCIDADES

Para los estudios de peligros generados por lahares, es bueno tener una aproximación de las distancias que estos pueden recorrer, la velocidades que pueden alcanzar, los volúmenes de las descargas que pueden generar y el tiempo que demoran estos procesos. Con este objetivo varios autores han generado una serie de ecuaciones para relacionar estas propiedades, y de este modo generar modelos más precisos. A continuación, se describe el trabajo de Pierson (1998), donde se muestran los alcances y rasgos más relevantes de los lahares.

Pierson (1998) divide los lahares en las siguientes clases según el tamaño del flujos; flujos extremadamente grandes ($>1.000.000 \text{ m}^3/\text{s}$), flujos muy grandes (10.000 a $1.000.000 \text{ m}^3/\text{s}$), grandes flujos (1.000 a $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$) y flujos moderados (100 a $1.000 \text{ m}^3/\text{s}$). Adicionalmente, se sabe que los volúmenes esperables para un lahar son entre 1.000 m^3 y 5 km^3 , las velocidades van desde 30 a 150 km/h (Janda et al. 1981; Naranjo *et al.* 1986; Scott 1988; Pierson *et al.* 1990; Mothes 1992; Scott *et al.* 1995) y los caudales de descarga van de 100 a $1.000.000 \text{ m}^3/\text{s}$.

Además, Pierson (1998) obtiene que los distintos flujos generados por un estrato volcán (incluido avalanchas y lahares), tienen un comportamiento no lineal en cuanto al tiempo que demoran en llegar al final de su viaje, el cual corresponde a una regresión polinomial de segundo orden. Esta regresión tiene un coeficiente de determinación entre 0,997 y 0,995, lo que hace que sea representativa de la relación entre la distancia que recorre el flujo y los tiempos de llegada. Las curvas de regresión proveen una excelente herramienta empírica para estimar el tiempo de demora de los flujos laháricos, y así se puede testear modelos computacionales para recrear estos eventos. También, Pierson muestra la relación entre el volumen de estos flujos y el *peak* de la descarga (Mizuyama *et al.*, 1992), que sirve para flujos granulares o ricos en arcillas, donde la atenuación corriente abajo va de baja a moderada, lo que también es útil para corroborar los datos de los modelos.

En la Figura 10 se pueden ver las curvas de tiempo versus máxima distancia que mejor representa cada una de las clases de lahares descrita por Pierson, 1998. En la Figura 11 se muestra lo que obtuvo Mizuyama *et al.* (1992) en relación al caudal y máximo volumen de un lahar, dependiendo si este es granular o cohesivo.

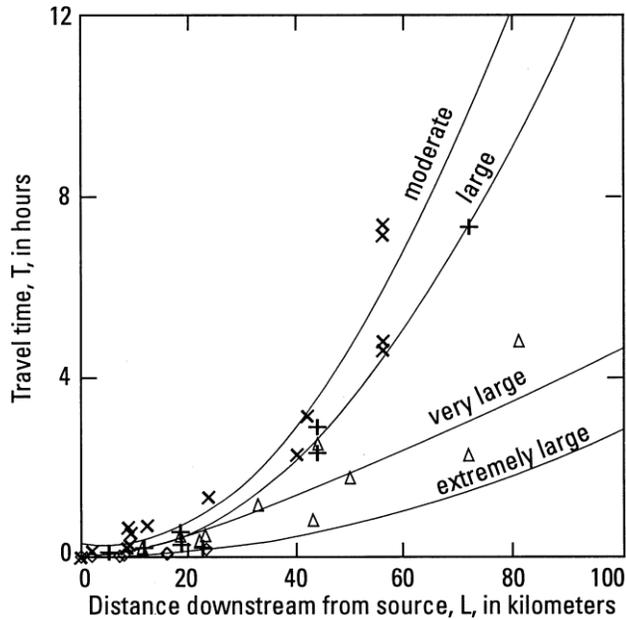


FIGURA 10. CURVAS OBTENIDAS POR PIERSON, 1998, QUE DESCRIBEN MEJOR LA DISTANCIA VERSUS EL TIEMPO. (EXTRAÍDA DE PIERSON, 1998)

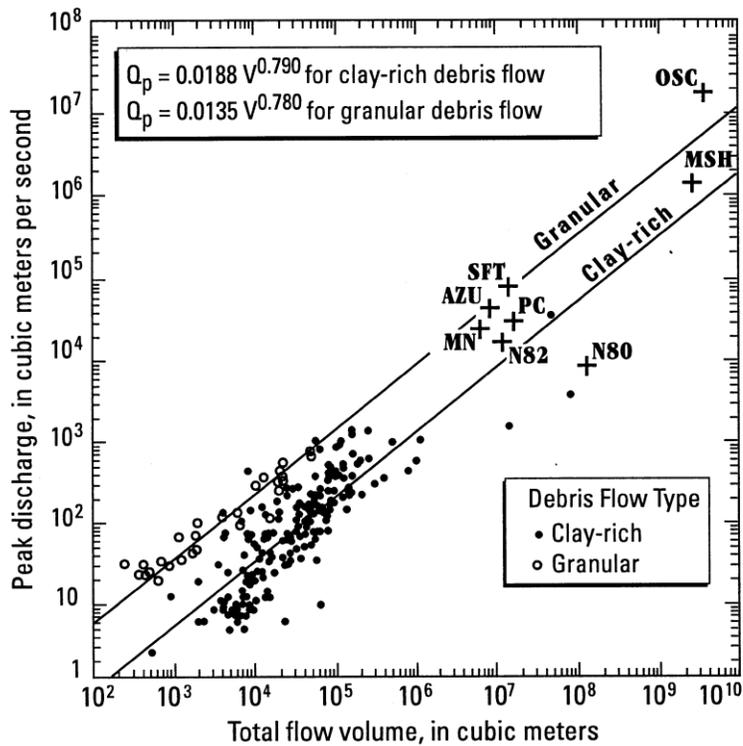


FIGURA 11. RELACIÓN ENTRE EL VOLUMEN DEL FLUJO Y EL CAUDAL MÁXIMO OBTENIDA POR MIZUYAMA *ET AL.* (1992). (EXTRAÍDO DE PIERSON, 1998)

3.1.7 MODELOS NUMÉRICOS PARA LAHARES

Los lahares son flujos no newtonianos, que exhiben *Yield Strength*, y por lo tanto se depositan con espesores apreciables. Debido a que el agua pura no tiene la fuerza suficiente para transportar sedimentos tamaño arena o grava, estos sedimentos simplemente se depositarían. Sin embargo, cuando el agua esta mezclada con la suficiente cantidad de arcillas y limos, la densidad aumenta, y con esto la mezcla desarrolla *Yield Strength*, por lo que ya no se comportara como un fluido newtoniano, y de este modo puede transportar en suspensión grandes cantidades de arena y grava. Cuando los flujos transportan más de 70 a 80 % de sedimentos, la densidad total puede aumentar de 1.6 a 2.1 veces la densidad del agua. Las partículas parcialmente se soportan una con otra durante el transporte evitando la turbulencia. (Pierson *et al.*, 1996)

Los flujos laháricos son flujos que se caracterizan por no ser estables ni uniformes, donde la presión de fluidos varía lateralmente en ellos, la movilidad en el interior del fluido es gobernada por la presión de poros y por la resistencia que genera la parte externa compuestas de granos gruesos, y existe un rango entre la interacción entre granos que va de friccional a colisional (Scott, 1988).

Hay tres modelos para simular la resistencia de un flujo de detritos; el modelo de Bingham, que asume un taponamiento de arcilla rígido; el modelo de Bagnold, que asume colisión entre granos; y, por último, un modelo combinado, que asume el fricción de Coulomb más la perdida de colisiones entre partículas (Iverson, 1997). En la Tabla 2 se muestra cada uno de los modelos con sus respectivas ecuaciones.

TABLA 2: MODELOS QUE MUESTRAN LA FRICCIÓN DE UN FLUJO. (IVERSON, 1997)

Modelo	Ecuación	Parámetros
Estrés de cizalle (Shear strength)	$S = c + \sigma \tan \phi$	S: Strength de cizalle c: Cohesión σ : Stress normal ϕ : Ángulo de fricción interna $\sigma = \sigma - P$ P= presión de poro
Modelo de Bingham	Describe el movimiento de flujos de lodo y arcilla. Se infiere una barra de arcillas rígida. $\tau_b = S + \mu \, du/dt$	τ_b : Resistencia al cizalle del modelos de Bingham S: Shear Strength μ : viscosidad u: velocidad
Modelos de Bagnold	Es importante la colisión entre partículas. $\tau_b = v \rho_s d^2 (du/dt)^2$	τ_b : Resistencia al cizalle del modelo v: Fracción de sólidos ρ_s : Densidad de las

		partículas sólidas d: Diámetro de las partículas u: velocidad
Modelos combinado	Combina el modelo friccional de Coulomb y la pérdida en la colisión entre partículas. $\tau_b = v(\rho_s g h - P) \tan \varphi$	τ_b : Resistencia al cizalle del modelo v: Fracción de sólidos ρ_s : Densidad de las partículas sólidas g: Aceleración de gravedad h: Altura del flujo P: Perímetro del flujo φ : Coeficiente de fricción

Los flujos laháricos se componen de una fase fluida y una fase granular. La fase fluida corresponde a una mezcla de agua y partículas fina, y es la responsable de la resistencia cohesiva de la mezcla. La fase granular está compuesta de partículas de mayor tamaño y determina el comportamiento friccional del flujos. Según estos comportamientos los flujos laháricos se pueden separar en cuatro fases de transformación: avalanchas de detritos, flujos de detritos, flujos hiperconcentrados y flujos de corriente. (Vallance, 2000)

La dinámica de los lahares ha sido modelada con el fin de diseñar simulaciones numéricas que reproduzcan las descargas, la altura del flujo y los tiempos de llegada de estos. En este apartado se muestran los modelos que se efectuaron para simular los lahares del volcán Mount St. Helens de 1980 (Estado de Washington), realizado por Macedonio y Pareschi (1992). Se analizan en particular los casos de Mount St. Helens, por su similitud con los lahares generados en el Volcán Villarrica.

Los flujos de detritos tienen distintos comportamientos reológicos lo que depende de los mecanismos de soporte de los sedimentos. Cuando se tiene un alto contenido de arcillas en la mezcla, una baja tasa de cizalle o el tamaño promedio de los sedimentos es bajo, la fuerza que controla los flujos es la viscosidad. Si se cumplen las condiciones por el contrario, entonces las fuerzas inerciales cumplen el rol como efecto dominante. En el primer caso el flujo se modela con el modelos de Bingham; en el segundo caso el flujo se encuentra en un estado de inercia, donde el modelo dilatante es el más apropiado. Para discriminar entre estos dos casos se utiliza el número de Bagnold, que se obtiene con la ecuación (1)

$$(1) N = \frac{\Lambda^{1/2} \rho_s d^2 \frac{dV}{dz}}{\mu}$$

Donde:

$$\Lambda = \frac{C_m^{1/2}}{C_m^{1/3} - C_s^{1/3}}$$

C_m : Máxima concentración volumétrica

C_s : Promedio de la concentración volumétrica de sedimentos

ρ_s : Densidad de los sedimentos (kg/m³)

d : Diámetro de las partículas (m)

$V(z)$: Velocidad (m)

μ : Viscosidad (Pa s)

Si $N > 450$ se obtiene un flujo con comportamiento inercial, por el contrario si $N < 40$ el flujo tendrá un comportamiento viscoso.

De acuerdo a Takahashi (1981), la concentración de sedimentos dentro de un flujo, que fluye sobre una capa no consolidada, crece hasta alcanzar un valor estable de C_s , en función del ángulo de fricción interno (Φ) de la capa de detritos estática y del ángulo de la pendiente (θ), como se muestra en la ecuación (2).

$$(2) C_s = \frac{\rho_m \tan \theta}{(\rho_s - \rho_m)(\tan \phi - \tan \theta)}$$

Donde:

ρ_s : Densidad de los sedimentos

ρ_m : Densidad del flujo

Esta fórmula que se utiliza solamente en la iniciación del flujo y resulta del balance del estrés entre la base y la capa que se mueve, actualmente presenta una restricción: experimentos de laboratorio demuestran que la concentración volumétrica promedio de sedimentos C_s , no debe ser mayor a $0.9 C_x$, donde C_x es la concentración de granos en la capa estática.

3.1.7.1 Ecuaciones de movimiento

Las ecuaciones de movimiento (balance de masa y momentum) para un flujo de detritos en un canal abierto son las ecuaciones (3) y (4) (Mahmood & Yevjevich, 1975; Takanashi, 1980).

$$(3) \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

$$(4) \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial uQ}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_x - S_f)$$

Donde:

x: Distancia longitudinal a lo largo del serpenteo del cauce
t: Tiempo
A: Corresponde a la sección transversal húmeda
h: Profundidad del flujo
g: Aceleración de gravedad
U: Velocidad promedio
Q: Descarga
S_x: Pendiente del canal

En las ecuaciones (3) y (4) se asume que el volumen del lahar es constante, que la velocidad relativa entre la fase líquida y sólida es despreciable en la dirección del desplazamiento, y la concentración de sedimentos es constante.

La presencia de zonas de descarga y profundidad del flujo rápidamente aumentan, o dicho con otras palabras cuando las soluciones a las ecuaciones (3) y (4) muestran discontinuidades (en estos puntos, las curvas características de las mismas familias se intersectan), requieren un adecuado método de solución numérica. La solución correspondiente a la de un canal plano sin fricción (igualando el lado derecho de la ecuación (4) a cero) con dos profundidades para el flujo, llamadas h_1 y h_2 , separadas por una barrera que simultáneamente será removida, es conocido como el problema del rompimiento de la represa. La razón entre h_1/h_2 determina si el flujo corriente abajo desde la barrera tiene un comportamiento subcrítico o supercrítico. Para valores altos de h_1/h_2 , el flujo corresponde a uno supercrítico y el salto hidráulico puede ser alto para la captura.

3.2 SIMULACIÓN DE LAHARES

3.2.1 MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL (DEM, SEGÚN SU SIGLA EN INGLÉS)

3.2.1.1 DEM con curvas de nivel cada 30 m

Este DEM fue realizado por Castruccio (2008) y se obtuvo de la interpolación de las curvas topográficas del Instituto geográfico militar a escala 1:50.000 y curvas de nivel cada 25 a 50. La interpolación se efectuó a través del programa comercial ArcGIS 9.1, donde se escogió una resolución espacial cada 30 m, que es la separación espacial promedio de las curvas. En la Figura 12 se muestra el *Hillshade* del DEM con curvas de nivel cada 30 m.

Las hojas topográficas utilizadas fueron (todas a escala 1:50.000): G103, Pucón; G104, Villarrica; G112, Pullingue; G113, Liquiñe.

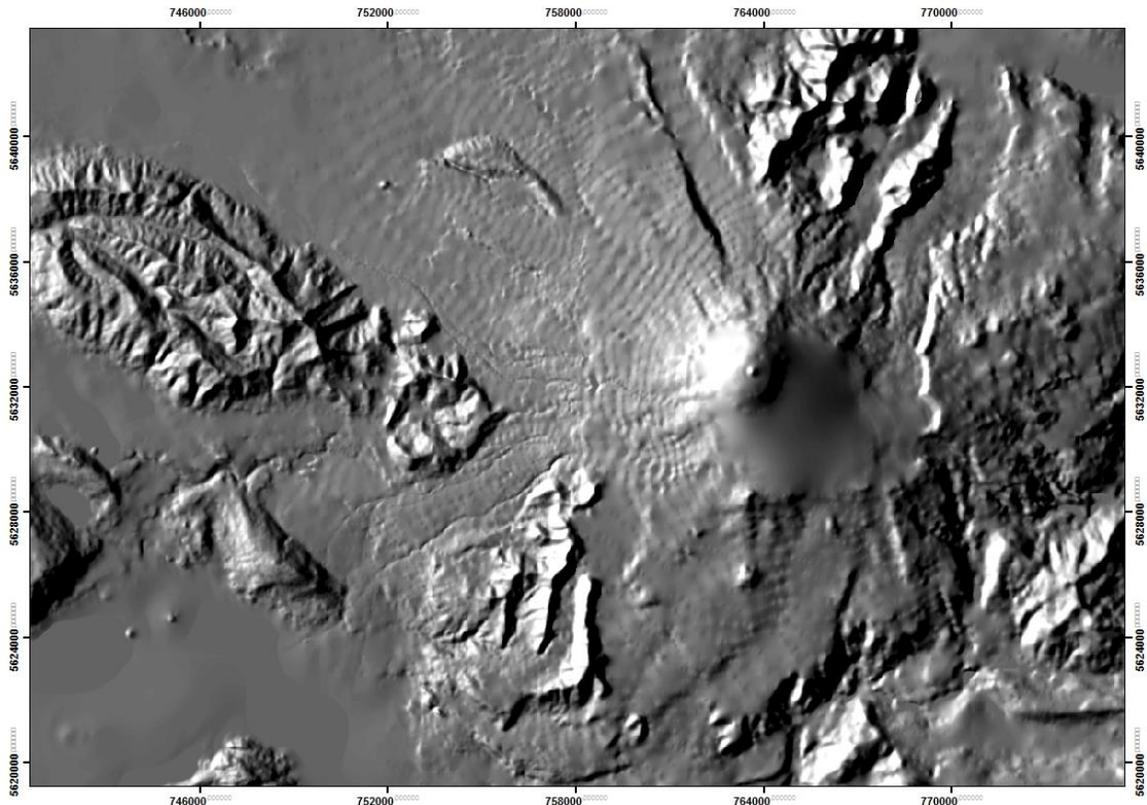


FIGURA 12: HILLSHADE DEL DEM TOPOGRÁFICO CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M.

3.2.1.2 DEM con curvas de nivel cada 10 m

El DEM con curvas de nivel cada 10 m fue realizado por la empresa consultora Cruz y Davila Ingenieros Consultores, y fue construido a través del *software* Orthoengine de PCI, que utiliza la información vectorial generada por restitución. Para obtener el DEM se interpolaron las curvas de nivel, puntos y líneas de altura variada, como por ejemplo el drenaje, con el fin calcular el valor de altura que le corresponde a cada pixel de la imagen resultante. Este software utiliza información RASTER, por lo que el modelo digital de terreno tiene formato de imagen con valores de pixel que representan las diferencias de altura existentes en la realidad. El valor del pixel es de formato entero (métrico) 16 bit para el caso del DEM, para ortorrectificar fotos a escala 1:40.000¹. En la Figura 13 se muestra el *Hillshade* del DEM con curvas de nivel cada 10 m del sector de Pucón.

¹ Extraído de Informe Final Construcción Mitigación Riesgos Volcánicos y Geológicos asociados, Etapa1: levantamiento Base Cartográfica, Comunas de Villarrica Pucón y Currarrehue, IX Región.

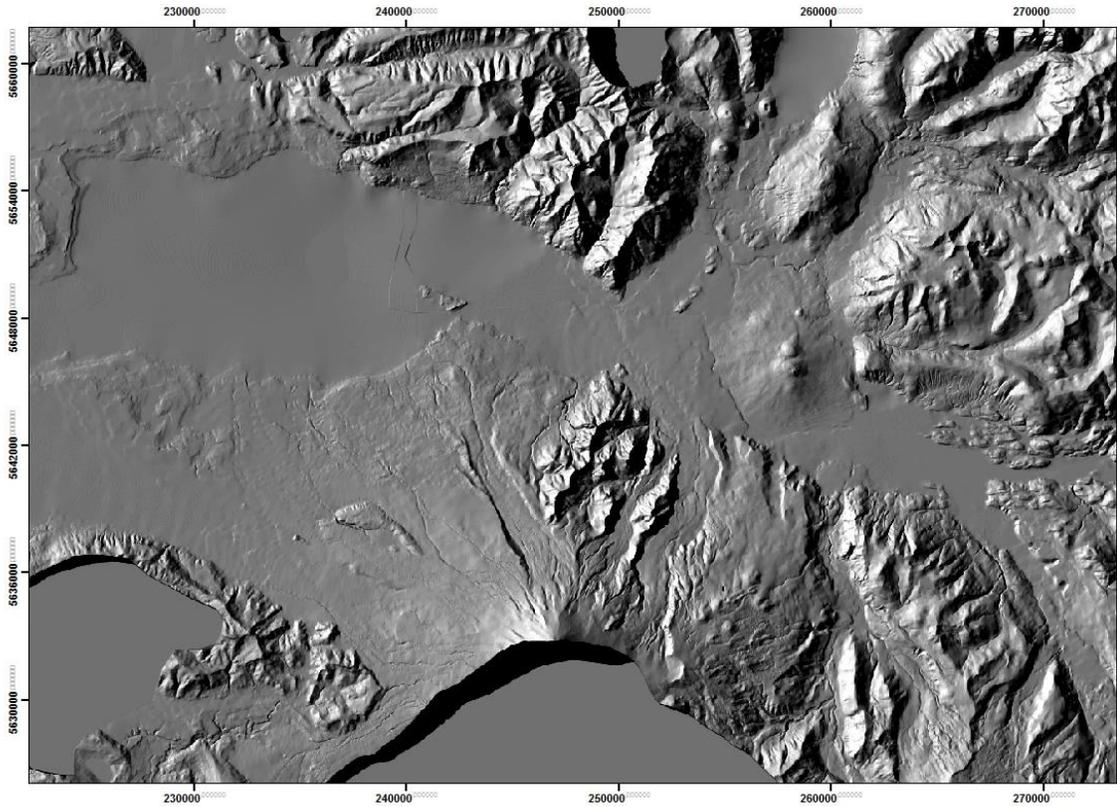


FIGURA 13: HILLSHADE DEL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

3.2.1.3 Comparación de los DEMs con los datos de terreno

En esta sección se realizó un análisis comparativo entre los modelos de elevación de terrenos utilizados y los datos obtenidos en terreno, con el objetivo de cuantificar las diferencias y tratar correctamente la información de las simulaciones que se efectuaron en los programas computacionales.

En este trabajo se utilizaron dos modelos de elevación digital topográficos para las simulaciones, uno con curvas de nivel cada 30 m (DEM BR) y otro con curvas de nivel cada 10 m (DEM AR). En la Figura 14 se aprecia las diferencias de altitud entre ambos modelos de elevación de terreno, donde las mayores diferencias ocurren en los lugares con las pendientes más pronunciadas. La máxima diferencia de altitud entre ambos modelos es de 177 m. En la Figura 15 se muestran los mapas de pendientes de ambos DEM, en donde se identifican las zonas de mayores pendientes con tonos azules. Se observa que estas zonas con tonos azules del mapa de pendientes (recuadros rojos) coinciden con las zonas achuradas en rojo en el mapa de diferencias de altitud (recuadro rojo), donde las diferencias son mayores.

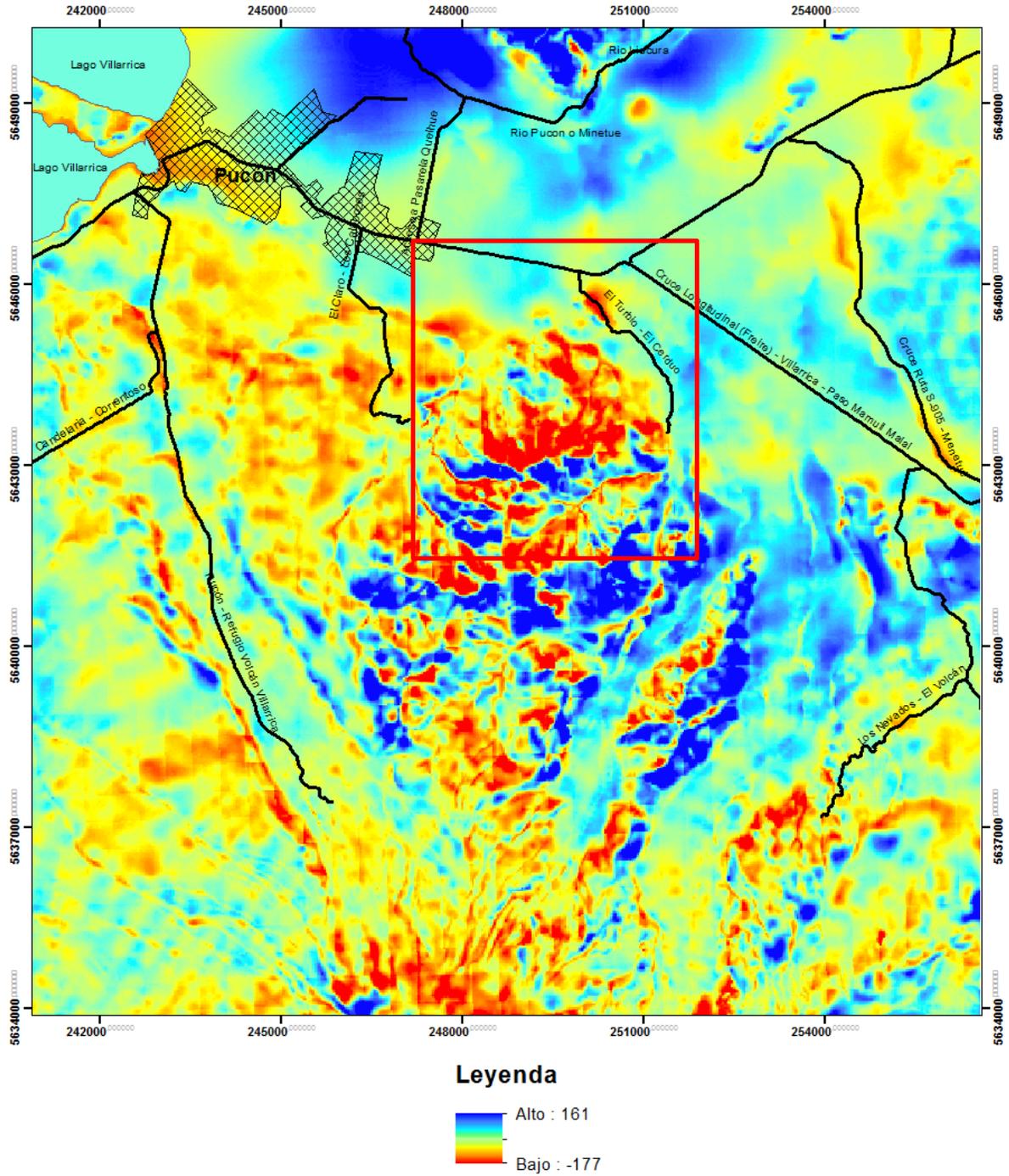


FIGURA 14: DIFERENCIAS DE ALTITUD ENTRE EL DEM TOPOGRÁFICO CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

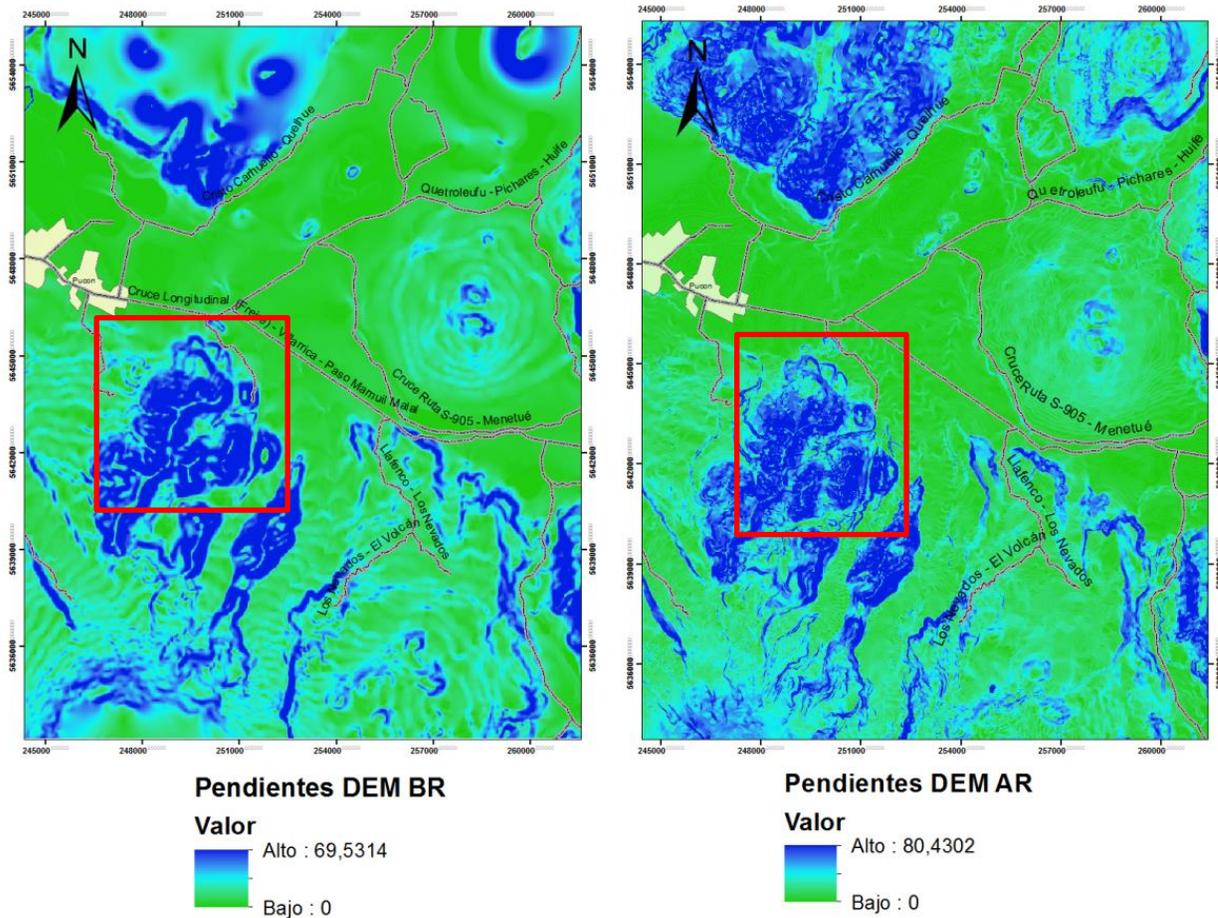


FIGURA 15: MAPAS DE PENDIENTES DE AMBOS DEMS. EL MAPA DE LA IZQUIERDA SE EFECTUÓ CON EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M (DEM BR) Y EL DE LA DERECHA SE REALIZÓ CON EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M (DEM AR).

En las Figuras de la 17 a la 23 se comparan los perfiles realizados en el DEM BR (en rojo) y el DEM AR (en azul) realizados en 7 sitios, 5 a lo largo del estero Zanjón Seco y 2 en el río Turbio, como se muestra Figura 16. Se eligieron estas trazas para los perfiles, debido a que en terreno se estimaron las secciones transversales de los cauces en estos lugares. Además, en cada gráfico se muestran con líneas verdes y naranjas los límites que se consideraron para delimitar las áreas de las secciones transversales en ambos DEMs. En verde para el caso del DEM AR y en naranja para el DEM BR.

Se observa que en los perfiles del DEM AR la incisión de los cauces esta mejor delineada en comparación con los del DEM BR, en consecuencia, es más fácil reconocer los cauces en el DEM AR. Esta diferencia entre ambos DEMs, se debe a la resolución que tiene cada uno de ellos, que determina el espaciamiento entre las curvas de nivel, que son la información base con la que se construyen los modelos de elevación de terreno. En el de alta resolución se notan los pequeños cambios que sufre la topografía. En cambio, en el de baja resolución no se perciben, debido a que es mayor la distancia entre una curva y otra, y se pierde información al tener un mayor espaciamiento entre estas. Todo esto afecta los resultados de las simulaciones, pues los DEMs son la información topográfica con la que se determina la

dirección de los flujos a través de los cauces más probables, y si estos no están bien demarcados los rumbos que tomen los flujos pueden comportarse de manera distinta en ambos DEMs.

En general se observa que la mayoría de los perfiles del DEM BR siguen las mismas tendencias que los del DEM AR, aunque en este último al tener una mejor resolución se muestran una mayor cantidad de detalles, como se explicó en el párrafo anterior. En particular, en el caso del perfil 6 (Figura 22) se observa que en el sector derecho de este perfil, el DEM de alta resolución mantiene una misma altura, al contrario, el de baja resolución se eleva, formando un pequeño montículo. Si se ubica el lugar donde se realizó el perfil en el mapa de diferencias a altitud (Figura 14), se observa que las diferencias entre ambos DEMs son altas en este sector (aproximadamente de 100 m). Si se ubica el lugar por donde pasa el perfil en los mapas de pendientes de ambos DEMs (Figura 16), se observa que este se encuentra en zonas con variaciones bruscas de pendiente, que coincidirían con las zonas con mayores diferencias de altitud. Con esto se corrobora que las diferencias de altitud mayores se sitúan en zonas de cambios de pendiente brusco.



FIGURA 16: MAPA DONDE SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LAS SECCIONES TRANSVERSALES REALIZADAS EN TERRENO Y EN LOS DEMs.

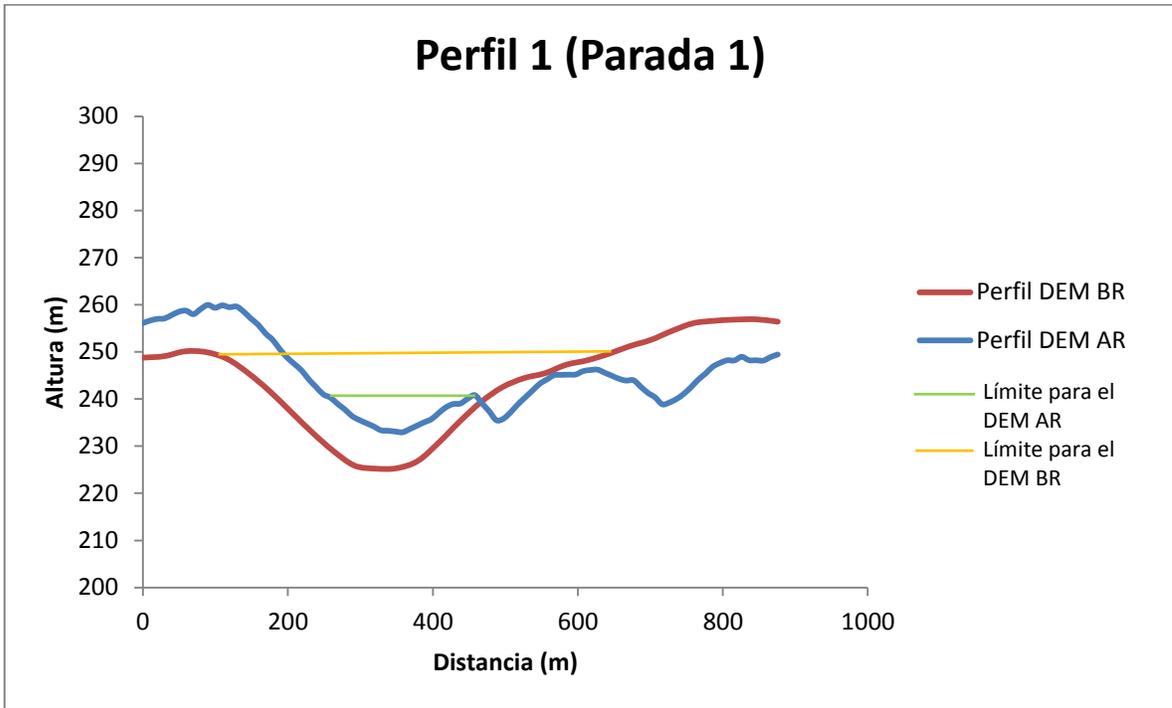


FIGURA 17: PERFIL 1. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

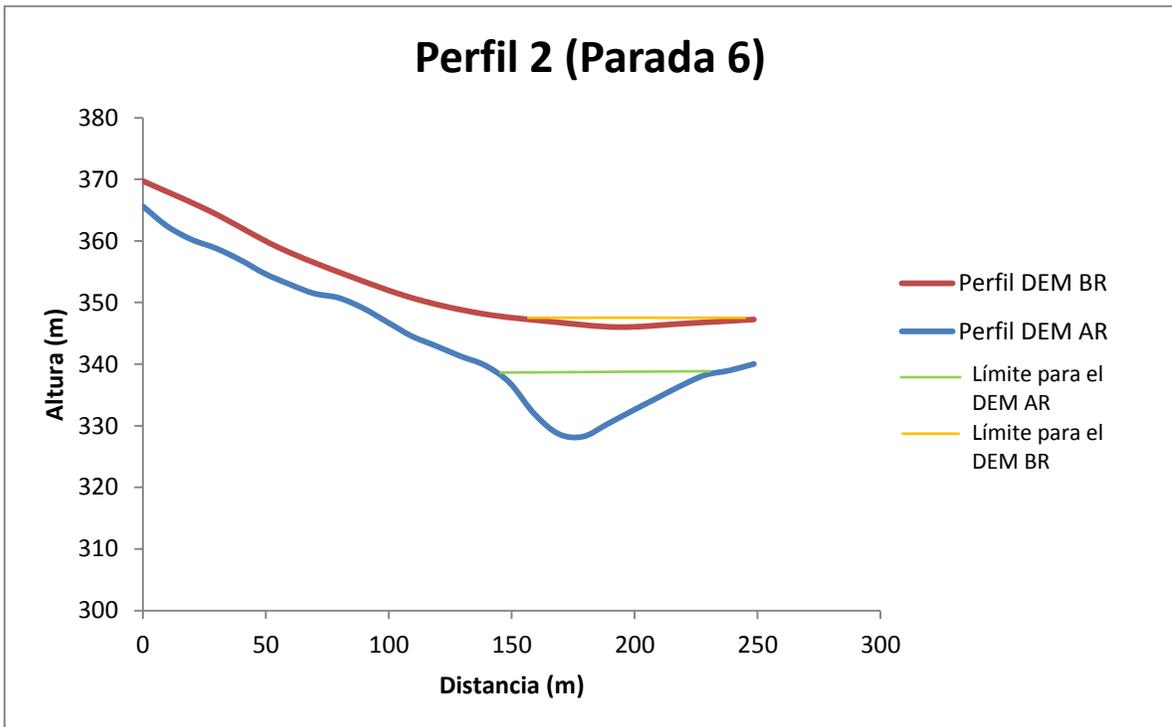


FIGURA 18: PERFIL 2. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

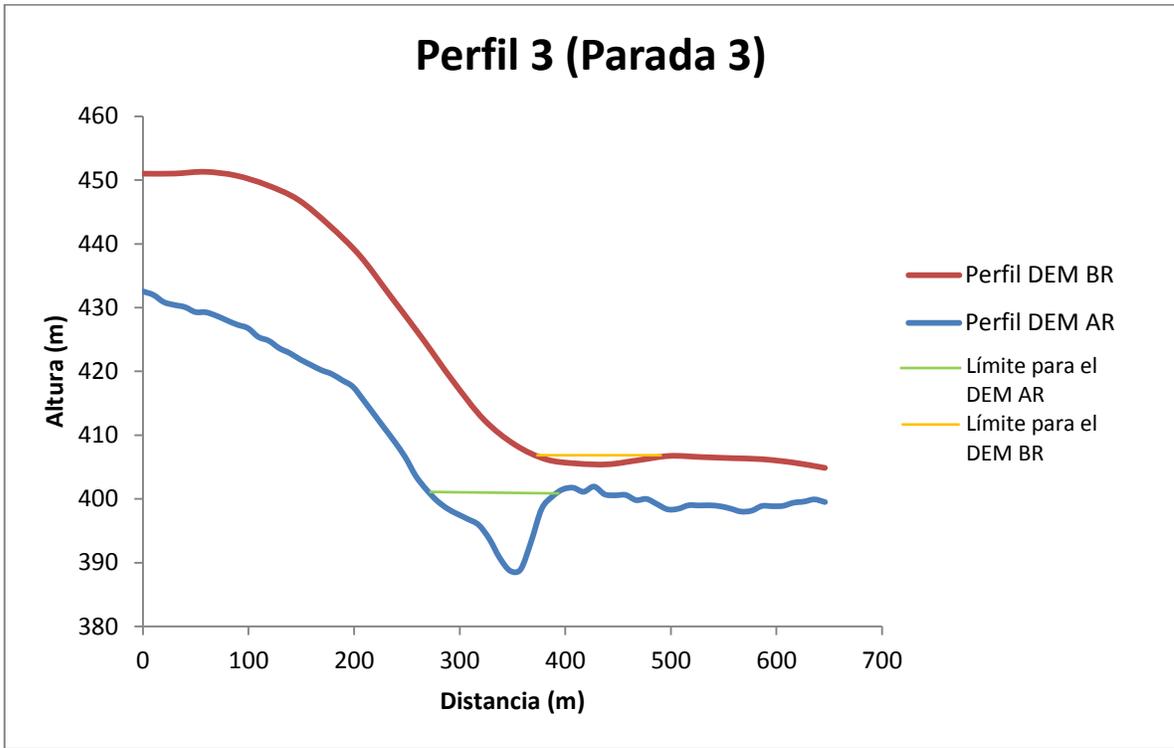


FIGURA 19: PERFIL 3. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

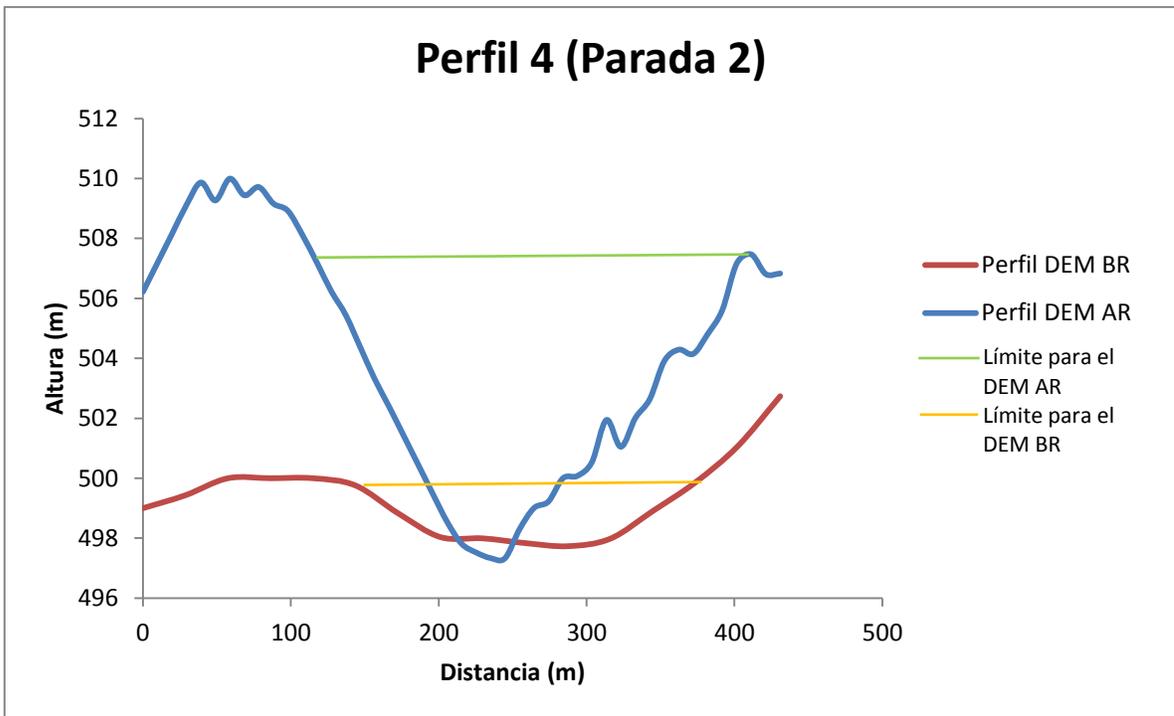


FIGURA 20: PERFIL 4. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

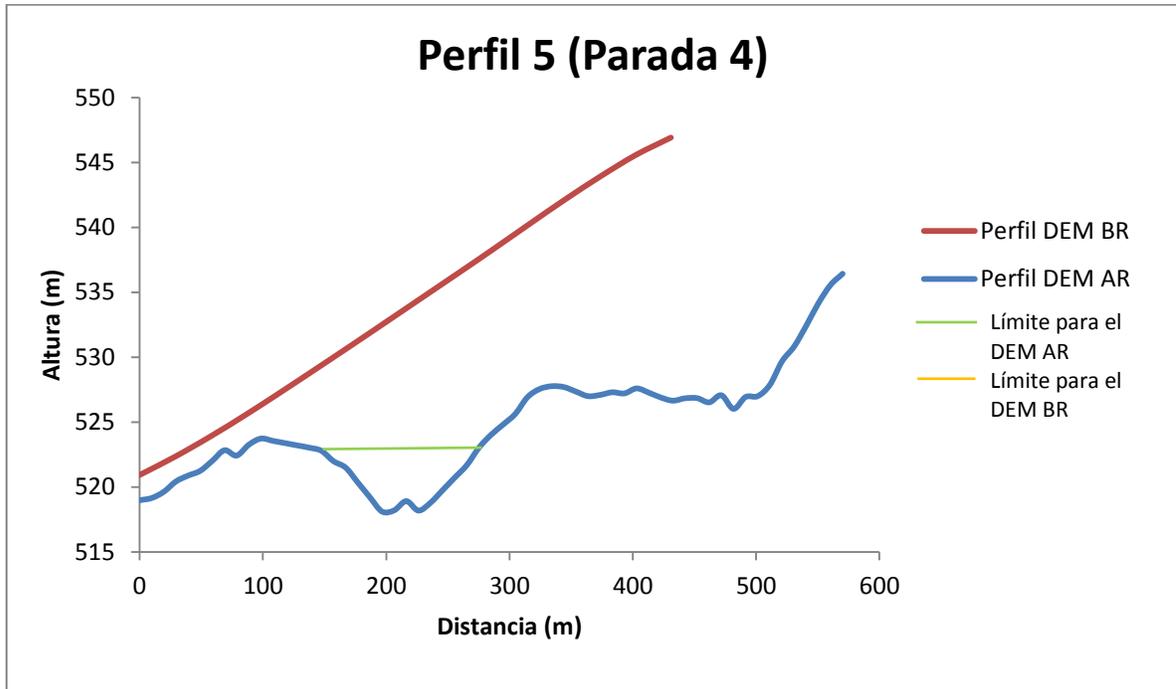


FIGURA 21. PERFIL 5. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

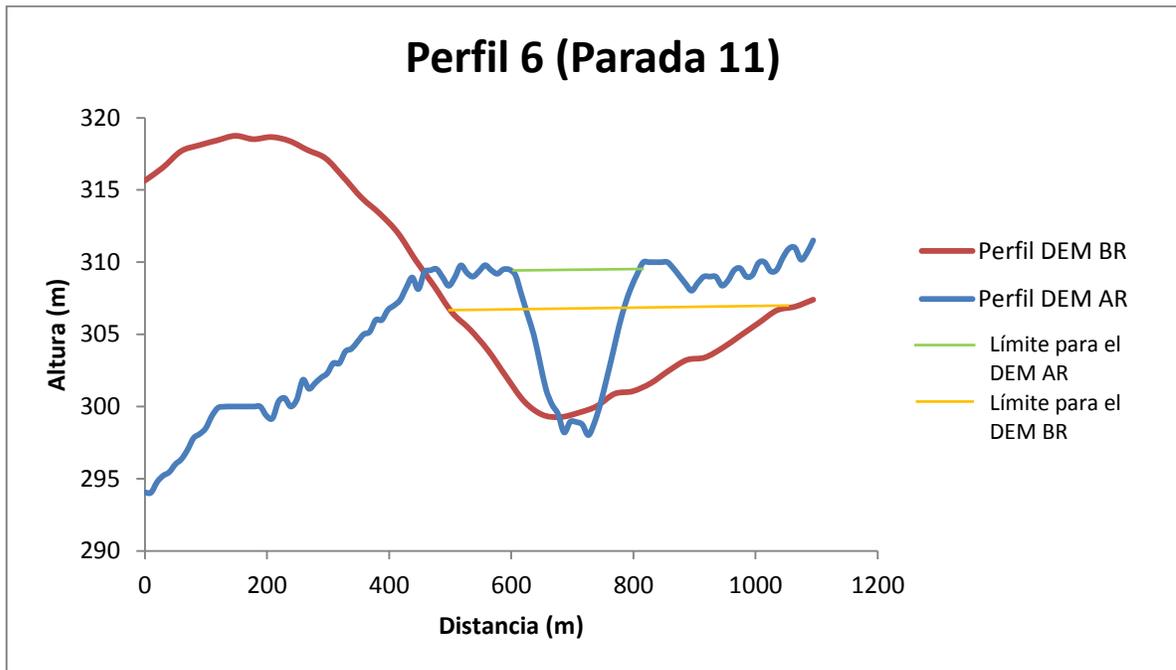


FIGURA 22: PERFIL 6. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

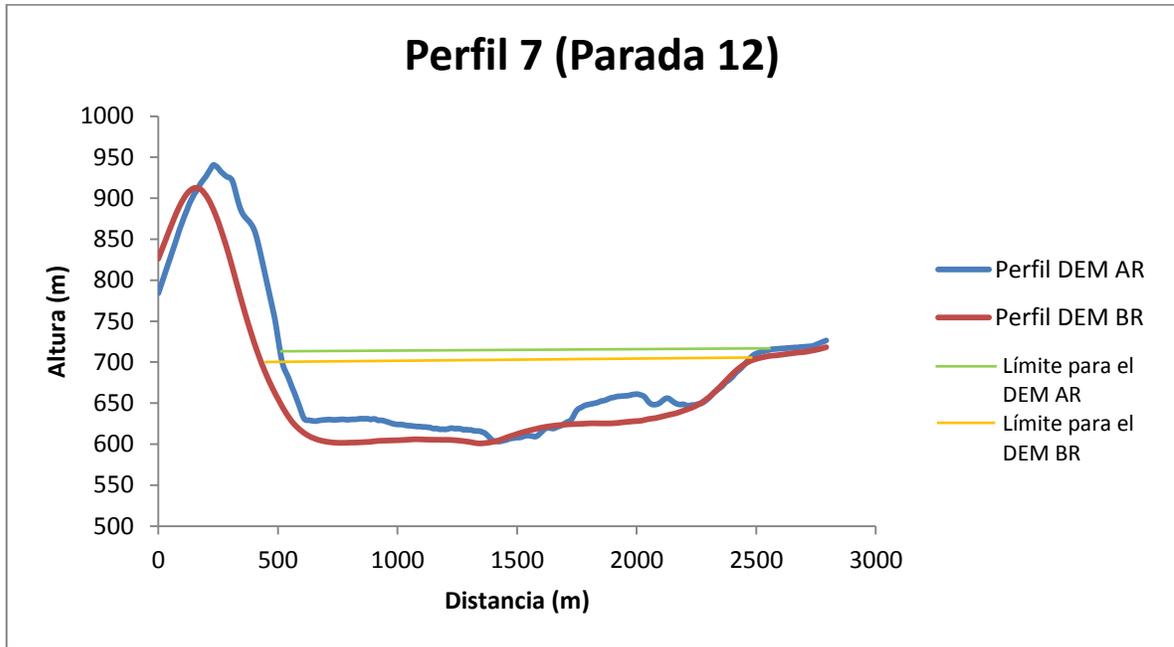


FIGURA 23: PERFIL 7. EN ROJO EL PERFIL HECHO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M Y EN AZUL EL PERFIL REALIZADO EN EL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M.

En la Tabla 3 se muestran las áreas de las secciones transversales calculadas en los perfiles de ambos DEMs, y las obtenidas en terreno. Se observa que los valores de las áreas obtenidas en terreno son sustancialmente inferiores a las obtenidas de los DEMs. Entre los DEMs, también se observan diferencias significativas entre las áreas obtenidas en cada uno de los perfiles, en especial en los perfiles 1, 2, 3 y 4. Las mayores diferencias entre los datos de terreno y los calculados en los DEMs se producen en los perfiles 6 y 7.

TABLA 3: ÁREAS TRANSVERSALES DE LOS PERFILES QUE SE EFECTUARON CON LOS DATOS DE TERRENO Y DE LOS DEMS

	Datos terrenos			DEM Topográfico (Curvas cada 30 m)			DEM con curvas cada 10 m		
	Profundidad (m)	Ancho (m)	Área transversal (m ²)	Profundidad (m)	Ancho (m)	Área transversal (m ²)	Profundidad (m)	Ancho (m)	Área transversal (m ²)
Perfil 1	6,6	16	105,6	24	460	5520	6	80	240
Perfil 2	8	22	176	1	100	100	11	80	400
Perfil 3	3,5	22	77	1	100	100	14	120	840
Perfil 4	12,24	75	918	2,5	240	600	10,5	280	1470
Perfil 5	4	81	324	-	-	-	5	120	300
Perfil 6	5	151	755	7	520	1820	10	200	2400
Perfil 7	30	113	3390	100	2000	200000	100	2000	200000

Para saber el porqué de estas diferencias, se debe considerar el cómo se obtuvieron las áreas transversales en cada perfil. Las secciones obtenidas en terreno se aproximaron a un rectángulo, mientras que las áreas calculadas en los DEMs se aproximaron a triángulos o rectángulos dependiendo de la forma de la incisión del cauce en cada uno de los perfiles obtenidos de los DEMs. Si se comparan las secciones obtenidas de ambos DEMs, se puede notar que es más fácil obtener una aproximación real del ancho y del alto de la sección transversal del cauce en el DEM de alta resolución (DEM AR), mientras que en el de baja resolución (DEM BR) es difícil determinar estos parámetros, por lo que las aproximaciones de las áreas transversales son más inexactas. En particular, en el caso del perfil 5 en el DEM BR no se identifica la incisión del cauce.

Las diferencias en las secciones transversales obtenidas de los perfiles efectuados en los DEMs y las obtenidas en terreno, se deben principalmente al límite que se estableció en los perfiles de los DEMs para determinar dicha área. Esto se puede ejemplificar como se muestra en la Figura 24, donde cada línea horizontal representa el límite desde donde se determina la sección transversal. Se puede notar que las diferencias entre las áreas obtenidas con cada una de estas delimitaciones pueden variar de unas decenas a centenas de metros. En este estudio, en todos los casos, se consideró como límite la línea que abarcaba la mayor área de la incisión principal para ambos DEMs, como se exhibe con líneas verdes y naranjas en las Figuras de la 17 a la 23.

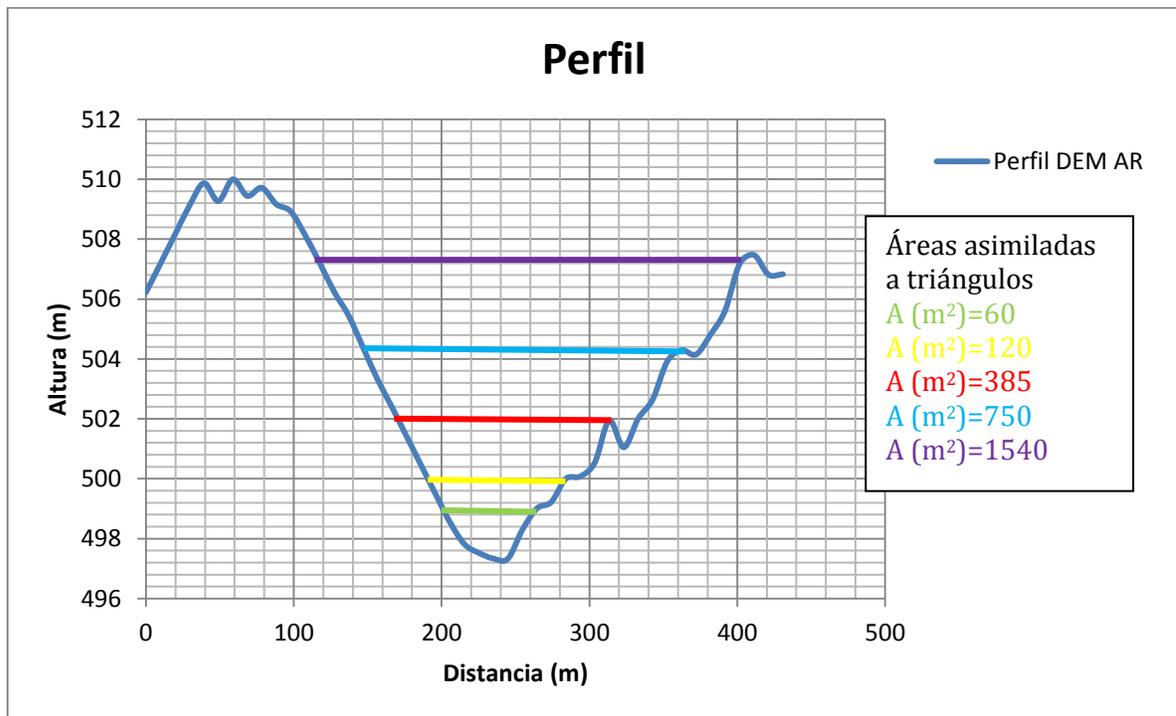


FIGURA 24: DISTINTAS ÁREAS OBTENIDAS DEPENDIENDO DESDE DONDE SE CONSIDERA EL FIN DE LA DELINEACIÓN DEL CAUCE.

Por otro lado están los errores asociados a la ortorrectificación de los modelos de elevación digital, asociado al método que se usó para su creación, los datos utilizados, la resolución de la información y el programa utilizado. Se ha demostrado en trabajos como los de Pérez & Francois (2009) y Rosatto *et al.* (2011), que la resolución del los DEM afecta la calidad de estos, y los errores pueden variar de unos pocos metros a decenas de metros. Los errores también dependen de los métodos interpolación para la ortorrectificación, lo que depende del programa computacional que se ocupe. En el caso de ARC/INFO, del *software* ARCGIS, si es que se tiene curvas cada 50 m la resolución óptima es de 30 m, en este caso para el DEM BR se usaron curvas cada 25 y 50 m, por lo que la resolución es la idónea. El menor error es de 7 m y el máximo error puede variar en un par de decenas de metros dependiendo el tipo de información que se ocupe para su creación. En el caso del *software* Orthoengine se pueden utilizar varios métodos de ortorrectificación, pero sin importar la metodología que se ocupe los errores están asociados principalmente a la resolución de las grillas que se utilicen, entre mejor sea esta mejoran el índice de la calidad altimétrica.

Otro aspecto que se comparó entre los DEMs, fue el talweg de los cauces en estudio (Figuras de la 25 a la 27). Los perfiles longitudinales de los tres cauces muestran las mismas tendencias en ambos DEMs. Sin embargo, hay sutiles diferencias, en el DEM de baja resolución no se observa el mismo nivel de detalle que en el DEM de alta resolución. De hecho, en el talweg del Estero Zanjón Seco del DEM de alta resolución se observan algunos pequeños altos topográficos que no se ven el DEM de baja resolución, lo que puede afectar de manera muy local el comportamiento de los flujos que pasen por ahí. En los ríos Turbio y Pedregoso las diferencias entre ambos DEMs no son tan considerables, como en el caso del Zanjón Seco.

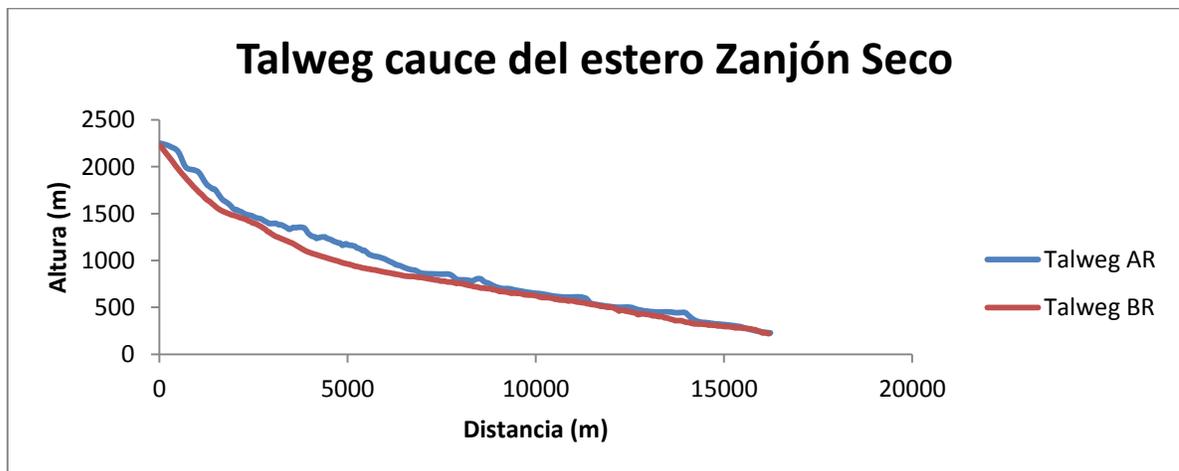


FIGURA 25: TALWEG DEL CAUCE ZANJÓN SECO.

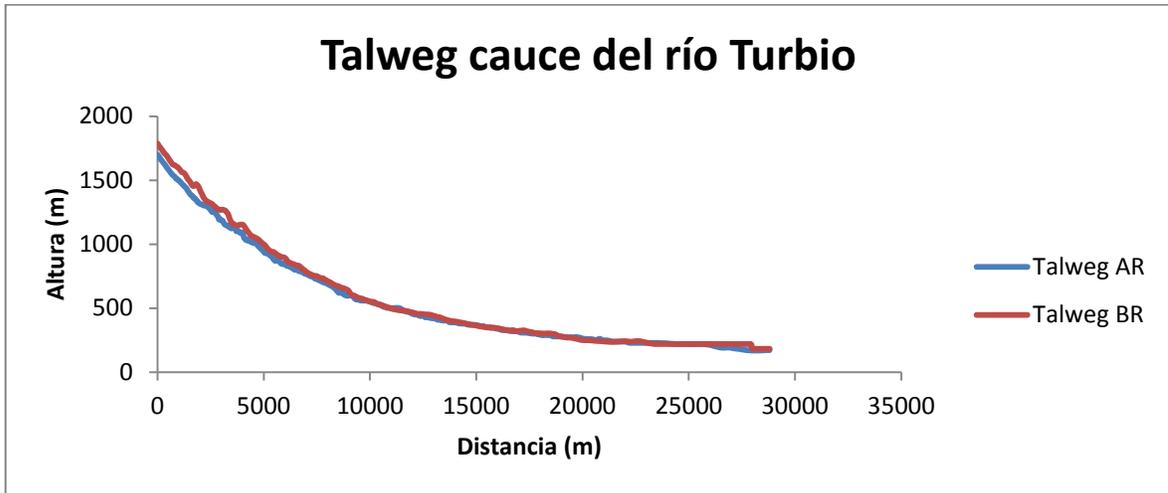


FIGURA 26: TALWEG DEL CAUCE DEL RÍO TURBIO.

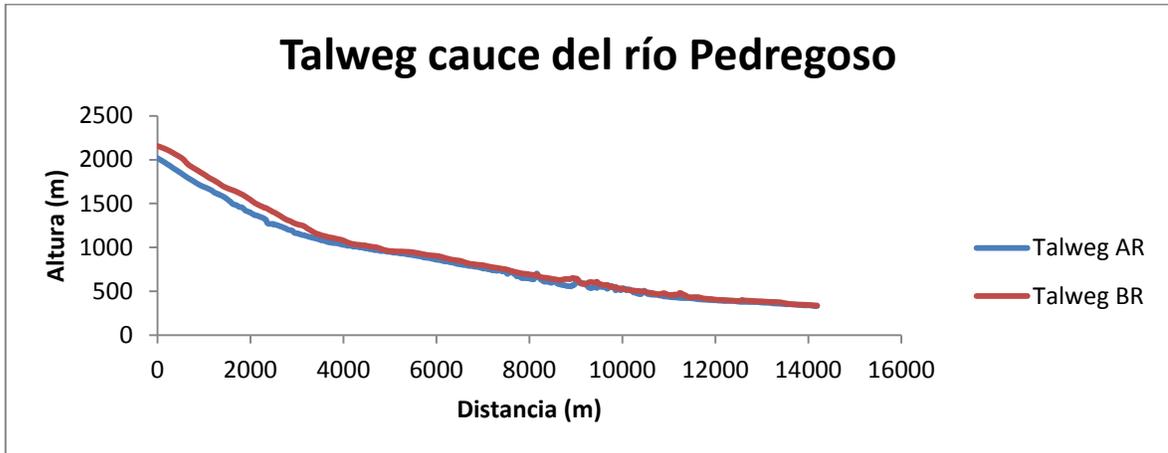


FIGURA 27: TALWEG DEL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO.

Por último, se analizaron las diferencias entre las redes hidrológicas generadas en el DEM con curvas de nivel cada 10 m (alta resolución) y el DEM con curvas de nivel cada 30 m (baja resolución). En la Figura 28 las líneas azules representan las redes obtenidas del DEM de baja resolución (BR) y las líneas rojas representan las redes obtenidas del DEM de alta resolución (AR). Se puede notar que en el DEM de baja resolución se observa una menor densidad de redes, en comparación con la densidad de redes que se observa en el DEM de alta resolución. Además, se observa en el DEM de alta resolución, que en las zonas con alta pendiente las redes describen mejor los cauces que las redes del DEM de baja resolución. Sin embargo, en las llanuras las redes obtenidas del DEM de alta resolución se dispersan erráticamente y en varios tramos no se sigue el cauce original, como sí se puede hacer con el DEM de baja resolución.

Marco Teórico

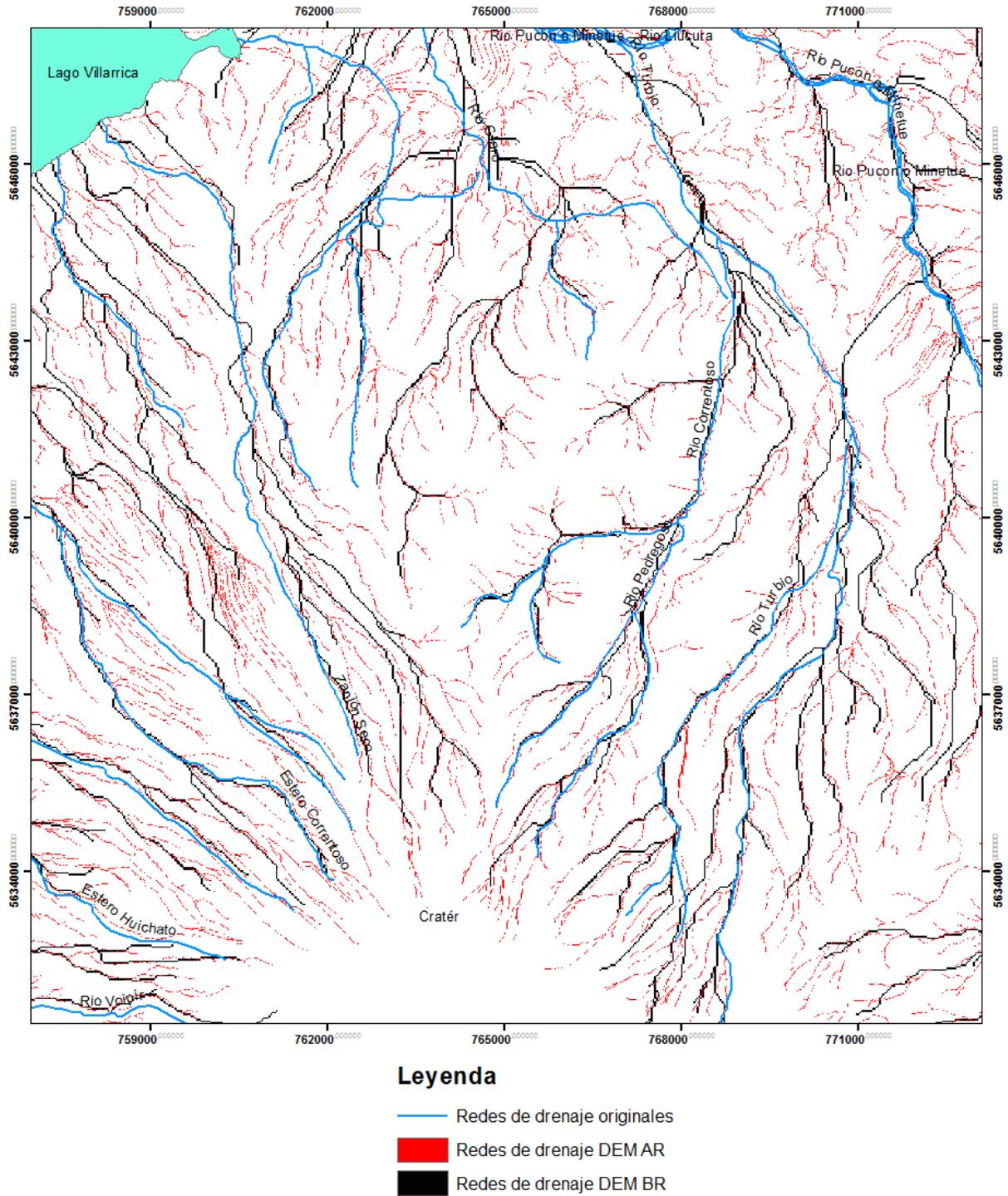


FIGURA 28: REDES HIDROGRÁFICAS DE AMBOS DEMS. EN ROJO, REDES OBTENIDAS DEL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 10 M Y, EN NEGRO, LAS REDES HIDROGRÁFICAS OBTENIDAS DEL DEM CON CURVAS DE NIVEL CADA 30 M. ADEMÁS, EN CELESTE SE MUESTRAN LOS CAUCES REALES.

3.2.2 LAHARZ

3.2.2.1 Ecuaciones de simulación

LAHARZ es un programa que combina el análisis estadístico y análisis de escala de la cinemática de los lahares para el desarrollo de ecuaciones semiempíricas, que predicen las secciones transversales (A) y planimétricas de inundación (B) de un lahar. En el trabajo de Iverson *et al.* (1998) se detalla cómo se obtienen las ecuaciones de simulación del programa LAHARZ, la parte física y la parte estadística, que se explican en detalle a continuación.

En la parte física se determinaron las relaciones entre los volúmenes y las secciones planimétricas y transversales en función de volumen ($A=CV^{2/3}$ y $B=cV^{2/3}$), y en la parte estadística de este modelos se estimaron los coeficientes que están involucrados en estas ecuaciones (C y c), por medio de los datos de volumen, descarga, secciones transversales, áreas de inundación y velocidad promedio de los lahares.

3.2.2.1.1 Análisis físico y de escala

3.2.2.1.1.1 Sección Transversal (A)

Para la determinación de la relación entre la sección transversal A y el volumen V, se utiliza la ecuación 1, que es la conservación de masa de un lahar, lo que implica que hay conservación de volumen.

$$(1) V = \int_T Q(t)dt = KQ_{max}T$$

Donde V es el volumen total de un lahar, Q(t) es la descarga volumétrica en la sección transversal en la que el lahar pasa, t es el tiempo, T es el tiempo total que se requiere para que el lahar pase por dicha sección transversal, y por último K es un parámetro adimensional que determina la forma del hidrógrafo del lahar, los valores plausibles para este parámetro son entre $0 < K \leq 1$, pero los valores de $K \sim 1/2$ son los más apropiados para flujos de detritos (Iverson, 1997). De las ecuaciones, relaciones y de una serie de manejos algebraicos se obtiene la relación de A con el volumen, que se muestra en la ecuación 2.

$$(2) Q_{max} = A_{max}U$$

Donde: U es la velocidad promedio del lahar, y se puede escalar en el caso que el valor del talweg del valle es inferior a los 10° como $U \sim \sqrt{gR}$; donde R es el radio hidráulico del valle de inundación, y se puede expresar como $R=A/P$; A es la sección transversal del valle; y, P es el perímetro del valle mojado por el lahar. Con el escalamiento de la velocidad y la ecuación 2 se genera el escalamiento de la máxima descarga $Q_{max} \sim A_{max}\sqrt{gR}$. Con esta

aproximación de escala se define el máximo dimensional de descarga, como se muestra en la ecuación 3.

$$(3) Q_{max}^* = \frac{Q_{max}}{A_{max}\sqrt{gR}}$$

De la ecuación 3 surge el largo de escala $\sqrt{A_{max}}$ como contraparte a la velocidad de escala, \sqrt{gR} . A su vez, la característica de la escala de tiempo resulta en el cociente de las escala de largo y de velocidad, $\sqrt{A_{max}}/\sqrt{gR}$. Con la escala de tiempo se define las dimensiones de la duración del lahar en una sección transversal, como se muestra en la ecuación 4.

$$(4) T^* = \frac{T}{\sqrt{A_{max}}/\sqrt{gR}}$$

La relación entre A_{max} y el volumen de lahar resulta de la unión de las ecuaciones 1, 3 y 4, con lo que se obtiene la ecuación 5.

$$(5) V^* = \frac{V}{A_{max}^{3/2}} = KQ_{max}^*T^*$$

Considerando $C = (KQ_{max}^*T^*)^{-2/3}$, la ecuación (5) se puede expresar como se muestra en la ecuación 6.

$$(6) A = CV^{2/3}$$

Si se asume que C es constante, es similar a asumir que los hidrógrafos del lahar tienen formas constantes, entonces $A \sim V^{2/3}$.

3.2.2.1.1.2 Área planimétrica de inundación (B)

Según Iverson *et al.* (1998) para delimitar las zonas de inundación se debe utilizar otra ecuación además de la que relaciona la sección transversal (A) con el volumen, o sino el lahar no se detendría jamás. En vez de esto, el lahar a medida que avanza va perdiendo momentum y se detiene formando depósitos.

Para la obtención de una ecuación que relacione el volumen de un lahar con las áreas de inundación de este, se asume que el volumen del lahar se mantiene constante, a pesar, de que los lahares pierdan o ganen sedimentos o agua, en el transcurso corriente abajo. Estos generalmente crecen en las partes más pronunciadas, y no dejan muchos depósitos hasta que llegan a las llanuras de los valles, por lo que es una buena aproximación considerar el volumen constante. Entonces si se asume que el volumen es constante, el volumen se puede relacionar con la geometría del patrón de inundación, como se muestra en la ecuación 7.

$$(7) V = \int_B h d\beta = \bar{h}B$$

Donde: β son los elementos infinitesimales del patrón de inundación planimétricos del lahar, B es el área total de inundación planimétrica del lahar, y h es el espesor del lahar normal a la superficie donde se emplaza.

De esta ecuación se puede simplificar $\bar{h} \sim B^{1/2}$, que se puede aplicar a cualquier tipo patrón de inundación del lahar, sin importar el tamaño o la forma. Aunque hay casos en que los patrones difieren significativamente, por lo que si se cumple que \bar{h}/\sqrt{B} es aproximadamente constante, entonces se puede aplicar que $\bar{h} \sim B^{1/2}$. Usualmente, se tiene que $\bar{h}/\sqrt{B} \ll 1$, esto significa que el patrón de inundación y sus depósitos son principalmente tabulares, por eso se puede adoptar que $\varepsilon = \bar{h}/\sqrt{B}$, y asumir que ε es una constante pequeña. De este modo si se substituye $\bar{h} = \varepsilon/\sqrt{B}$ en la ecuación (7), esta ecuación se puede reescribir como se muestra en la ecuación 8.

$$(8) B = cV^{2/3}$$

Donde $c = \varepsilon^{-2/3}$ es una constante hipotética, en la que se cumple que $c \gg 1$. Finalmente, se obtiene la ecuación esperada donde se relaciona el volumen de un lahar con el área planimétrica de inundación de esta.

3.2.2.1.2 Análisis estadístico

Del trabajo de Iverson *et al.* (1998) se obtienen las ecuaciones 9 y 10, que muestran una dependencia lineal entre $\log A$ y $\log B$ con $\log V$, esto se ve reflejado en las Figuras 29 y 30, donde se obtienen coeficientes de determinación (R^2) sobre 0.9, lo que corrobora la fuerte dependencia entre la sección transversal (A) con el volumen de un lahar, y el área de inundación planimétrica (B) con el volumen del mismo lahar. Las curvas de las Figuras 29 y 30 fueron construidas utilizando los datos de la Tabla 4.

$$(9) \log A = \log C + \frac{2}{3} \log V$$

$$(10) \log B = \log c + \frac{2}{3} \log V$$

Finalmente, se obtiene de este trabajo que las mejores ecuaciones que predicen las secciones transversales y de inundación por lahares son las 11 y 12.

$$(11) A = 0.05V^{2/3}$$

$$(12) B = 200V^{2/3}$$

Marco Teórico

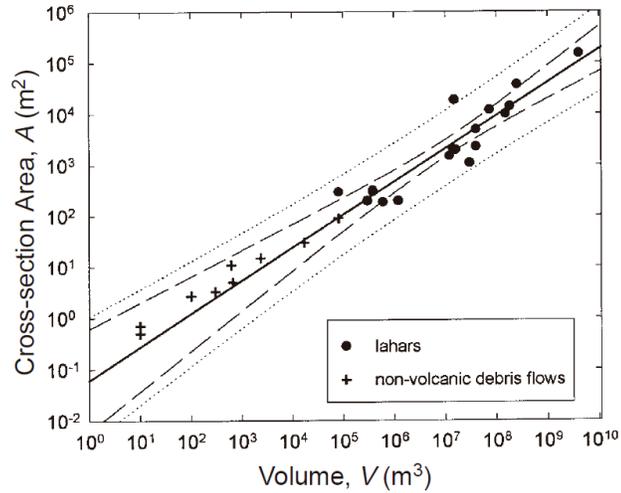


FIGURA 29: GRÁFICO LOGLOG QUE MUESTRA LA FUERTE DEPENDENCIA LINEAL ENTRE LAS SECCIONES TRANSVERSALES Y VOLÚMENES DE DISTINTOS LAHARES Y FLUJOS DE DETRITOS NO VOLCÁNICOS. (EXTRAÍDO DE IVERSON *ET AL.*, 1998)

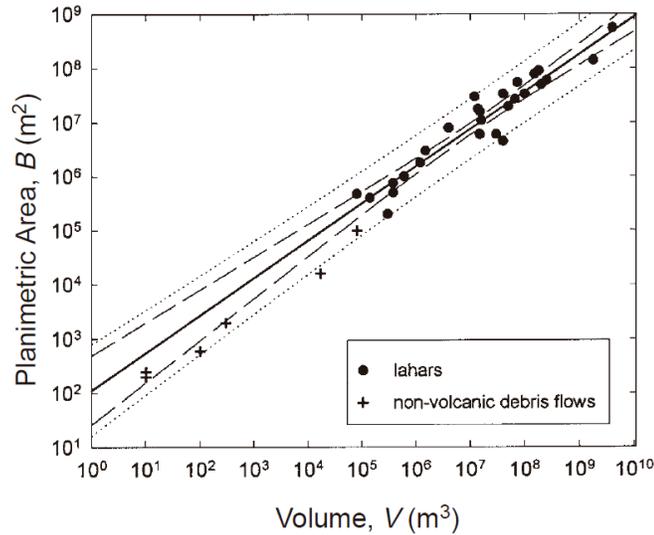


FIGURA 30: GRÁFICO LOG LOG QUE MUESTRA LA FUERTE DEPENDENCIA LINEAL ENTRE LAS ÁREAS DE INUNDACIÓN Y VOLÚMENES DE DISTINTOS LAHARES Y FLUJOS DE DETRITOS NO VOLCÁNICOS. (EXTRAÍDO DE IVERSON *ET AL.*, 1998)

TABLA 4: DATOS BÁSICOS ORDENADAS SEGÚN EL ORDEN DE MAGNITUD DE LOS LAHARES (MODIFICADA DE IVERSON *ET AL.*, 1998)

Nombre del evento	Lugar y fecha	Fuente	Volumen del flujo, V (m^3)	Área de la sección transversal de inundación, A (m^2)	Área de inundación planimétrica, B (m^2)
Osceola	Mount Rainier, Estados Unidos, 5000 A.P	Vallance & Scott, 1997	4.0×10^9	1.5×10^5	5.5×10^5
Teteltzingo	Citlaltepétl, México, 18000 A.P	Carrasco-Nuñez <i>et al.</i> , 1994	1.8×10^9	N.D	1.4×10^8
Electron	Mount Rainier, Estados Unidos, 530-550 A.P	Crandell, 1971	2.5×10^8	3.7×10^4	6×10^7
Round Pass	Mount Rainier,	Crandell, 1971	2×10^8	N.D	5×10^7

Marco Teórico

	Estados Unidos, 2700 A.P				
Dead Man Flat	Mount Rainier, Estados Unidos, 1100 B.P	Scott <i>et al.</i> , 1995: Vallance, datos sin publicar.	1.8x10 ⁸	1.4x10 ⁴	9.0x10 ⁷
National	Mount Rainier, Estados Unidos, 500-1800 A.P	Scott <i>et al.</i> , 1995: Vallance, datos sin publicar.	1.5x10 ⁸	1.0x10 ⁴	7.8x10 ⁷
Paradise	Mount Rainier, Estados Unidos, 4500-5000 A.P	Crandell, 1971	1x10 ⁸	N.D	3.4x10 ⁷
Zigzag	Mount Hood, Estados Unidos, 1700 A.P	Vallance, datos sin publicar.	7.3x10 ⁷	1.2x10 ⁴	5.5x10 ⁷
Trout Lake	Mount Adams, Estados Unidos, 6000 A.P	Vallance, 1998	6.6x10 ⁷	N.D	2.7x10 ⁷
Middle Fork Nooksack	Mount Baker, Estados Unidos, 6000 A.P	Hyde & Crandell, 1978	5x10 ⁷	N.D	2x10 ⁷
Kautz Creek	Mount Rainier, Estados Unidos, 1947	Crandell, 1971; Scott & Vallance, 1995;	4x10 ⁷	5000	4.5x10 ⁶
Azufrado	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985	Fritz <i>et al.</i> , 1986; Pierson <i>et al.</i> , 1990	4x10 ⁷	2300	3.4x10 ⁷
Molinos Nereidas (Chinchina)	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985	Fritz <i>et al.</i> , 1986; Pierson <i>et al.</i> , 1990	3x10 ⁷	1100	6x10 ⁶
Guali	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985	Fritz <i>et al.</i> , 1986; Pierson <i>et al.</i> , 1990	1.6x10 ⁷	2000	1.1x10 ⁷
Salt Creek	Mount Adams, Estados Unidos, 200 A.P	Vallance, 1998	1.5x10 ⁷	N.D	1.6x10 ⁷
Tahoma	Mount Rainier, Estados Unidos, 400-500 A.P	Scott <i>et al.</i> , 1995	1.5x10 ⁷	1.9x10 ⁴	6.0x10 ⁶
Pine Creek + Muddy River	Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980	Pierson, 1985	1.4x10 ⁷	2100	1.8x10 ⁷
South Fork Toutle	Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980	Janda <i>et al.</i> , 1981; Fairchild & Wigmosta, 1983	1.2x10 ⁷	1500	3x10 ⁷
Whitney Creek	Mount Shasta, Estados Unidos, 1935	Osterkamp <i>et al.</i> , 1986	4x10 ⁶	N.D	8x10 ⁶
Bolum Creek	Mount Shasta, Estados Unidos, 1897	Osterkamp <i>et al.</i> , 1986	1.5x10 ⁶	N.D	3x10 ⁶
Lahares de la erupción de Mabinit	Mayon, Filipinas, 1984	Rodolfo, 1989	1.2x10 ⁶	200	1.8x10 ⁶
Tahoma Creek	Mount Rainier, Estados Unidos, 1998	Walder & Driedger, 1994; Walder, datos sin publicar.	6x10 ⁵	190	1x10 ⁶
Blue Lake	Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980	Major, 1984; Major & Voight, 1986	3.8x10 ⁵	320	7.5x10 ⁵
Butte Canyon	Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980	Major, 1984; Major & Voight, 1986	3.8x10 ⁵	300	5x10 ⁵
Mabinit Tifón Saling	Mayon, Filipinas, 1985	Rodolfo, 1989; Rodolfo <i>et al.</i> , 1989	3x10 ⁵	200	2x10 ⁵
Middle	Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980	Major, 1984; Major & Voight, 1986	1.4x10 ⁵	N.D	4.0x10 ⁵
Polallie Creek	Mount Hood, Estados Unidos, 1980	Gallino & Pierson, 1984; Pierson, datos sin publicar	8x10 ⁴	300	4.7x10 ⁵
West Dodson	Columbia Gorge, Oregon, Estados	Iverson, datos sin publicar	8x10 ⁴	90	1x10 ⁵

Marco Teórico

	Unidos, 1996				
Mayflower Gulch	Tenmile Range, Colorado, Estados Unidos, 1961	Curry, 1966	1.7x10 ⁴	30	1.6x10 ⁴
Oddstad	Pacifica, California, Estados Unidos, 1982	Howard <i>et al.</i> , 1988	2300	15	N.D
Big Bend	Pacifica, California, Estados Unidos, 1982	Howard <i>et al.</i> , 1988	660	5	N.D
Yosemite	Pacifica, California, Estados Unidos, 1982	Howard <i>et al.</i> , 1988	610	11	N.D
B1	Nigel Pass, Canada, Reciente	Owens, 1972	300	3.3	2000
N32	Nigel Pass, Canada, Reciente	Owens, 1972	100	2.7	600
N2	Nigel Pass, Canada, Reciente	Owens, 1972	10	0.7	200
USGS Experimentos	30 experimentos, 1993-1996	Major, 1996; Iverson, 1997	10	0.4-0.6	200-300
Nota: N.D= No hay dato; USGS= U.S Geological Survey; A.P= Antes del presente (1950)					

3.2.2.2 Datos de entrada

LAHARZ es un programa computacional escrito en el lenguaje *ARCINFO Macro Language (AML)* que corre dentro de las celdas basadas en la porción de GRID en ARCINFO. Este programa se ejecuta desde una pantalla de comandos (ARC) de ARCINFO con la instrucción *&r laharz*, con lo que aparece el menú principal del programa (*Main menu*), donde se muestran las opciones que solicita el programa para la ejecución de una simulación (*Create Surface Hydrology Grids*, *Create a Proximal Hazard Zone Boundary*, *Select Stream*, *Create Lahar Inundation Zones*) y la salida del programa (*Quit*). En la Figura 31 se muestra el menú principal de LAHARZ.

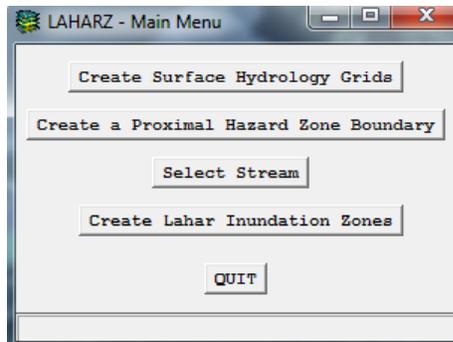


FIGURA 31: MENÚ DE INICIO DEL PROGRAMA LAHARZ.

3.2.2.2.1 Creación de la superficie hidrológica

Primero, para ejecutar este programa, se necesita crear un GRID de un modelo de elevación de terreno, con esta superficie el programa genera una grilla con la superficie hidrológica. Para ello se selecciona la opción *“Create Surface Hydrology Grids”* del menú

principal. Con el fin de crear dicha grilla hay que ingresar la resolución del GRID (*Enter fill threshold in vertical units of elevation of the DEM*) y la cantidad de pixeles desde donde confluye un punto de baja pendiente hasta conformar una red hidrográfica (*Enter stream threshold in number of cells*). En la Figura 32 se muestra la ventana donde se deben ingresar estos valores, y seleccionar el DEM para la simulación.

Laharz usa los tres primeros caracteres del nombre del DEM, como prefijo del nombre de la grilla, la cual se generó durante el proceso de crear grillas de la superficie hidrológica (*“Create Surface Hydrology Grids”*). El sufijo *“fill”* es añadido al nombre del prefijo del DEM de elevación (elevation), *“dir”* al nombre de la grilla con la dirección del flujo (*flow direction*), *“flac”* al nombre de la grilla de acumulación del flujo (*flow accumulation*) y *“str”* al nombre de la grilla de la delineación de la corriente (*stream delination*).

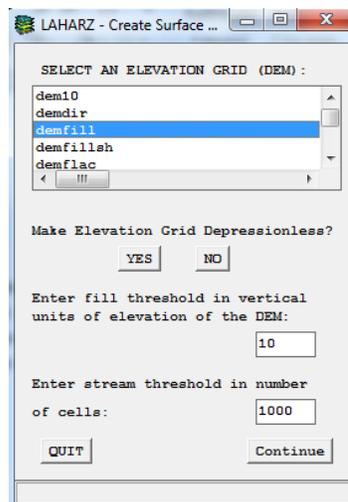


FIGURA 32: VENTANA DE LAHARZ PARA CREAR LA SUPERFICIE HIDROLÓGICA.

3.2.2.2 Creación del borde de peligro proximal

Posteriormente, se debe crear un borde desde donde se define la zona proximal de peligro, para esto hay que seleccionar *“Create a Proximal Hazard Zone Boundary”* del menú principal. Luego hay que definir una razón de H/L (pendiente del cono volcánico) en *“Enter H/L ratio (cone slope)”*, en la ventana se señala los rangos entre los que puede variar esta razón (Figura 33). Además, se debe definir el punto desde donde se va a delimitar esta zona proximal, indicando la altura máxima (*New maximal elevation*) y seleccionando *“Maximum elevation”*, o se puede seleccionar del DEM el punto de máxima elevación eligiendo la opción *“Select an elevation”* (Figura 34).

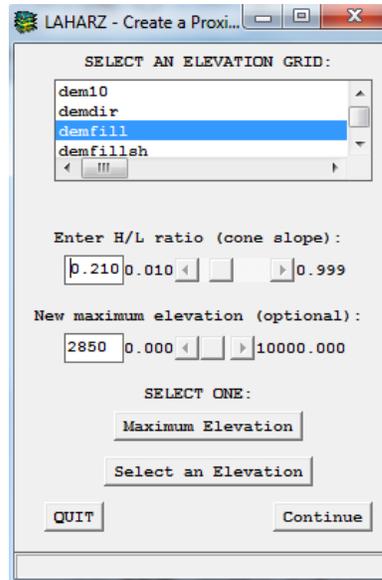


FIGURA 33: VENTANA PARA DETERMINAR LOS PARÁMETROS DE LA ZONA PROXIMAL DE PELIGRO.

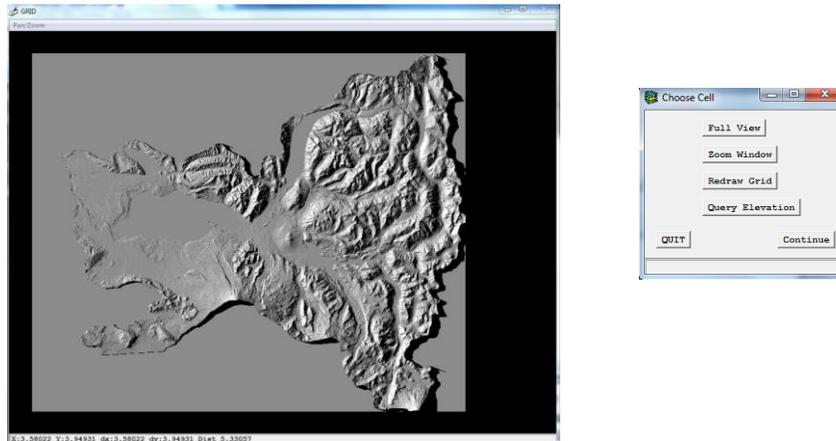


FIGURA 34: DEM DESDE DONDE SE SELECCIONA EL PUNTO (QUERY ELEVATION) DE MÁXIMA ELEVACIÓN PARA DETERMINAR EL ÁREA PROXIMAL.

3.2.2.2.3 Selección del cauce de descarga

Luego, se debe seleccionar el cauce desde el cual se quiere hacer la simulación, seleccionado el punto de inicio y uno de descarga lo suficientemente alejado para que se logre simular todo el lahar. Para hacer esto en el menú principal se debe elegir la opción “*Select stream*”. Posteriormente, se debe seleccionar; el H/L, determinado anteriormente; la grilla con la dirección del flujo (*flow direction*); la grilla con los cauces (*stream delination*); y, por último, la grilla con el modelo de elevación digital (*elevation*), como se muestra en la Figura 35. Se puede elegir solo un cauce a la vez, y esta selección se hace marcando el punto de inicio y el punto final de dicho cauce en la grilla hidrológica, como se muestra en la Figura 36.

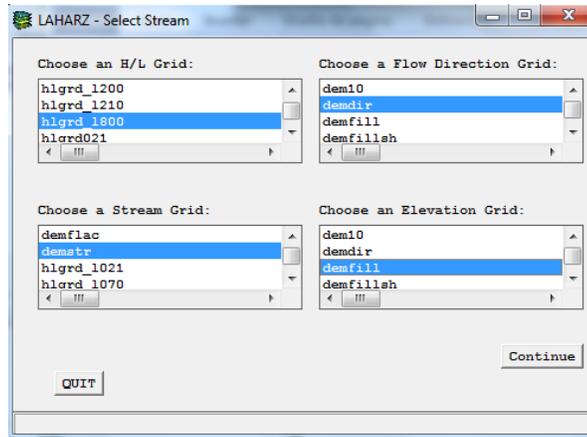


FIGURA 35: VENTANA PARA SELECCIONAR LAS GRILLAS Y DETERMINAR EL CAUCE QUE SE VA ESTUDIAR EN LA GRILLA HIDROLÓGICA.

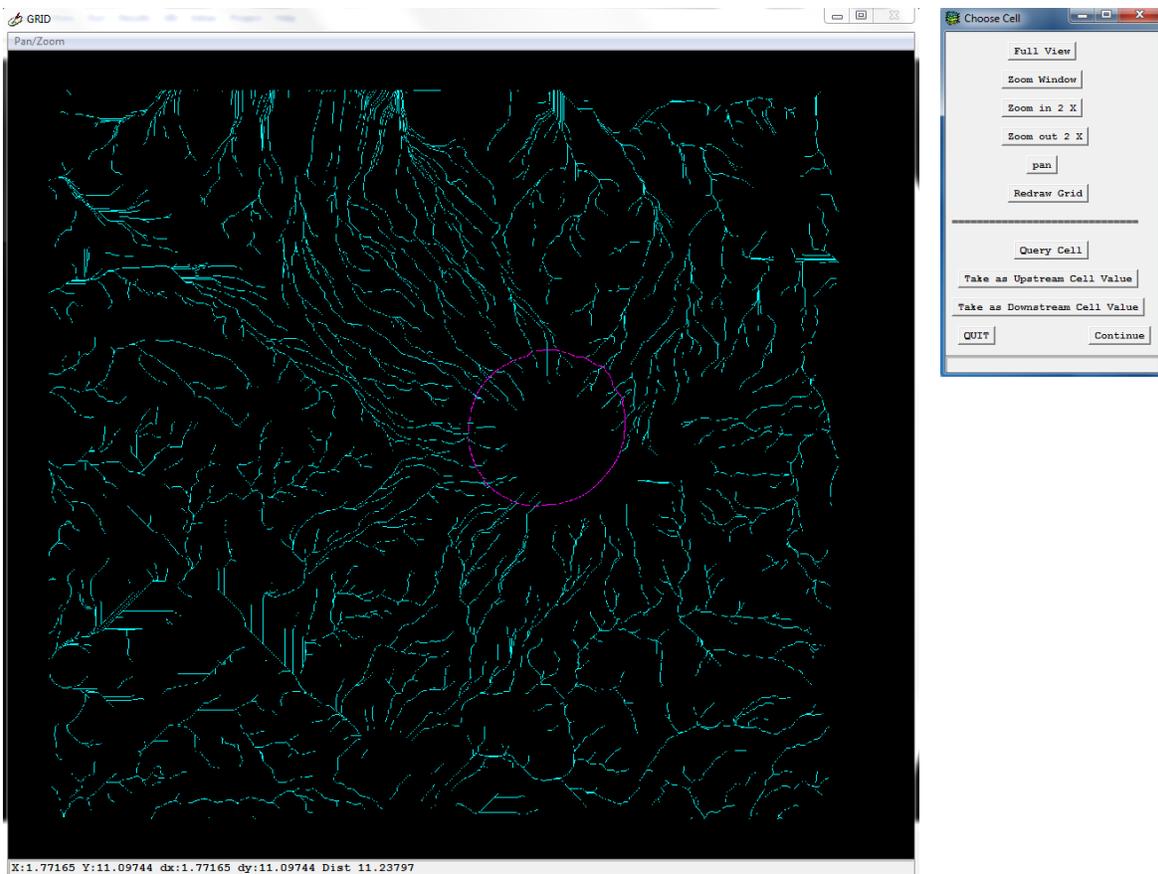


FIGURA 36: PANEL PARA SELECCIONAR UN CAUCE, DONDE SE DEBE SEÑALAR EL PUNTO DE INICIO Y EL PUNTO DE TERMINO. EN ROSADO OSCURO SE MUESTRA LA ZONA PROXIMAL.

3.2.2.2.4 Creación de las zonas de inundación del lahar

Por último, se debe ingresar el volumen total del lahar que se quiere simular, se puede simular el lahar hasta con 4 volúmenes diferentes. Para esto hay que seleccionar la opción

de “Create Lahar-Inundation Hazard Zones” del menú principal. Posteriormente, aparece una ventana donde se ingresan los cuatro volúmenes que se quieren modelar en el cauce seleccionado.

3.2.2.3 Datos de salida

Una vez que ya se corre una simulación, se obtienen como datos de salida grillas de polígonos que muestran las áreas de inundación los lahares simulados en el cauce que se eligió, además de la hidrografía del sector y el área proximal desde el cual se realizó la simulación. En capítulo 5 se muestran los resultados de las simulaciones realizadas con este programa.

3.2.2.4 Ejemplos

Esta metodología para determinar zonas de peligros de lahares fue analizada por Iverson *et al.* (1998) en el Mount Rainier, que es un volcán que se encuentra el estado de Washington, en E.E.U.U. Los lahares de este volcán se encuentran bien documentados, y han sido la base para predicción con los métodos tradicionales (Crandell, 1971; Scott and Vallance, 1995; K. Scott et al., 1995; Vallance and Scott, 1997).

Para la construcción de las zonas de peligro se utilizaron volúmenes hipotéticos de 3.16×10^9 , 1×10^9 , 1×10^8 , y 3.16×10^7 m³. El mayor volumen considerado corresponde al estimado para el flujo de lodo de Osceola, el mayor lahar prehistórico registrado en el Mount Rainier (Crandell and Waldron, 1956; Dragovich et al., 1994; Vallance and Scott, 1997). El volumen menor que se utilizó en este estudio, corresponde al del lahar en tiempos históricos más grande ocurrido en el Mount Rainier, el denominado Kautz Creek de 1947 (Crandell, 1971; K. Scott et al., 1995). Adicionalmente, los registros históricos señalan que los lahares menores a 10^7 m³ son comunes, pero no son tan importantes pues no representan un peligro fuera de la zona proximal de peligro.

En la Figura 37 se muestra el mapa generado en el Mount Rainier (USGS), donde cada zona demarcada con color señala desde el peligro alto a bajo. Esto se estima por la probabilidad de recurrencia que tienen estos lahares, lo que quiere decir, que entre más grande el lahar menor es la probabilidad que ocurra, y si es más pequeño mayor es esta probabilidad, en un determinado intervalo de tiempo. En este ejemplo se observa que dependiendo la delineación de la zona proximal, se puede cambiar los límites de los lahares tanto corriente arriba como corriente abajo, pero no afecta las secciones transversales generadas por estos.

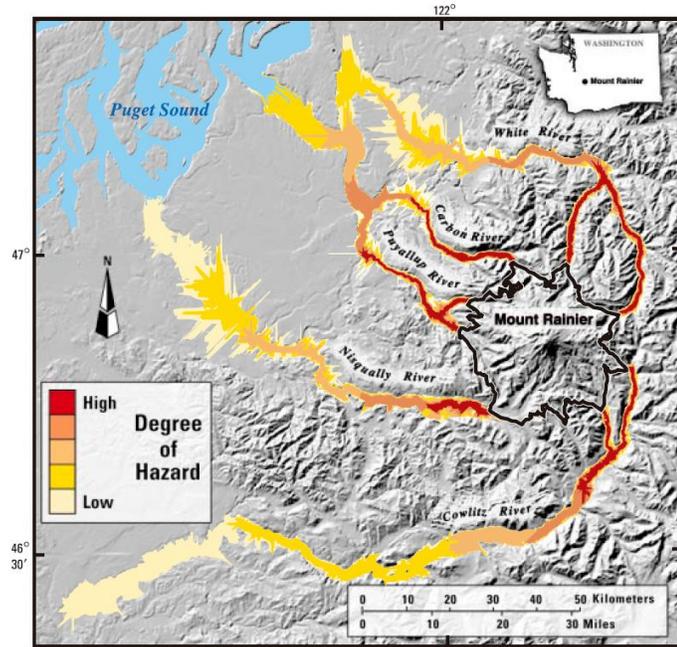


FIGURA 37: MAPA DE PELIGROS DE LAHARES CONSTRUIDO CON EL PROGRAMA LAHARZ PARA EL MOUNT RAINIER, QUE SE UBICA AL OESTE DE WASHINGTON. (USGS)

La Figura 38 ilustra los detalles de las simulaciones en LAHARZ de los zonas de peligros de lahares para la zona del valle Puyallup en el flanco oeste del Mount Rainier y se comparan con las zonas delimitadas por K. Scott *et al.* (1995), de los depósitos dejados por el flujo Electron de $2.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ ocurrido hace 500 años atrás. Se puede observar que las áreas determinadas por Scott son similares a las simuladas a través de LAHARZ.

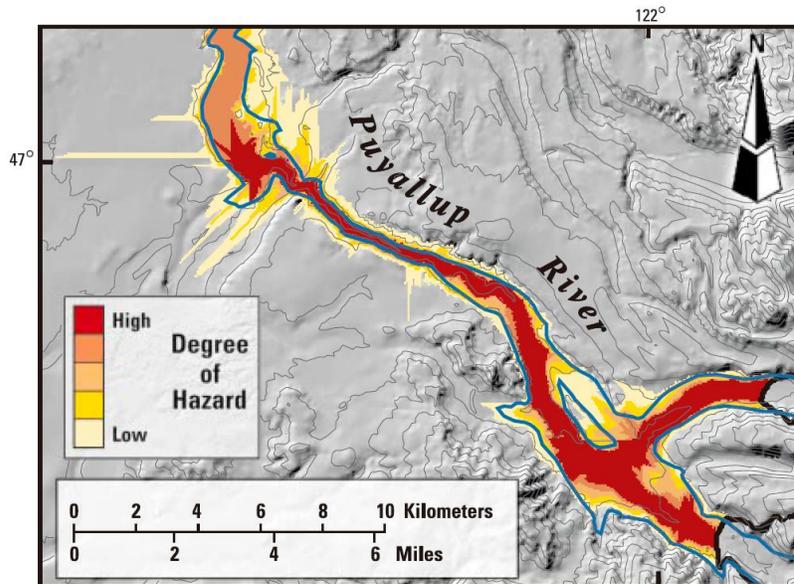


FIGURA 38: COMPARACIÓN DE LAS SIMULACIONES REALIZADAS EN LAHARZ CON LA DELINEACIÓN DE LOS DEPÓSITOS LAHÁRICOS REALIZADA POR SCOTT *ET AL.* (1995) EN EL MOUNT RAINIER.

3.2.3 RAMMS

3.2.3.1 Ecuaciones de simulación

RAMMS es un programa para la simulación de un amplio espectro de remociones en masa. En este estudio se utilizó la versión para flujos de detritos, para la simulación de lahares. A continuación, se describen las ecuaciones que utiliza este programa. Esta información fue extraída y modificada del Tutorial del programa RAMMS v1.5 para flujos de detritos. La ecuación principal, que utiliza este programa, se extrajo de la ley de Voellmy, que divide la resistencia a la fricción en dos partes: un coeficiente μ , que representa la fricción seca de Coulomb y se escala con el estrés normal y la velocidad al cuadrado; y el coeficiente ξ , que es un parámetro de fricción viscoso-turbulenta. La ecuación 13 corresponde a la resistencia friccional S (Pa), extraída de la ley de Voellmy.

$$(13) S = \mu\rho Hg \cos \phi + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde ρ es la densidad del flujo, g es la aceleración de gravedad, ϕ es el ángulo de la pendiente, H es la altura del flujo y U es la velocidad del flujo. El modelo de Voellmy se fundamenta en dos partes: una fase sólida de resistencia (μ , que a veces es expresada como tangente al ángulo de cizalle interno); y una fase líquida viscosa-turbulenta (ξ). Los coeficientes de fricción son los responsables del comportamiento del flujo; μ domina cuando el flujo está cercano a detenerse, y ξ domina cuando el flujo se mueve rápidamente.

En la versión de RAMMS v1.6, que es la que se utiliza en este trabajo, se modificó la ecuación de la ley de Voellmy, se implementó un nuevo parámetro, que es la cohesión (C), como se muestra en la ecuación 14.

$$(14) S = \mu N + (1 - \mu)C - (1 - \mu)C e^{(-N/C)} + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde C corresponde a la cohesión en Pa, y N corresponde a $\rho H \cos \phi$. Esta implementación se realizó para reducir la difusión exagerada de los flujos al expandirse en las áreas de inundación.

3.2.3.2 Datos de entrada

Los datos que se deben ingresar para las simulaciones de los flujos son: datos topográficos de la zona de estudio (DEM); el área de liberación del flujo o introducir hidrógrafos; volúmenes; y los parámetros de fricción que dominan el flujo en estudio.

3.2.3.2.1 Información Topográfica

Sin información topográfica no se pueden realizar las simulaciones, pues esta información es la que determina los cauces por los que se dirigen los flujos corriente abajo.

A priori existe una fuerte dependencia entre la resolución y el detalle de esta información con las simulaciones que se realicen. La información topográfica se puede ingresar de dos maneras: una forma es ESRI ASCII grid y la otra como ASCII X, Y, Z. Esta última dentro de RAMMS se puede convertir a ESRI ASCII grid. Este formato puede ser creado a través de *ArcGIS* con la función *ArcToolbox* → *Conversion Tools* → *From Raster* → *Raster to ASCII*.

3.2.3.2.2 Información del área de liberación

En este programa hay dos formas de ingresar las áreas de liberación en una simulación, una es como un área de liberación y la otra es ingresar un hidrógrafo del cauce en estudio. Estas condiciones iniciales se definen dependiendo del tipo de flujo que se esté estudiando y si es canalizado o no. Los flujos canalizado tienden a seguir los límites de torrentes preexistentes, y los no canalizados se generan de laderas o de deslizamientos superficiales y no siguen los cauces preestablecidos. Para el caso de los primeros es mejor utilizar hidrógrafos, mientras que para los segundos es mejor determinara áreas de liberación.

3.2.3.2.3 Parámetros de fricción

En este programa hay que determinar los valores de los parámetros de fricción, μ y ξ , además del valor de la cohesión del flujo, que son los que definen el comportamiento del flujo según la ley de Voellmy. Para obtener dichos parámetros se debe contar con datos reales de los flujos en estudio. De esta manera los valores de los parámetros de fricción y la cohesión, se modifican hasta que los resultados de las simulaciones se asemejan a los datos empíricos. En la Tabla 5 se muestran valores aceptables, para los parámetros de fricción y cohesión de flujos de detritos y flujos de barro.

Para la calibración de estos parámetros se debe contar con datos de volúmenes, alturas y velocidades del flujo para poder adecuar correctamente los parámetros a los datos empíricos de terreno, debido al alto espectro de distintos tipos de flujos de detritos existentes. También se debe considerar que los flujos de un mismo sitio pueden ir variando en un mismo evento, o en distintos eventos, dependiendo del material y el volumen de agua disponible.

TABLA 5: RANGOS RECOMENDADOS PARA μ , ξ Y C

Parámetros	Rangos		
μ	0.05-0.4		
ξ (m ² /s)	Flujos granulares	100-200	
	Flujos de barro	200-1000	
C (Pa)	Flujo de detritos	0-2000	
	Avalanchas	Húmeda	0-100
		Secas	100-300

3.2.3.3 Datos de salida

Los datos de salida que genera este programa con cada nueva simulación, son:

- Alturas del flujo en su trayecto
- Velocidades del flujo en su viaje corriente abajo
- Presión del fluido en cada instante de su trayecto
- Máximas velocidades, alturas, presiones y momentum en cada paso de la simulación
- Modificaciones en el modelo de elevación de terreno con cada depositación de un pulso u oleada del lahar
- Un resumen del movimiento en masa
- Tiempo de llegada
- Videos con la alturas, velocidades o momentum de las simulaciones paso por paso.

Estos resultados se pueden desplegar como gráficos que se generan mientras se corre la simulación o una vez que ya corrió esta. Estos gráficos pueden relacionar distancias con los parámetros de altura, velocidad o momentum, o gráficos con respecto al tiempo que también se relacionan estos tres, en cualquier punto dentro del área de simulación.

3.2.3.4 Ejemplos

El siguiente ejemplo se utilizó para la calibración del programa RAMMS v1.5 (Extraída del Tutorial) y es un caso en la zona de Dorfbach, cerca de Randa, Alemania. Para este análisis se utilizaron los datos que se muestran en la Tabla 6.

TABLA 6: PARÁMETROS PARA LA CALIBRACIÓN DEL CASO DE ESTUDIO EN DORFBACH, RANDA (CH). (EXTRAÍDA Y MODIFICADA DEL TUTORIAL DE RAMMS v1.5)

Investigación en terreno	
Análisis de las secciones transversales	Altura de los levées o alturas de las marca en la construcción, estimaciones de la velocidad.
Patrones de los flujos	Caminos de los bloques, rocas y barro
Material depositado	Lóbulos, levées y las cabezas de los flujos de detritos

Estimación del volumen total	Cuenca de retención en la zona de rebalse más material depositado en el cauce y río receptor.
------------------------------	---

De las observaciones de terreno se estimó que el volumen total de descarga de los flujos es de 10.000 m³. El objetivo de esta aplicación es ver la calibración de los parámetros de fricción, comparando las alturas y las velocidades en dos puntos por donde paso el flujo, los cuales se pueden observar en la Figura 39. Los datos empíricos que se obtienen de estos puntos se muestran en la Tabla 7.

TABLA 7: ESTIMACIONES EN TERRENO DE LA ALTURA Y VELOCIDAD DEL FLUJO EN EL CASO DE ESTUDIO.

	Máxima altura del flujo (m)	Velocidad(m/s)
Locación 1	2-3	3-4
Locación 2	2-3	1-2

Los coeficientes de fricción que mejor se ajustaron a los datos empíricos se muestran en la Tabla 8.

TABLA 8: COEFICIENTES DE FRICCIÓN DE VOELLMY QUE MEJOR SE ADECUAN AL CASO DE ESTUDIO.

Parámetro de fricción de Coulomb seco μ	0.225
Parámetro de fricción viscoso turbulento ξ (m ²)	130

En la Tabla 9 se muestran los resultados que se obtuvieron con los parámetros de la Tabla 8. En esta última se incluyeron los resultados de simulaciones con volúmenes de 5.000 m³, que fueron obtenidas de un evento del 7 de junio del 2011, en dos localidades importantes.

TABLA 9: RESULTADOS DE LAS VELOCIDADES Y LAS MÁXIMAS ALTURAS PARA VOLÚMENES TOTALES DE 10,000 Y 5,000 M³ Y $\mu=0.225$ Y $\xi=130$ M².

Volumen de 10,000 m³	Máxima altura (m)	Máxima velocidad (m/s)
Locación 1	2.7	3.8
Locación 2	2.5	2.5
Volumen de 5,000 m³		
Locación 1	2.2	2.6
Locación 2	1.1	2

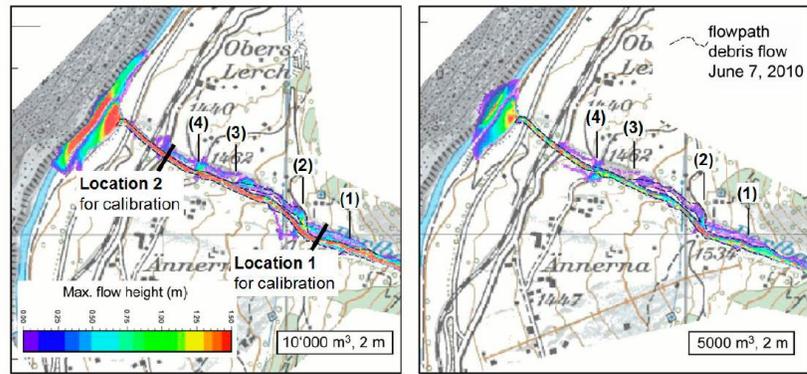


FIGURA 39: SIMULACIONES REALIZADAS POR MEDIO DE RAMMS CON LOS PARÁMETROS ($\mu=0.225$ Y $\Xi=130\text{m/s}^2$) QUE MEJOR SE AJUSTAN PARA VOLÚMENES DE 5,000 Y 10,000 m^3 EN UN DEM DE RESOLUCIÓN DE 2 M.

En ambas simulaciones (10.000 y 5.000 m^3) se muestran localidades donde el flujo sale del canal preexistente, siendo que en la realidad simplemente lo sigue. Específicamente los lugares donde ocurre el desbordamiento en las simulaciones son el 3 y el 4, que se señalan en la Figura 39. Sin embargo, en terreno el desbordamiento solo se observa en el punto 2. Estas diferencias de las simulaciones con la realidad se deben a la resolución del modelo de elevación de terreno (con curvas de nivel cada 2 m) que se utilizó, pues en un DEM de resolución cada 1 m se logra reproducir que el flujo se canaliza en los puntos 3 y 4. Sin embargo, no se desborda en el punto 2, como sí se había observado en el evento del 7 de junio del 2011, con un volumen de 5.000 m^3 . Esto último se puede deber al uso de áreas de liberación en vez de hidrógrafos, debido a que en otros estudios se ha visto que las áreas de liberación subestiman los valores de las velocidades y las alturas de los flujos simulados con respecto a la realidad.

4. CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS COMPUTACIONALES

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la calibración que se efectuó en los modelos computacionales para simular los lahares del volcán Villarrica. Para el programa LAHARZ se hicieron pruebas para ver los alcances y la sensibilidad del programa al variar los parámetros que se consideran en las simulaciones, del mismo modo se efectuó esto en RAMMS. Adicionalmente, se probaron los parámetros que gobiernan las ecuaciones de simulación de cada programa. En el caso de LAHARZ se modificaron los coeficientes que acompañan las ecuaciones con las que se obtienen las secciones transversales y áreas planimétricas, con el fin de que los resultados de las simulaciones se asemejen al caso en estudio. En cuanto a RAMMS, se calibraron los coeficientes de la ley de Voellmy, con el fin de que los resultados obtenidos se aproximen a los datos extraídos de la bibliografía y terreno.

4.2 CALIBRACIÓN DE LAHARZ

Las simulaciones en LAHARZ se realizaron en los cauces del estero Zanjón Seco, el río Pedregoso y el río Turbio (Figura 5). Previamente a la generación de los modelos definitivos, se realizaron pruebas de calibración con el objetivo de determinar la sensibilidad de los programas al cambiar los parámetros de entrada. Además, se modificaron las constantes que acompañan las ecuaciones de simulación, debido a que para determinar estos coeficientes se utilizaron datos estadísticas de flujos de volcanes de ambientes geológicos variados (Tabla 4), que en la mayoría de los casos tienen un comportamiento diferente a los lahares generados por los volcanes de los arcos andinos, específicamente de la ZVS.

Para determinar los volúmenes que se ocuparon en la simulaciones de los lahares del volcán Villarrica, se utilizaron los datos que se registraron de los lahares de la erupción de 1971 por Naranjo & Moreno, 2004. De este trabajo se obtiene que el volumen máximo de descarga que se generó en estos tres cauces fue de 40×10^6 m³ (Tabla 1). Con los datos de este artículo, se eligieron volúmenes de 40×10^6 , 20×10^6 y 10×10^6 m³, los cuales son volúmenes representativos de los lahares que han ocurrido en tiempos históricos. A pesar de que estos valores fueron elegidos arbitrariamente, de todos modos sirven para generar simulaciones que son representativas de los casos de lahares que ya se han estudiado.

Otro parámetro de entrada importante es el punto de partida desde el que simulan los lahares, pues este parámetro determina la geometría y los alcances de los lahares. Es relevante debido a que estos patrones de inundación son los que definen las áreas de peligro. En la Figura 40 se muestran las diferencias entre los lahares generados desde

distintos puntos de inicio. Se observa que las diferencias no son significativas, ni en los alcances ni en la geometría de los lahares, por lo que no generan variaciones que pueden ser consideradas dentro de la zonificación de peligros.



FIGURA 40. PATRONES DE LOS FLUJOS GENERADOS DESDE DISTINTOS PUNTOS DE INICIO EN EL CAUCE DEL RÍO VOIPÍR, QUE SE UBICA AL OESTE DEL VOLCÁN VILLARRICA.

Adicionalmente, se recalibró el coeficiente que acompaña la ecuación que determina las áreas transversales (A), debido a que en las simulaciones generadas con los coeficientes originales del programa se advierte que las áreas inundadas sobreestiman las áreas de inundación que se observan en terreno y en el mapa de peligros (Figura 4).

Para la calibración de este coeficiente se analizaron los datos que se muestran en la Tabla 10, extraída de Castruccio, 2008. En esta tabla se filtraron los datos de los flujos laháricos de la Tabla 4 (Iverson *et al.*, 1998) que se asemejaban a los generados en el Volcán Villarrica, pues los otros flujos considerados se utilizan indistintamente sin considerar sus volúmenes, si son o no lahares, y si son o no cohesivos. Adicionalmente, en esta tabla, se estimó el coeficiente con datos de los lahares del volcán Villarrica, obtenidos del trabajo de Naranjo y Moreno (2004) y Castruccio (2008).

En el caso de los flujos extraídos de Iverson *et al.*, 1998, se obtuvo un valor promedio para el coeficiente de 0.0305, y para el caso de los flujos laháricos del volcán Villarrica se obtuvo un valor promedio de 0.0135. Finalmente, se eligió un valor arbitrario intermedio entre los obtenidos de 0.02, con lo que la ecuación 11, donde se relaciona el volumen de un lahar con las secciones transversales de este, queda como se muestra en la ecuación 15.

$$(15) A = 0.02V^{2/3}$$

En la imagen a la derecha en la Figura 41, se muestran los resultados de las simulaciones con volúmenes de 40 millones realizadas con el coeficiente de 0.02, y a la izquierda las realizadas con el coeficiente original de 0.05. Se observa que los flujos simulados con el coeficiente de 0.02 tienen patrones de inundación menos anchos en las facies terminales y alcanzan mayores distancias, que los generados con el coeficiente original de 0.05. Las simulaciones son más conservadoras con este nuevo coeficiente, y se asemejan más a los casos reales.

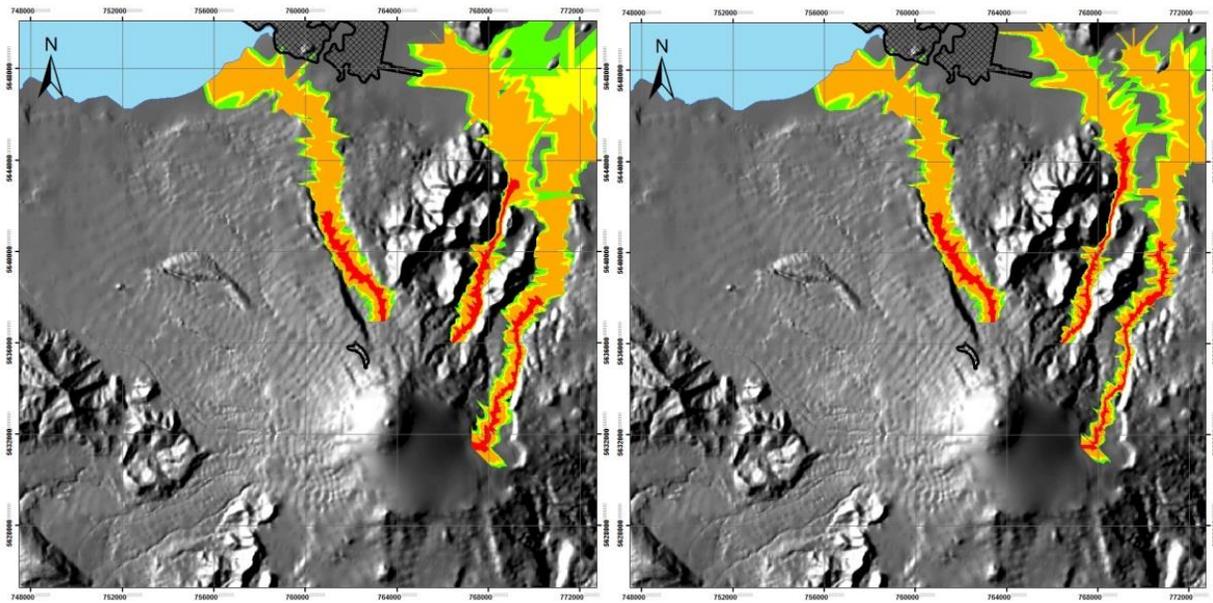


FIGURA 41. A LA DERECHA SIMULACIONES REALIZADAS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN CON UN COEFICIENTE DE C DE 0.05 Y A LA IZQUIERDA CON UN COEFICIENTE DE 0.02.

Calibración de los modelos computacionales

TABLA 10: DATOS UTILIZADOS PARA RECALIBRAR EL MODELO LAHARZ, PARA SU APLICACIÓN EN EL VOLCÁN VILLARRICA. (EXTRAÍDO Y MODIFICADO CASTRUCCIO, 2008)

Volcán	Cauce	V (10 ⁶) m ³	Descarga (m ³ /s)	Sección Transversal (m ²)	Velocidad promedio (m/s)	A	Método	Fuente
Mount Hood	ZigZag	73	-	12000	-	0,0687		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Azufrado	40	-	2300	-	0,0197		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Molinos Nereidas	30	-	1100	-	0,0114		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Guali	16	-	2000	-	0,0315		LAHARZ
St. Helens	Pine Creek + Muddy River	14	-	2100	-	0,0361		LAHARZ
	South Fork Toutle	12	-	1500	-	0,0286		LAHARZ
Mayon	Mabinit	1,2	-	200	-	0,0177		LAHARZ
					Promedio:	0,0305		
Villarrica	Correntoso	33	10000	1000	10	0,0097	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Pedregoso	42	12000	2400	5	0,0198	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Turbio + Pedregoso	80	20000	2000	> 10	0,0107	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Chaillupén	33	10000	1000	10 a 14	0,0097	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Coñaripe	17	6000	750	> 10	0,0113	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Voipir	20		1500		0,0203	Mediciones en terreno depósito	Este estudio
					Promedio:	0.0135		

Adicionalmente, el script del programa se modificó para que se pudieran efectuar simulaciones con pulsos u oleadas, es decir, en cada nueva simulación se preservaran los depósitos de las simulaciones previas. De este modo poder observar el comportamiento de los flujos al pasar por los depósitos de los lahares recientes, y ver si ocurren represamientos y cambios en el rumbo de los flujos. Con este cambio en el script se adiciona un tercio de los depósitos en los nuevos DEMs, que sería lo más semejante a lo que ocurre en la realidad,

debido a que los lahares en su viaje corriente abajo van erosionando y adicionando sedimentos. En la Figura 42 se muestra el DEM de alta resolución modificado con el nuevo script, luego de realizar una simulación de un pulso de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el cauce del río Pedregoso.

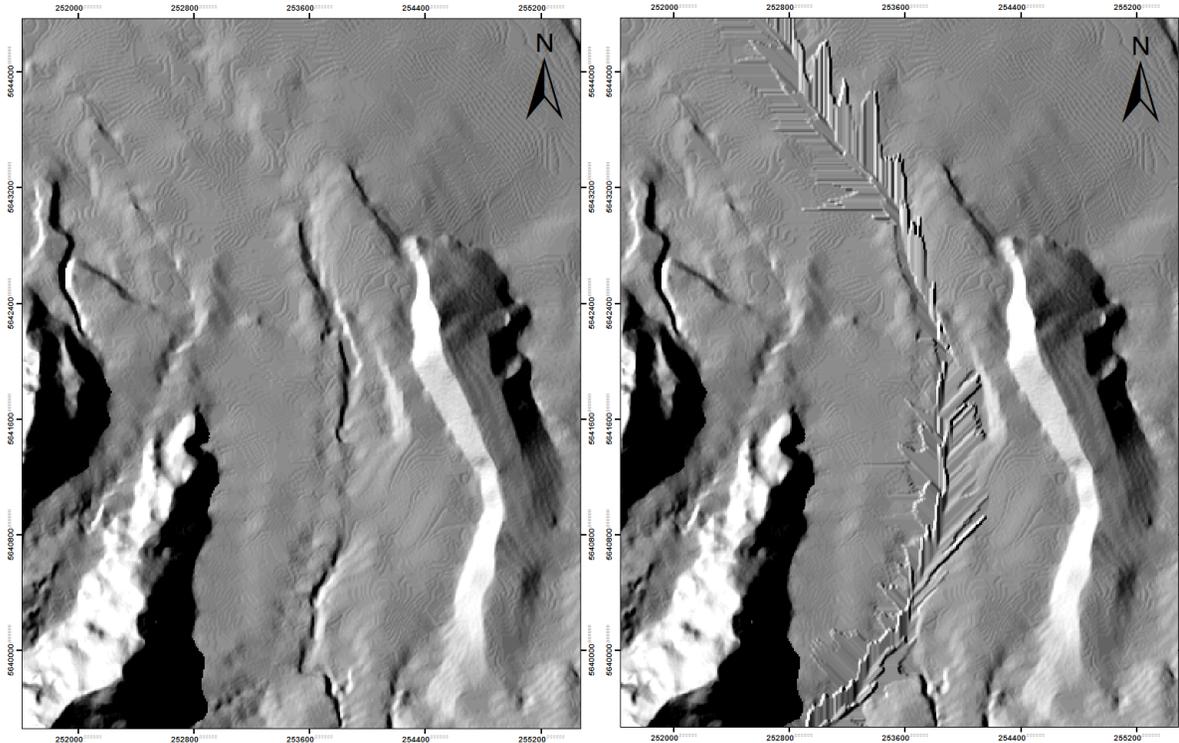


FIGURA 42: HILLSHADE DEL DEM SIN MODIFICAR (A LA IZQUIERDA) Y DEL DEM MODIFICADO (A LA DERECHA) DESPUÉS DE SIMULAR UN PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$, EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO.

4.3 CALIBRACIÓN DE RAMMS

En la calibración del programa RAMMS se utilizaron volúmenes de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ a $40 \times 10^6 \text{ m}^3$, en los cauces de los ríos Pedregoso y Turbio. Dentro de los parámetros que se debieron calibrar están los coeficientes de fricción y la cohesión, de la ecuación de la ley de Voellmy (ecuación 14), que son los que determinan los patrones de inundación, las alturas y velocidades de los flujos laháricos que se simulen. Para el ajuste de los coeficientes se utilizaron los datos recopilados por Naranjo y Moreno (2004), que se muestran en la Tabla 11.

TABLA 11: RESUMEN DE LAS PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUJOS Y CAUCES DEL VOLCÁN VILLARRICA (MODIFICADO DE NARANJO & MORENO, 2004)

Flujo de detritos	Distancia desde el volcán (km)	Gradiente del canal (m/m)	Máxima velocidad promedio (m/s)	Máxima profundidad hidráulica (m)(*)	Caudal de descarga (m^3/s)	Sitio o fuente de referencia
<i>Villarrica</i>						

Calibración de los modelos computacionales

Coñaripe 1964	17.5	0.083	>10	~5	2,000-2,400	Coñaripe
Puente Turbio 1971	16	0.053	>10	~4	5,000-10,000	Camino Pucón-Currarrehue
Correntoso 1971	18	0.046	>10	~6.7	~10,000	Camino Pucón-Villarrica
Chaillupén 1971	12.5	0.100	>10	~6.7	200	Pino Guacho
Chaillupén 1971	17.5	0.050	10-14	~5	10,000-14,000	Lago Calafquén
Pedregoso 700 m 1971	9	0.088	~14	~6	>7,000	Altitud 700 m
Pedregoso 440 m 1971	12	0.088	>14	~5.8	7,000-10,000	Altitud 440 m
Turbio 1971 Río Pucón	18	0.053	5-10	~5-6	~12,000-20,000	Ríos Pucón y Turbio Altitud 235 m
Delta río Pucón	25	0.003	<<10(?)	?	?	Delta

*Máxima profundidad hidráulica: área sección transversal/máximo ancho superior

El programa RAMMS utiliza dos métodos para la liberación del material del flujo; un método consiste en un área de liberación, donde se define un volumen demarcando un área en el DEM y definiendo la altura de esta. El otro método de liberación es la utilización de un hidrógrafo, donde se necesitan los datos de caudales, los tiempos, volúmenes y las velocidades promedio de los flujos. Usualmente, los hidrógrafos se obtienen de las mediciones de caudal y velocidad en un determinado periodo de tiempo realizadas en el cauce en estudio, por lo que los gráficos que determinan las curvas de este parámetro de entrada se determinan con varios sets de datos. En este caso no existen datos de caudal versus tiempo de ninguno de los cauces que nacen del Volcán Villarrica, pero RAMMS permite la construcción de estos con sólo tres puntos, ingresando el volumen, caudal peak, el tiempo cuando ocurre la descarga peak y la velocidad promedio. Para la calibración se utilizaron ambos métodos de liberación del flujo, con el objetivo de ver cuál es que mejor se adecua para los lahares en estudio.

Los datos para hacer la calibración de las simulaciones se muestran en la Tabla 11. Para generar hidrógrafos los valores de caudal peak se estimaron con la ecuación 18 obtenida por Miyuzama *et al.* (1992), que relaciona el volumen con el caudal máximo que generan los lahares.

$$(18)Q_{max} = 0.0135 * V^{0.78}$$

En el caso del método con un área de liberación se hicieron pruebas en los cauces del Pedregoso y del Turbio con volúmenes entre 20×10^6 a 45×10^6 m³. Estas pruebas fueron

efectuadas con áreas de liberación pequeñas y grandes, las de áreas pequeñas fueron de 40 a 100 m² y se probaron con alturas de 40 a 50 m, para obtener los rangos de volúmenes propuestos anteriormente, y las áreas grandes fueron de 800 a 4000 m² con alturas de 1 a 5 m. Se observa que los flujos tienen *peaks* de altura y velocidad extremadamente altas para los casos de áreas pequeñas con alturas grandes. Se obtiene que los resultados de las simulaciones se aproximan mejor a los datos empíricos si es que se consideran áreas de mayor extensión con alturas pequeñas, debido a que este caso se asemeja más a la realidad. Esto ocurre porque son las erupciones fisúrales del volcán Villarrica las que generan lahares en este sector del volcán, las que liberan volúmenes de lava lo suficientemente grandes para derretir extensas áreas del glaciar. Además, el simular áreas pequeñas con una gran altura es similar a liberar una ola de material extremadamente alta lo que produce que los máximos de altura y velocidad resultantes en cada instante de la simulación sean exagerados.

Posteriormente, se probaron las áreas de liberación con varios valores de coeficientes de fricción, μ (μ) y ξ (ξ), y con valores de cohesión de 0, 1 y 10 (Pa), como se muestra en la Tabla 12. Para comparar los resultados de las simulaciones con datos empíricos, se compararon los datos en dos puntos, a los 440 y 700 m s.n.m. en el cauce del río Pedregoso, donde Naranjo y Moreno (2004) estimaron la altura, la velocidad y caudal de los lahares de 1971. Se debe considerar que la altura hidráulica, que calcularon Naranjo y Moreno, es la razón entre la profundidad máxima del cauce y el ancho de este, en cambio, en este programa se considera como la altura máxima que alcanzo el flujo propiamente. En los puntos mencionados previamente se compararon los *peak* de altura y velocidad generadas por el programa con los datos empíricos, y se observa que los parámetros que mejor adecuan los resultados de las simulaciones a los datos de reales son un μ de 0.01 y un ξ de 400 (m/s²).

Se debe destacar que el valor de μ se puede aproximar, según Bartelt *et al.*, 2013 (tutorial de RAMMS v1.5), a $\tan \alpha$, donde α corresponde al ángulo de la pendiente de la zona de depositación. En la Figura 15 se muestran las pendientes de los DEM de alta y baja resolución, donde se ve que las pendientes en las llanuras cerca del Lago Villarrica son de ángulos cercanos a 0°. Específicamente en las llanuras donde se depositan los flujos laháricos se detectan pendientes de 1° a 1.3° con los que se obtienen valores de $\tan \alpha$ entre 0.015 y 0.020, respectivamente, lo que coincide con el valor de μ de 0.01, obtenido de la calibración de los modelos. En cuanto al valor de ξ , según Bartelt *et al.*, 2013, valores entre 100 y 200 (m/s²) se ocupan para flujos granulares, mientras que valores entre 200 y 1000 (m/s²) se asumen para flujos de barro. En este caso los lahares del volcán Villarrica se asemejan más bien a flujos de barro que a flujos granulares, como se ha verificado en estudios previos (Castruccio, 2008). Por lo tanto, un ξ de 400 (m/s²) se encuentra dentro de este rango para flujos granulares.

Calibración de los modelos computacionales

TABLA 12: DATOS DE ENTRADA Y SALIDA DE LAS SIMULACIONES REALIZADAS EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. EN ROJO LOS PARÁMETROS DE ENTRADA QUE MEJOR SE AJUSTAN A LOS DATOS EMPÍRICOS, QUE SE EXHIBEN EN LA PARTE INFERIOR DE LA TABLA, Y QUE FUERON OBTENIDOS POR NARANJO Y MORENO, 2004.

Áreas de liberación Pedregoso											
Datos de entrada					Datos de salida						
Volumen (m ³)	μ	ξ (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)	Nº de prueba	
					Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)			
36020988	0,07	500	0	1500	19	8	12	17,5	13,8	27	
42596796	0,01	1000	1	1500	14	32	18	38	19	28	
39349268	0,03	800	0	1500	13	24	16	30	15,8	29	
48131572	0,04	700	0	1500	15	17	14,5	24	13,4	30	
46184784	0,05	700	0	1500	14	17	19	26	12,2	31	
49365652	0,03	800	5	1500	5,4	23	21	30	17,2	32	
36555976	0,01	600	1	1500	14	24	18,5	29	18,8	33	
36115104	0,03	600	1	1500	11,5	21	14	27,5	19,8	34	
39592804	0,04	600	1	1500	12	15	12	21	14,5	35	
45943044	0,035	600	0	1500	12	17	13,5	21	14,5	36	
39128300	0,02	600	1	1500	11	17,5	16	23,1	19	37	
44466708	0,02	800	1	1500	11	22	13	30	19	38	
40264792	0,03	500	1	1500	10	13	20,9	11,7	16	39	
40626684	0,01	500	1	1500	10	18,1	15	25	20	40	
40577308	0,02	500	1	1500	13,5	17	16	21	19	41	
40318052	0,02	400	1	1500	11,5	15,1	17	19	19	42	
40796952	0,01	400	1	1500	10,5	14,5	17	23	20,4	43	
Datos empíricos del cauce Pedregoso (Naranjo y Moreno, 2004)											
Altitud 440 m s.n.m.					Altitud 700 m s.n.m.						
Altura (m)			Rapidez (m/s)		Altura (m)			Rapidez (m/s)			
~6			>14		~5.8			~14			

Para determinar si había alguna relación entre los parámetros de fricción y los datos obtenidos por las simulaciones, se graficaron las curvas de los parámetros de fricción estudiados versus los resultados de velocidad y altura que generaban a los 700 m s.n.m. en el cauce del Pedregoso, y adicionalmente con las distancia máxima que alcanzaba el flujo. En la Figura 43 se exponen los gráficos que muestran las correlaciones entre los distintos valores de μ y ξ que se probaron para la calibración, en contraste con las velocidades y alturas resultantes de cada simulación a los 700 m s.n.m. en el cauce del río Pedregoso.

Se observa que para el caso de μ el mejor coeficiente de determinación (R^2) es con respecto a la distancia de la fuente, donde se observa que hay una relación inversa entre el valor de μ y la distancia máxima que alcanza el flujo. Esto se debe a que el coeficiente μ representa la resistencia de la fase sólida, en consecuencia, entre mayor el valor de μ el

fluido se detendrá más pronto. También se advierte una relación inversa entre μ y la rapidez del flujo, aunque el coeficiente de determinación es de 0.3421, por lo que esta relación no es tan buena. En el caso de la altura del flujo con μ , no se observa ningún tipo de relación entre ambas variables.

En el caso de ξ se observa que el mejor coeficiente de determinación que se obtiene es con respecto a la rapidez del flujo, aunque este tiene un valor de 0.664, lo que es medianamente aceptable. Esta relación es directa y se observa que entre mayor el valor de ξ , mayor es el valor de la rapidez, lo que tiene sentido debido a que ξ está relacionado a la fase turbulenta fluida del flujo. En cuanto a la altura y la distancia máxima del flujo no se observan relaciones con el valor de ξ , y esto se confirma con los bajos valores de los coeficientes de determinación.

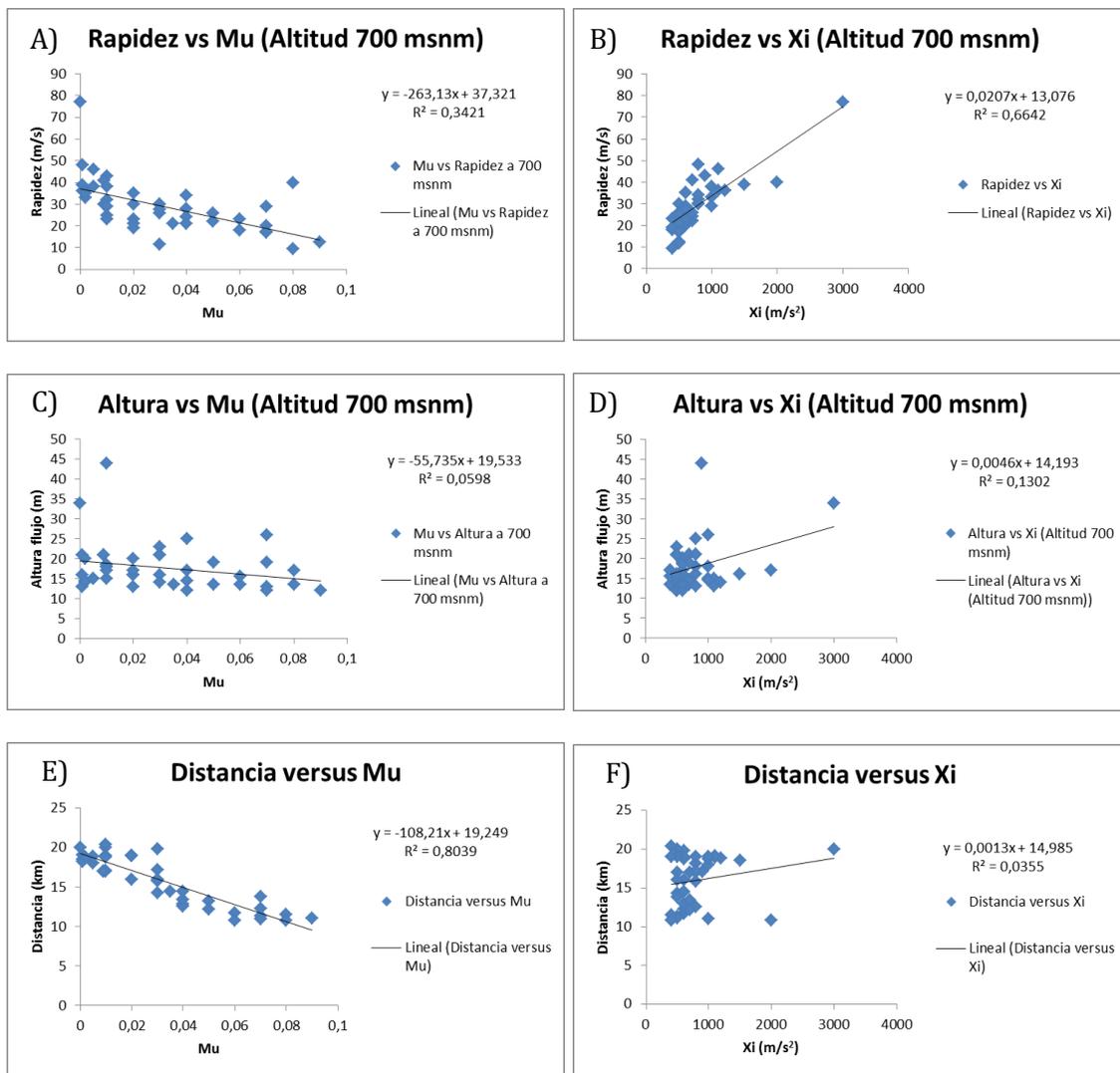


FIGURA 43: GRÁFICOS DE LOS COEFICIENTES DE FRICCIÓN, μ Y ξ , VERSUS LOS DATOS DE ALTURA (A Y B) Y VELOCIDAD (C Y D) A LOS 700 M S.N.M., Y TAMBIÉN CON RESPECTO A LA DISTANCIA MÁXIMA DESDE SU ORIGEN (E Y F).

Cuando se utilizan hidrógrafos en las simulaciones (Figura 44), se ingresan más parámetros de simulación, como es la dirección del flujo, el caudal y el tiempo que toma iniciarse la descarga, a diferencia del caso de un área de liberación, donde solo se ingresa el área de liberación y su altura. Las curvas de los hidrógrafos se pueden construir con tres puntos o con varios sets de datos para ser más precisos, pero dado que en este estudio no se tienen datos de caudales versus tiempo del volcán Villarrica, se construyeron curvas con tres puntos con los datos de la Tabla 11.

Por otro lado, la construcción de hidrógrafos con 4 puntos o más, describen mejor el comportamiento del flujo que se esté modelando. Los hidrógrafos de la Figura 44 B corresponden a los que se reconstruyeron para los lahares ocurridos en 2007 en el Nevado del Huila, Colombia. Se puede observar en estos que la tendencia natural de los hidrógrafos de un lahar, es que estos alcanzan un *peak* de descarga y posteriormente ocurre una disminución brusca del caudal, hasta conformar una curva de menor pendiente. En consecuencia la altura y velocidad del flujo también disminuyen siguiendo una curva exponencial y no curva lineal, que es los que se obtiene al hacer un hidrógrafo con tres puntos (Figura 44 A). Este comportamiento también se observa en otro tipo de flujos no laháricos como se observa en la Figura 44 C, donde la curva con tres puntos sobrestima los valores de caudal, por ende de altura y velocidad del flujo, una vez alcanzado el peak de la descarga.

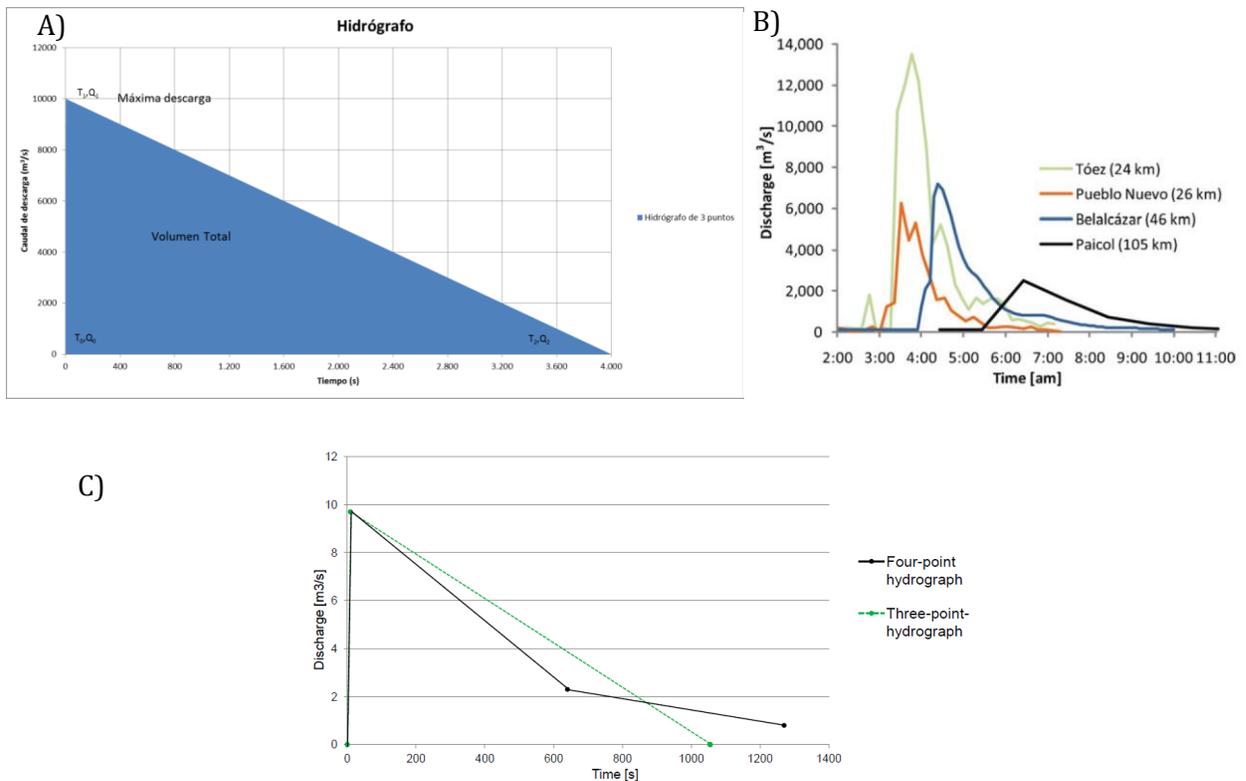


FIGURA 44: A) HIDRÓGRAFO CON 3 PUNTOS, CON UN CAUDAL DE 10.000 m³/s EN T1 2 SEGUNDOS. B) HIDRÓGRAFOS DE LOS LAHARES DEL 2007 DEL VOLCÁN NEVADOS DEL HUILA, COLOMBIA. C) COMPARACIÓN ENTRE UN HIDRÓGRAFO DE 3 PUNTOS CON UNO DE 4 PUNTOS OBTENIDOS DE UN FLUJO DE DETRITOS DEL 2 DE AGOSTO DEL 2005, EN ILLGRABEN, SUIZA.

También se realizaron pruebas de calibración con hidrógrafos para observar como variaban los resultados en comparación con el método de áreas de liberación. Estas pruebas se realizaron con los coeficientes de fricción que mejor se ajustaron para las áreas de liberación. Se obtiene que las simulaciones se ajustan mejor a los datos empíricos, como se muestra en la Tabla 13.

La mejor aproximación de las simulaciones a la realidad por medio de un hidrógrafo, se debe a que no se libera toda una sección del material del flujo simultáneamente, sino que la liberación total del material del flujo ocurre en un determinado lapso de tiempo, lo que depende del volumen total, el caudal del flujo y el tiempo que toma en que ocurra la descarga *peak*. En cambio, las áreas de liberación funcionan mejor si es que se simulan volúmenes pequeños, que es más probable que se precipiten rápidamente, pues en caso de que los flujos sean más voluminosos tienden a descargarse en un lapso de tiempo mayor y no repentinamente todo el volumen de una sola vez, como ocurre al simular la descarga de volúmenes grandes a través de áreas de liberación.

TABLA 13: COMPARACIÓN DE MÉTODO DE ÁREA DE LIBERACIÓN CON MÉTODO DE HIDRÓGRAFO, DONDE SE UTILIZAN LOS MISMOS COEFICIENTES DE FRICCIÓN Y VOLÚMENES.

Método con área de liberación (Pedregoso)										
Datos de entrada					Datos de salida					
Volumen (m ³)	Mu	Xi (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)	Nº de prueba
					Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)		
40796952	0,01	400	1	1500	10,5	14,5	17	23	20,4	43
Método con Hidrógrafo (Pedregoso)										
Datos de entrada					Datos de salida					
Volumen (m ³)	Mu	Xi (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)	Nº de prueba
					Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)		
40000000	0.01	400	1	1500	6	12	7	17	18,9	Hidro1
Datos empíricos del cauce Pedregoso (Naranjo y Moreno, 2004)										
Altitud 440 m s.n.m.					Altitud 700 m s.n.m.					
Altura (m)			Rapidez (m/s)		Altura (m)			Rapidez (m/s)		
~6			>14		~5.8			~14		

Posteriormente, se analizaron los depósitos generados en las simulaciones y se observa que estos se acumulan solo al final, en las llanuras de inundación, y no quedan depósitos a lo largo del cauce, como se espera que suceda. Con el fin de modificar esta situación se varían los valores de cohesión, pues solo se habían utilizado valores pequeños entre 1 y 10 Pa. En la Figura 45 se muestran las diferencias de los depósitos generados con una cohesión de 10 (Pa) y con una de 100 (Pa), se puede notar que en este último caso quedan más depósitos a lo largo del cauce. .

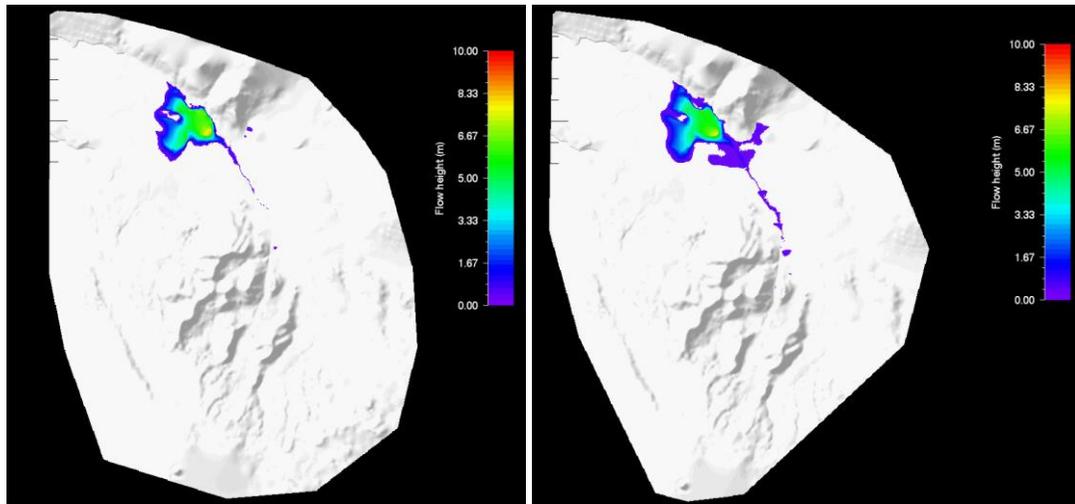


FIGURA 45: DEPÓSITOS RESULTANTES DE LOS FLUJOS SIMULADOS EN EL RÍO PEDREGOSO, POR MEDIO DE RAMMS, CON LOS PARÁMETROS DE FRICCIÓN DE $\mu = 0.01$ Y $\xi = 400$ (M/S²), PERO CON DISTINTOS VALORES DE COHESIÓN. A LA IZQUIERDA CON UNA COHESIÓN DE 10 (PA) Y A LA DERECHA CON UNA COHESIÓN DE 100 (PA).

En la Tabla 14 se muestran los resultados obtenidos con los distintos valores de cohesión, estos pueden variar en un rango entre 0-2000 (Pa) (Tabla 5). Estas últimas pruebas se simularon con hidrógrafos, dado que este método es el que mejor ajusta los resultados a la realidad. De este modo, se obtiene que con una cohesión de 200 (Pa) los patrones de los depósitos de los lahares se ajustan mejor a los datos empíricos.

TABLA 14: RESULTADOS OBTENIDOS PARA DISTINTOS VALORES DE COHESIÓN. EN ROJO LOS RESULTADOS OBTENIDOS AL UTILIZAR UNA COHESIÓN DE 200 (PA), QUE ES LA QUE MEJOR AJUSTA LOS PATRONES DE LOS DEPÓSITOS LAHÁRICOS A LOS DATOS EMPÍRICOS.

Hidrógrafos Pedregoso											
Datos de entrada							Datos de salida				
Volumen (m ³)	Mu	Xi (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Q _{max} (m ³ /s)	Velocidad (m/s)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)
							Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)	
20000000	0,01	400	10	1500	5983	14	6,4	10,5	5,8	12,6	21,5
20000000	0,01	400	100	1500	5983	14	7,5	9,5	5,6	15,5	19,5
20000000	0,01	400	1000	1500	5983	14	5,7	9,6	6	13	16,5
20000000	0,01	400	500	1500	5983	14	5,9	10	6	12,6	18
20000000	0,01	400	200	1500	5983	14	6,5	9,8	5,5	12,6	19,8
20000000	0,01	400	150	1500	5983	14	5,6	10,2	5,6	13,5	19,5

Con los resultados de la Tabla 14 se graficaron los distintos valores de cohesión que se probaron en las simulaciones versus los resultados de las alturas y velocidades a 700 m s.n.m., y las distancias máximas que alcanzan los flujos simulados, como se expone en la Figura 46. Se observa que la cohesión versus la distancia máxima muestra el mayor

coeficiente de determinación (R^2), lo que muestra la dependencia de este valor con la cohesión, lo que se debe a que este parámetro determina como se distribuyen los depósitos y la distancia que alcanzan. En cuanto a las velocidades y alturas de los flujos simulados no se observan muchas variaciones al cambiar el valor de la cohesión, por los que no es necesario volver a calibrar los coeficientes de fricción al variar los valores cohesión.

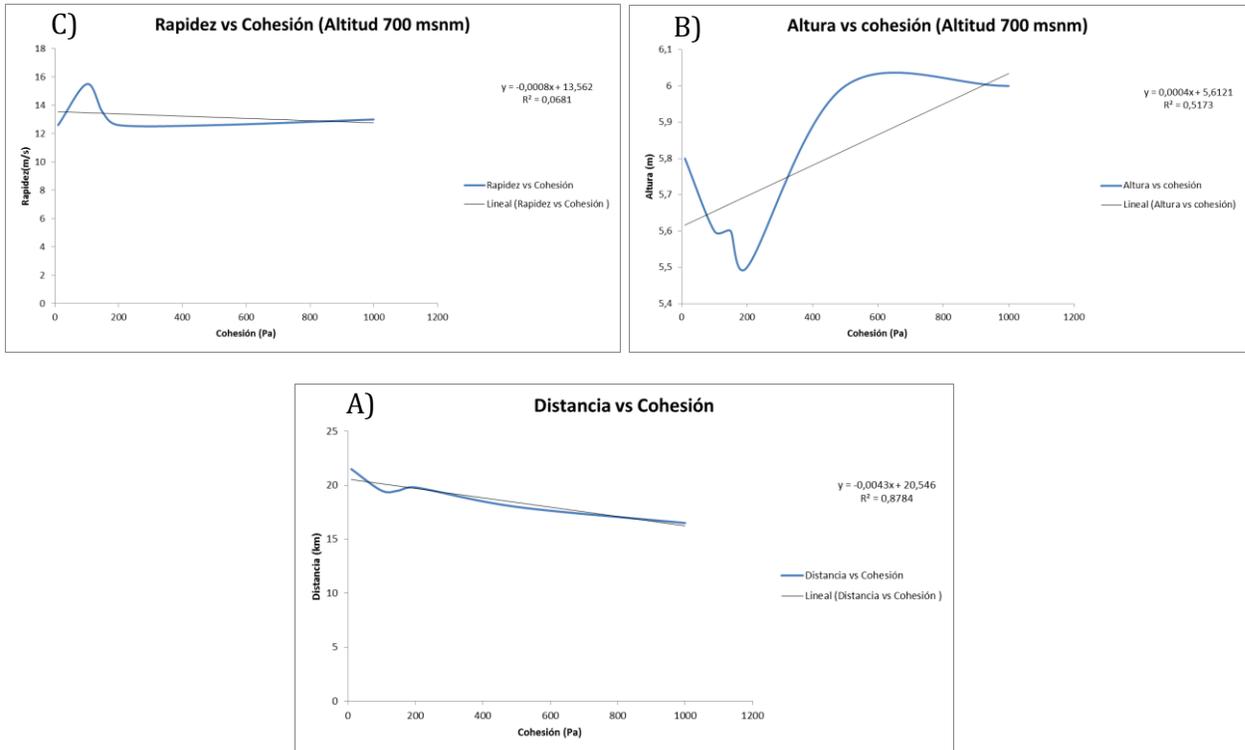


FIGURA 46: GRÁFICOS QUE RELACIONAN EL PARÁMETRO DE LA COHESIÓN CON LAS ALTURAS Y VELOCIDADES RESULTANTES DE LAS SIMULACIONES A LOS 700 M S.N.M. (A Y B). EL GRÁFICO C) MUESTRA LA CURVA DE LA DISTANCIA MÁXIMA QUE ALCANZA EL FLUJO VERSUS LA COHESIÓN.

Por último, para verificar que los parámetros de fricción eran los adecuados se hicieron pruebas en el cauce del río Voipir, que se encuentra al oeste del volcán. Debido a que es el único cauce que se detiene en tierra y no desemboca en un lago, lo que permite verificar si los coeficientes de fricción y cohesión generan los alcances correctos para los lahares que se generan en el volcán Villarrica. Los resultados se muestran en la Figura 47, donde se simuló un flujo de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$, y se obtiene que la distancia máxima que alcanza el flujo es de aproximadamente 16.5 km y las alturas de los depósitos varían de 0 a 4 metros. A causa de que en la simulación los flujos se dispersaron por distintos cauces a los alrededores del Voipir, el flujo no alcanzó las distancias esperadas (23 km), pero si sus patrones de depositación se aproximan a lo reportado en otros trabajos (Castruccio, 2008).

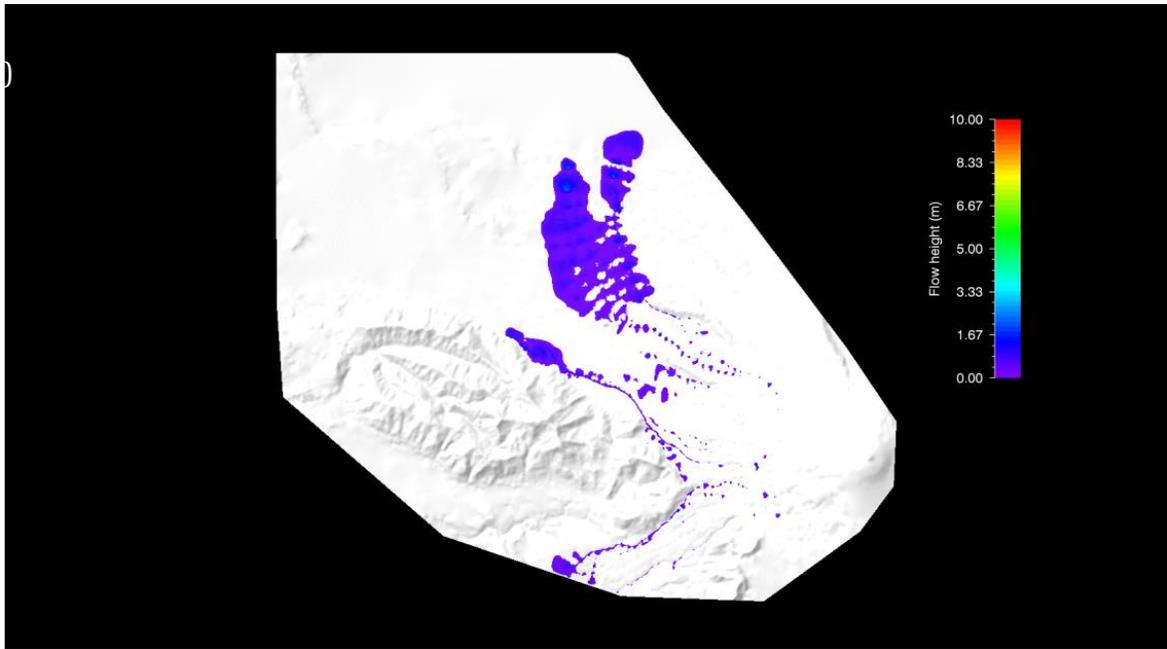


FIGURA 47: VISTA EN PLANTA DE LOS DEPÓSITOS RESULTANTES DE LA SIMULACIÓN EN RAMMS EN EL CAUCE DEL VOIPIR Y VARIOS CAUCES MÁS QUE SE DIRIGEN AL LAGO VILLARRICA, EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN.

5. MODELAMIENTO DE LOS FLUJOS LAHÁRICOS

5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se exponen los resultados que se obtienen de las simulaciones realizadas en los programas LAHARZ y RAMMS, en los cauces del estero Zanjón Seco, río Turbio y río Pedregoso, que son los que se dirigen a la zona de Pucón (Figura 5). En estos modelos se probaron volúmenes totales de 10×10^6 , 20×10^6 y $40 \times 10^6 \text{ m}^3$, que se simularon en una sola descarga y en varios pulsos de 2.5×10^6 , 5×10^6 y $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ hasta alcanzar los volúmenes totales, respectivamente.

5.2 MODELAMIENTO EN LAHARZ

En los modelos realizados con LAHARZ se hicieron pruebas con los volúmenes mencionados anteriormente por medio de una sola descarga y en varios pulsos hasta completar los volúmenes totales. Para el caso en el que se simularon varios pulsos se modificaron los DEMs, con el nuevo script, para que se conservaran los depósitos dejados por los pulsos previos, y de este modo ver como variaban los nuevos pulsos al cambiar la topografía. En estas simulaciones se consideraron los parámetros de simulación calibrados que se expusieron en la sección de calibración del programa.

Primero se realizaron simulaciones con volúmenes de 10×10^6 , 20×10^6 y $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ en una única descarga del flujo. En las Figuras de la 48 a la 50 se exponen los resultados de las simulaciones en el DEM de baja resolución (a la izquierda), y en el DEM de alta resolución (a la derecha). Se pueden observar las diferencias entre los patrones de inundación de los lahares al simular los modelos en los distintos DEMs. Por un lado las mayores áreas de inundación se generan en el DEM de baja resolución, y los patrones de inundación que alcanzan una mayor distancia se observan en las simulaciones realizadas en el DEM de alta resolución.

En las Figuras de la 51 hasta la 53 se presentan los resultados de las simulaciones con varios pulsos en los tres cauces en estudio, realizadas en el DEM de baja resolución (a la izquierda) y en el DEM de alta resolución (a la derecha).

Modelamiento de los flujos laháricos

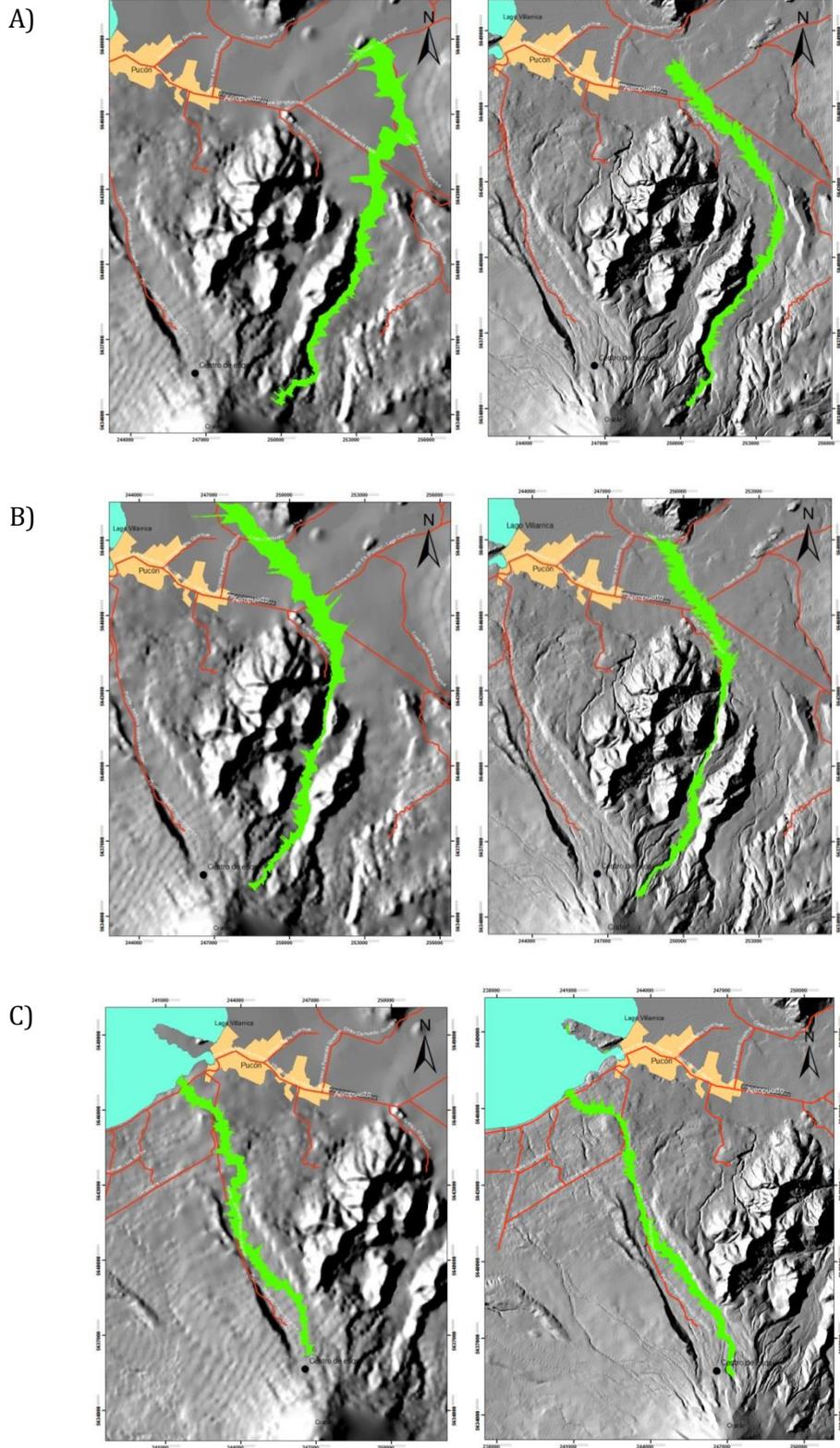


FIGURA 48: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN EN LAHARZ CON UN VOLUMEN TOTAL DE 10×10^6 M³. A LA IZQUIERDA SE EXHIBEN LOS RESULTADOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN Y A LA DERECHA EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. A) RÍO TURBIO B) RÍO PEDREGOSO Y C) ESTERO ZANJÓN SECO.

Modelamiento de los flujos laháricos

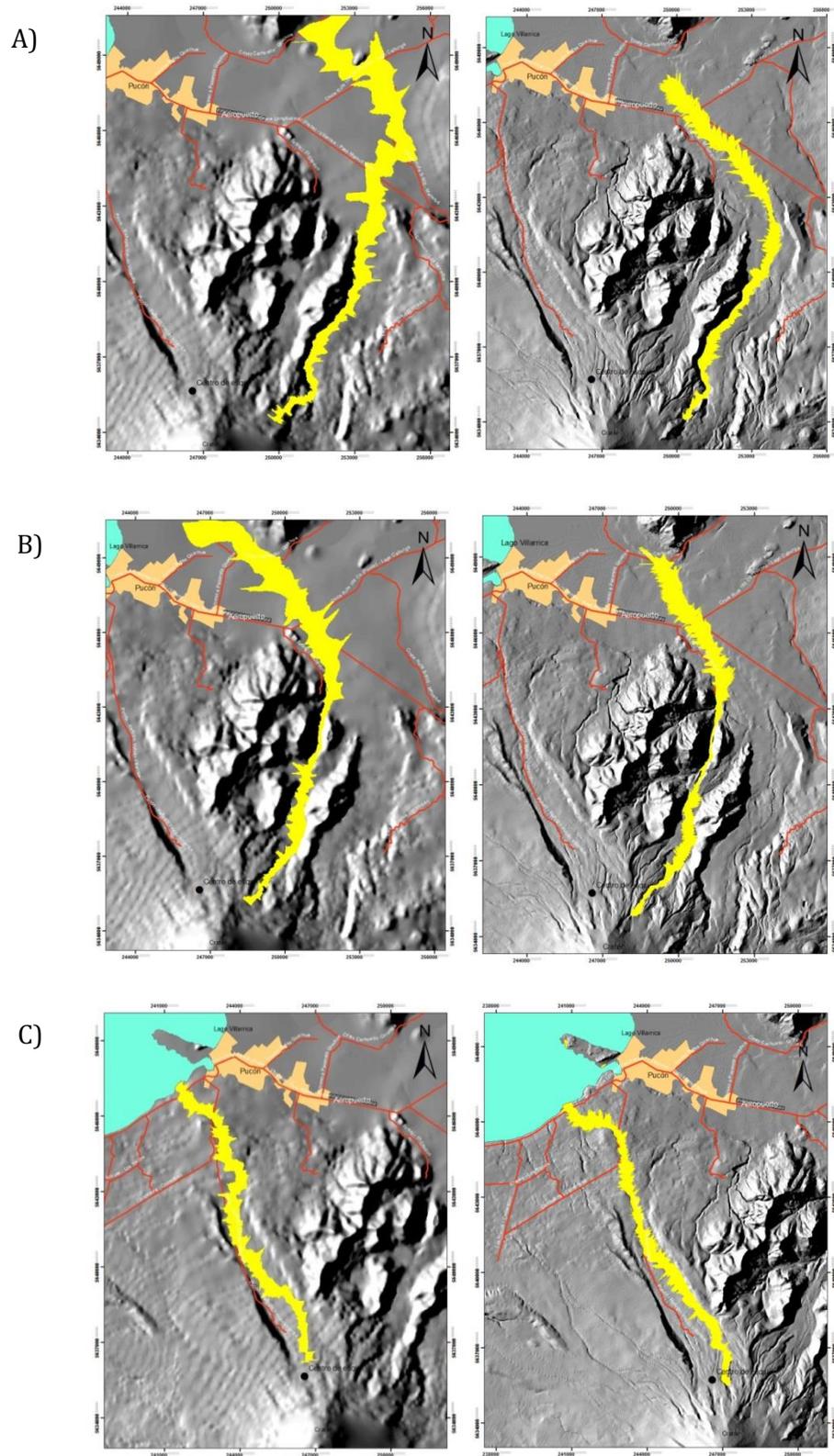


FIGURA 49: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN EN LAHARZ CON UN VOLUMEN TOTAL DE 20×10^6 M³. A LA IZQUIERDA SE EXHIBEN LOS RESULTADOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN Y A LA DERECHA EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. A) RÍO TURBIO B) RÍO PEDREGOSO Y C) ESTERO ZANJÓN SECO.

Modelamiento de los flujos laháricos

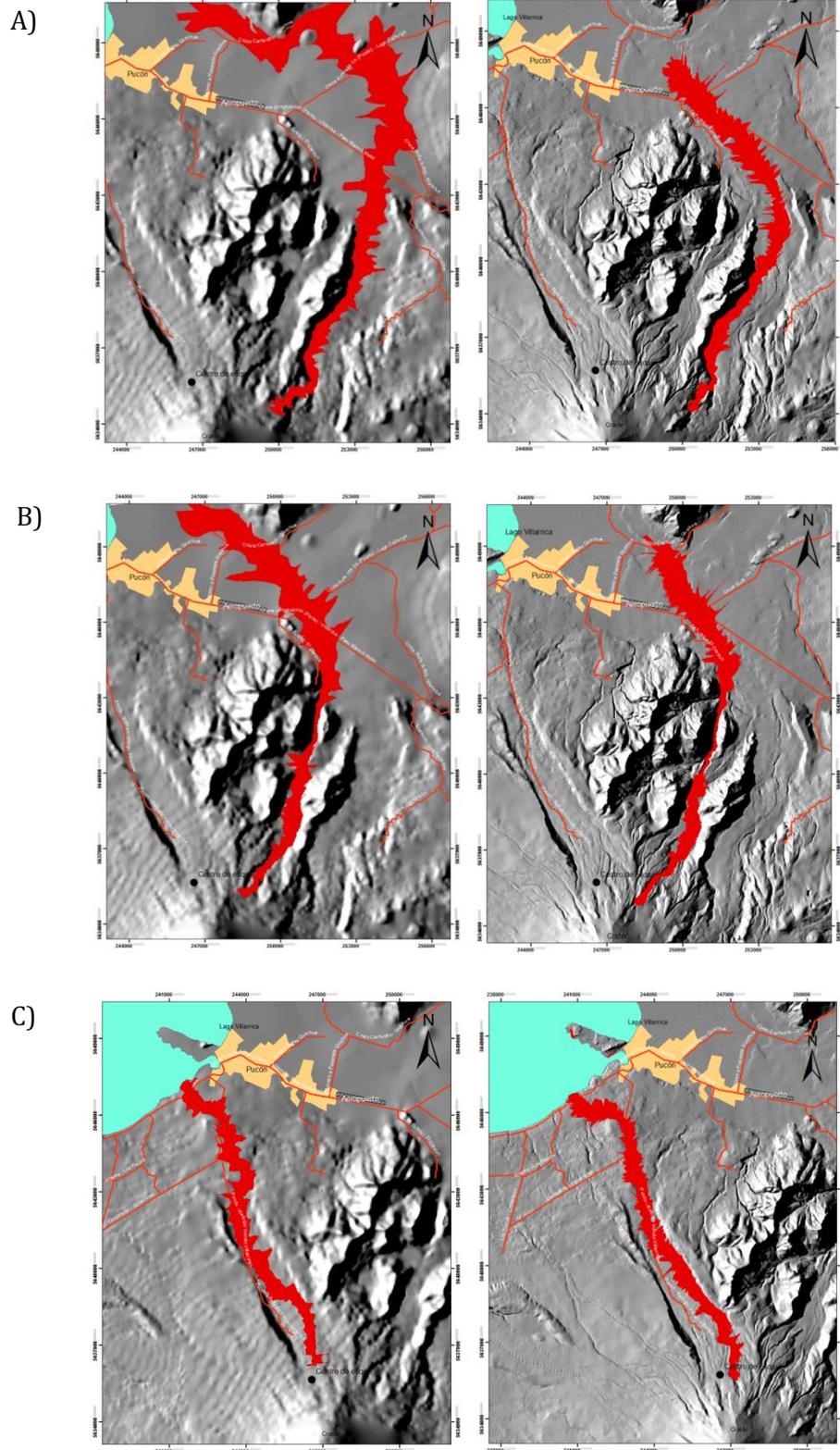


FIGURA 50: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN EN LAHARZ CON UN VOLUMEN TOTAL DE 40×10^6 M³. A LA IZQUIERDA SE EXHIBEN LOS RESULTADOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN Y A LA DERECHA EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. A) RÍO TURBIO B) RÍO PEDREGOSO Y C) ESTERO ZANJÓN SECO.

Modelamiento de los flujos laháricos

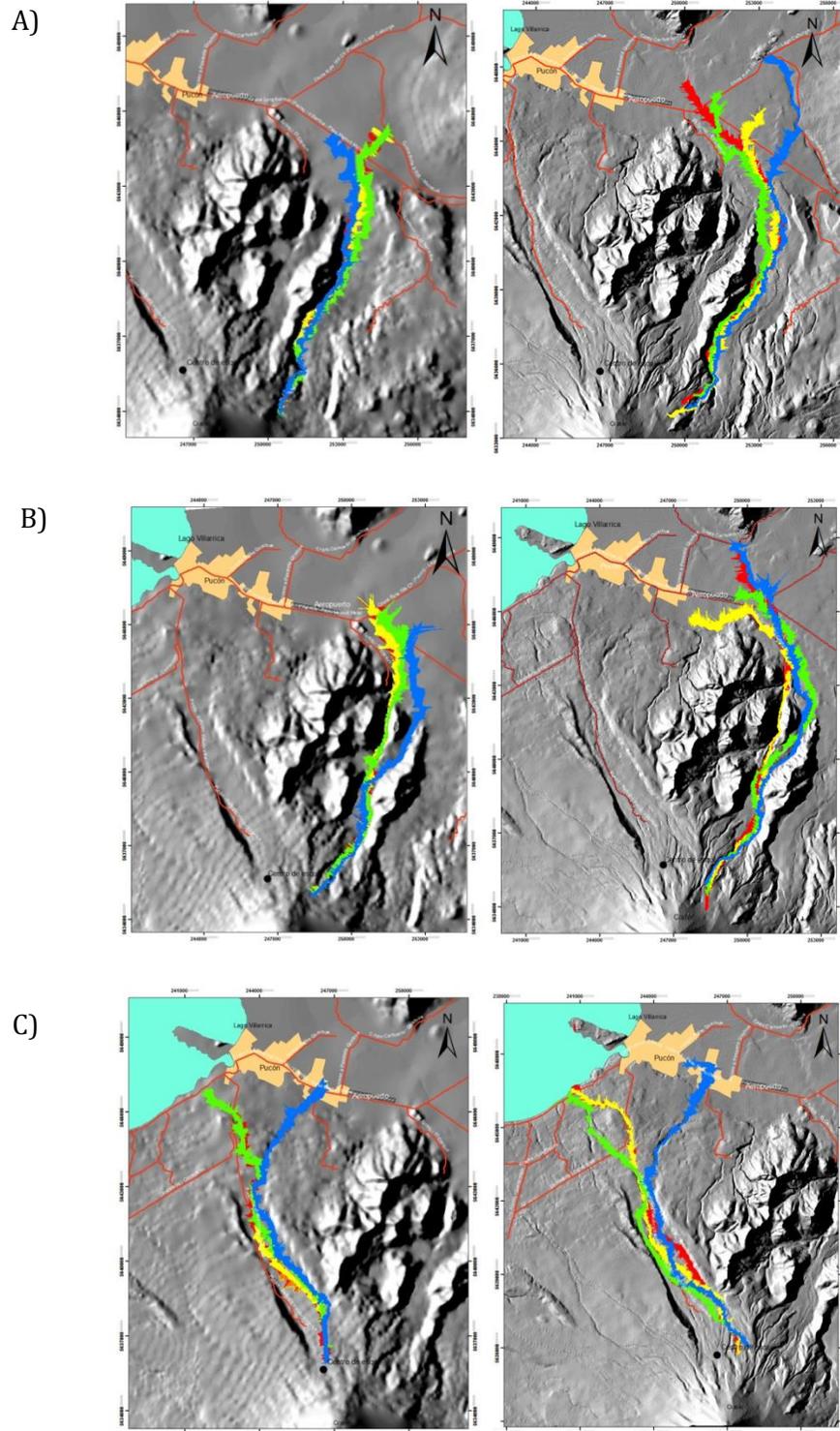


FIGURA 51: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN EN LAHARZ CON 4 PULSOS DE $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, PARA ALCANZAR UN VOLUMEN TOTAL DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$. A LA IZQUIERDA SE MUESTRAN LOS RESULTADOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN Y A LA DERECHA EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. EN ROJO SE REPRESENTA EL PRIMER PULSO, EN AMARRILLO EL SEGUNDO PULSO, EN VERDE EL TERCER PULSO Y EN AZUL EL CUARTO PULSO. A) RÍO TURBIO B) RÍO PEDREGOSO Y C) ESTERO ZANJÓN SECO.

Modelamiento de los flujos laháricos

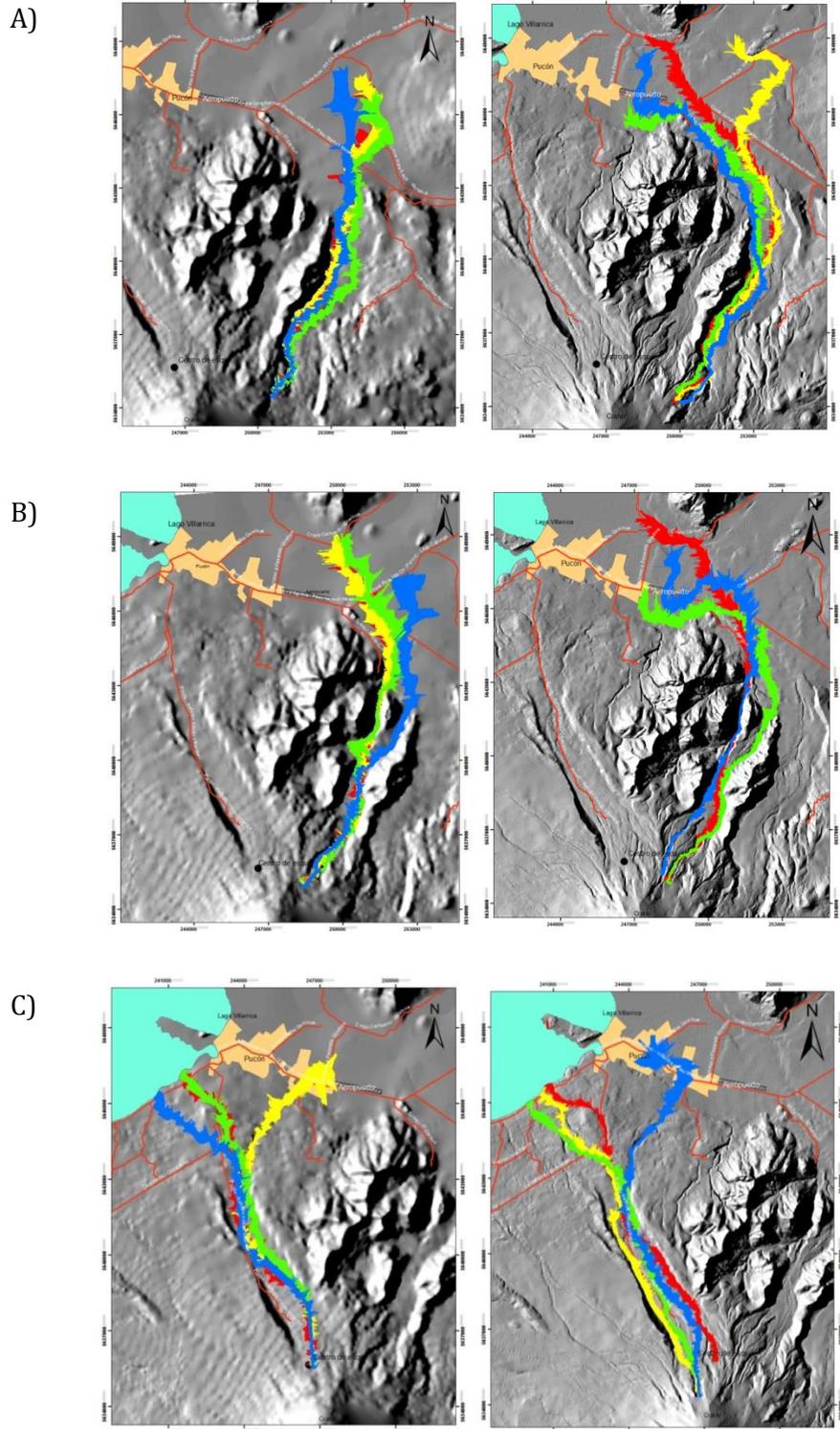
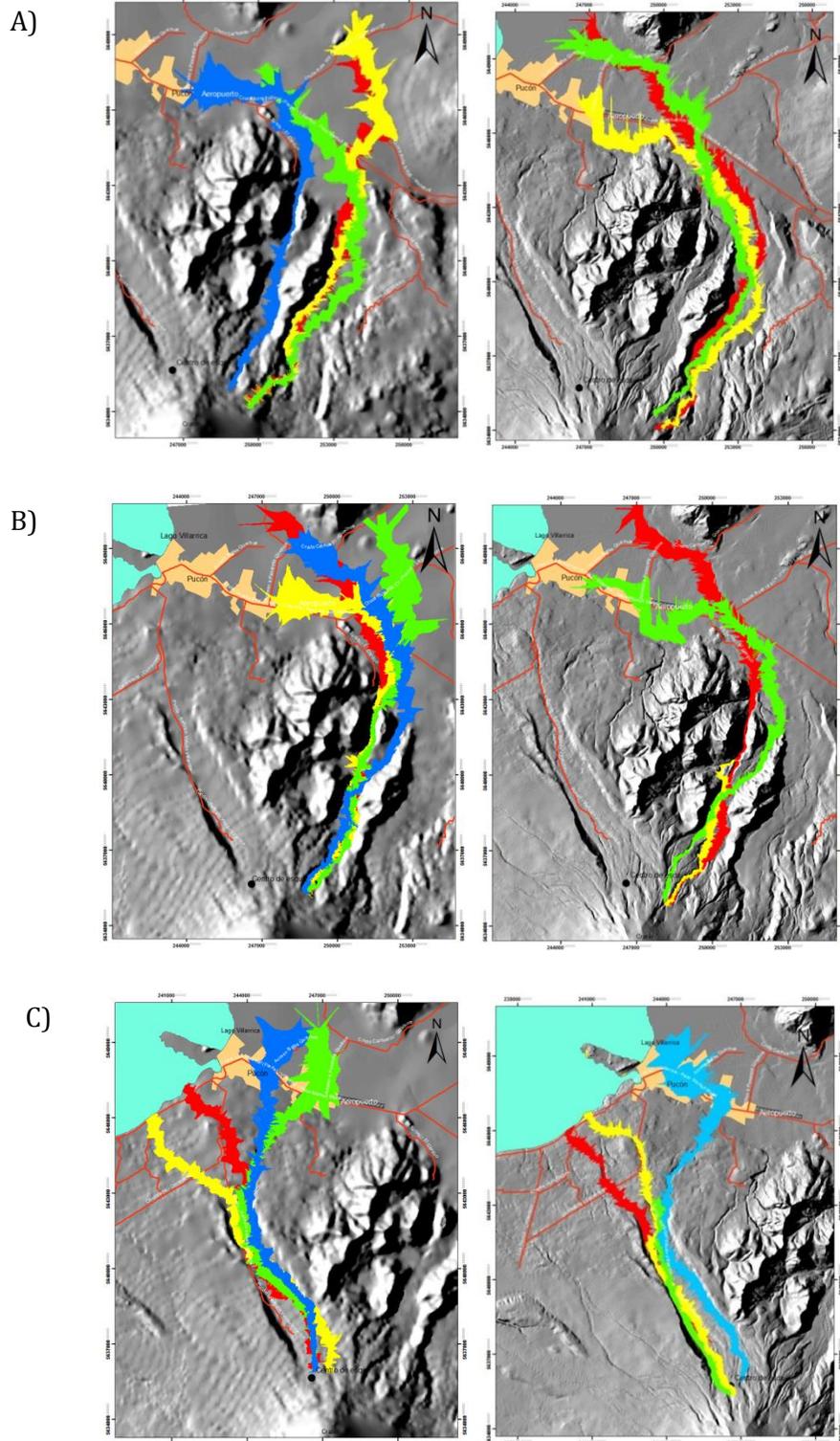


FIGURA 52: RESULTADOS DE LA MODELACIÓN EN LAHARZ CON 4 PULSOS DE $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, PARA ALCANZAR UN VOLUMEN TOTAL DE $20 \times 10^6 \text{ m}^3$. A LA IZQUIERDA SE MUESTRAN LOS RESULTADOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN Y A LA DERECHA EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. EN ROJO SE REPRESENTA EL PRIMER PULSO, EN AMARRILLO EL SEGUNDO PULSO, EN VERDE EL TERCER PULSO Y EN AZUL EL CUARTO PULSO. A) RÍO TURBIO B) RÍO PEDREGOSO Y C) ESTERO ZANJÓN SECO.

Modelamiento de los flujos laháricos



En el siguiente apartado se realiza un primer análisis de los resultados obtenidos con LAHARZ. Se observa en el caso de las simulaciones realizadas en el DEM de baja resolución con una sola descarga, los flujos simulados ocupan un mayor ancho y los patrones de estos son menos sinuosos, que los generados en el DEM de mejor resolución, donde se observa que los flujos tienden a seguir el patrón original del cauce, que es más sinuoso, y a la vez los patrones son menos anchos. En cuanto a las simulaciones con varios pulsos (Figuras de la 51 a la 53), se observa que con cada nuevo pulso los flujos van variando tanto en la forma de los patrones que generan, como en los cursos que siguen corriente abajo. Esto se debe al represamiento del material en las partes más angostas de los cauces, y a lo curvado que se pueden tornar las redes hidrográficas en algunos sectores.

Otro aspecto, que es importante destacar, es que en las simulaciones en el cauce del estero Zanjón Seco los pulsos de volúmenes de 2.5×10^6 m³ o mayores, desde la segunda oleada en adelante se desvían a la ciudad de Pucón. En particular, en el caso de las simulaciones con pulsos de 2.5×10^6 m³, se observa que el cuarto pulso se tuerce a la ciudad de Pucón en el DEM de alta resolución, del mismo modo que con el DEM de baja resolución. En las simulaciones con el DEM de alta resolución se observa que con los pulsos de 5×10^6 m³, es el cuarto pulso el que se desvía hacia Pucón. Para el caso del DEM de baja resolución es el segundo pulso de 5×10^6 m³ el que se ladea a la ciudad de Pucón, del mismo modo que en el caso con pulsos de 10×10^6 m³, para ambos DEMs. Con respecto a las simulaciones con pulsos, en los DEMs de alta y de baja resolución, en los cauces del río Pedregoso y río Turbio, estos se desvían al aeropuerto de Pucón. En el único caso en el que los pulsos no se desvían hacia este sector son con los pulsos de 2.5×10^6 m³, en ambos DEMs.

Si se comparan los modelos obtenidos de las simulaciones con varios pulsos y con una sola descarga, se observa que ninguno de los flujos simulados en el cauce del estero del Zanjón Seco los flujos se desvía a la ciudad de Pucón, sin importar el volumen que se considere. De igual forma, en los cauces del río Pedregoso y río Turbio, en las simulaciones que involucran una sola descarga, los flujos no se desvían al aeropuerto de Pucón, como si se observa en las simulaciones con varios pulsos.

5.3 MODELAMIENTO EN RAMMS

En RAMMS los modelos se realizaron con volúmenes totales de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$, que se probaron en una sola descarga, y de $40 \times 10^6 \text{ m}^3$, que se probaron con 4 pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ cada uno. En las pruebas con varios pulsos se adicionaron los depósitos en los DEMs, para que se asemejara a los casos reales. En estas simulaciones se utilizaron los parámetros que mejor ajustaban los resultados a los datos empíricos. Estos parámetros de simulación se resumen en la Tabla 15.

TABLA 15: PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LAS SIMULACIONES CON EL PROGRAMA RAMMS.

Parámetro	Valor utilizado
μ	0.01
$\xi(\text{m/s}^2)$	400
Cohesión (Pa)	200
Tipo de área de liberación	Hidrógrafos
(*)Caudal (m^3/s) para un volumen de $40 \times 10^6 \text{ m}^3$	10.000
(**)Caudal (m^3/s) para un volumen de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$	6.685
(*) Volumen obtenido de los datos de Naranjo y Moreno, 2004 (**) Volumen obtenido con la ecuación 18 (Mizuyama <i>et al.</i> , 1992)	

En la siguiente sección se muestran los resultados obtenidos para las simulaciones con una sola descarga de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$, en el DEM de alta resolución y en el de baja resolución. En la Figura 54 se muestran los resultados obtenidos de la simulación en el cauce del Río Pedregoso en el DEM de baja resolución, donde en cada figura se incluyen imágenes de los depósitos dejados por los lahares, las alturas y velocidades máximas alcanzadas por el flujo en cada punto, y con el fin de determinar la ubicación donde se realizó la simulación, se incluye una imagen en *Google Earth* con los depósitos resultantes. En la Figura 55 se presentan los resultados en el DEM alta resolución en el cauce del río Pedregoso.

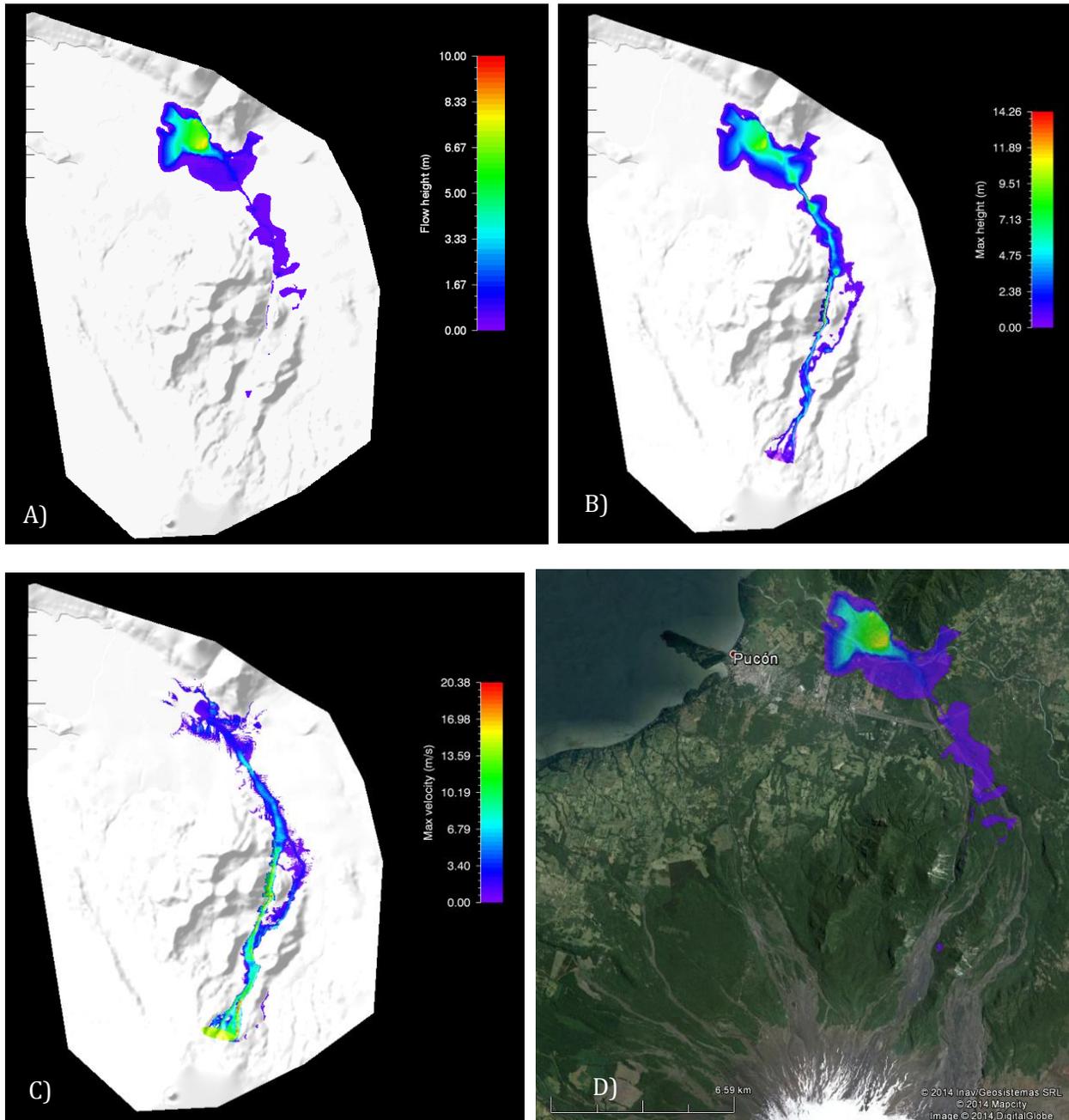


FIGURA 54: SIMULACIÓN EN RAMMS CON UNA DESCARGA DE 20×10^6 m³ EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. A) DEPÓSITOS RESULTANTES B) ALTURAS MÁXIMAS OBTENIDAS EN CADA PUNTO DEL FLUJO C) VELOCIDAD MÁXIMA ALCANZADA POR EL LAHAR EN CADA PUNTO D) VISTA EN *GOOGLE EARTH* DE LOS DEPÓSITOS RESULTANTES.

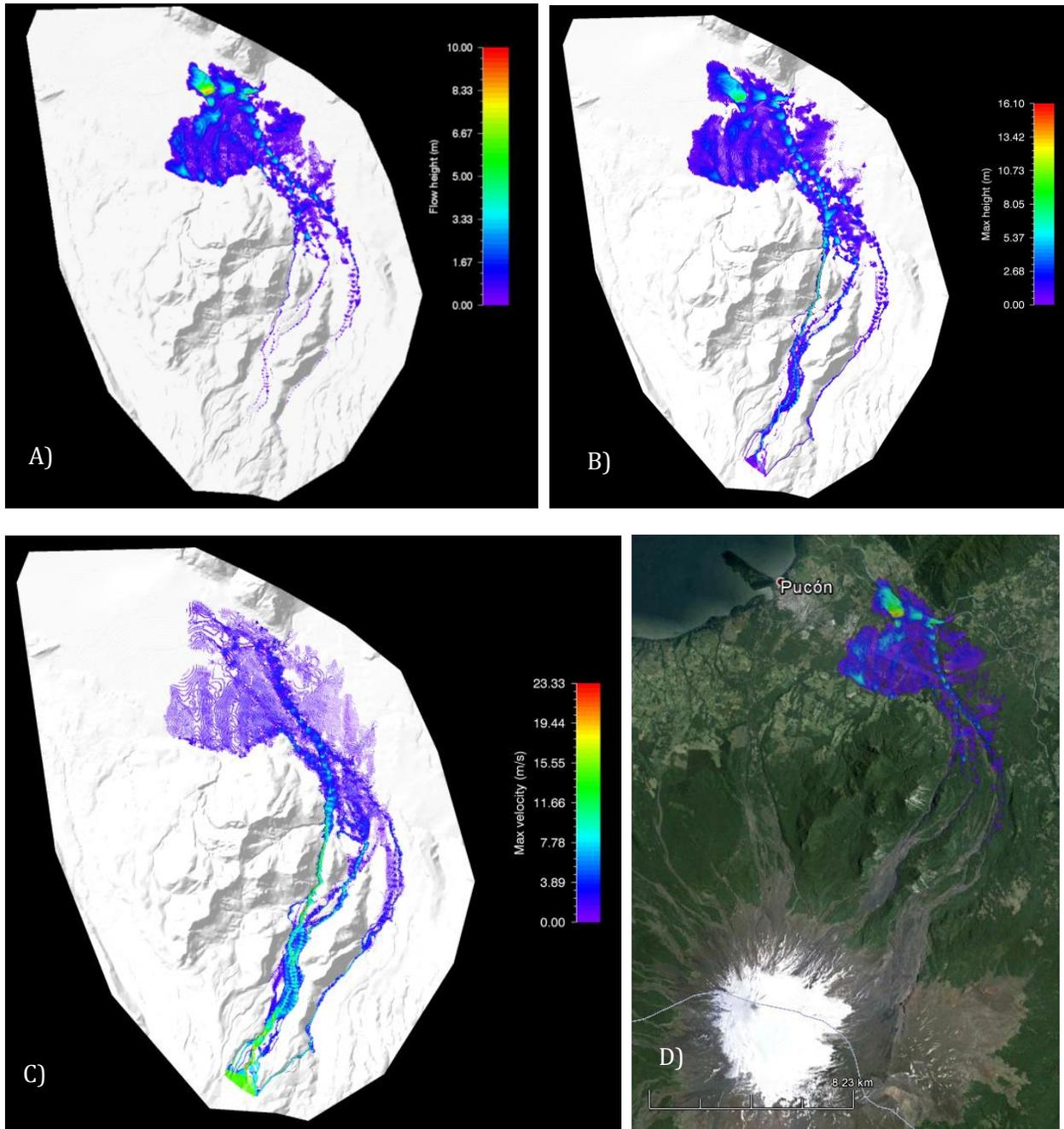


FIGURA 55: SIMULACIÓN EN RAMMS CON UNA DESCARGA DE 20×10^6 m³ EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. A) DEPÓSITOS RESULTANTES. B) ALTURAS MÁXIMAS OBTENIDAS EN CADA PUNTO DEL FLUJO. C) VELOCIDAD MÁXIMA ALCANZADA POR EL LAHAR EN CADA PUNTO. D) VISTA EN *GOOGLE EARTH* DE LOS DEPÓSITOS RESULTANTES.

A continuación, se muestran los resultados obtenidos de las simulaciones realizadas con pulsos de 10×10^6 m³ hasta alcanzar un volumen total de 40×10^6 m³ con el DEM de baja resolución, en los tres cauces en estudio. En las Figuras 56 a la 58 se muestran los depósitos resultantes de la simulaciones en los tres cauces y en la Figura 59 se muestran los depósitos resultantes del cuarto pulso de los tres cauces en *Google Earth*. En las Figuras de la 60 a la

62 se exhiben las alturas máximas resultantes. En las Figuras de la 63 a la 65 se muestran las velocidades máximas alcanzadas por los cuatro pulsos para cada cauce.

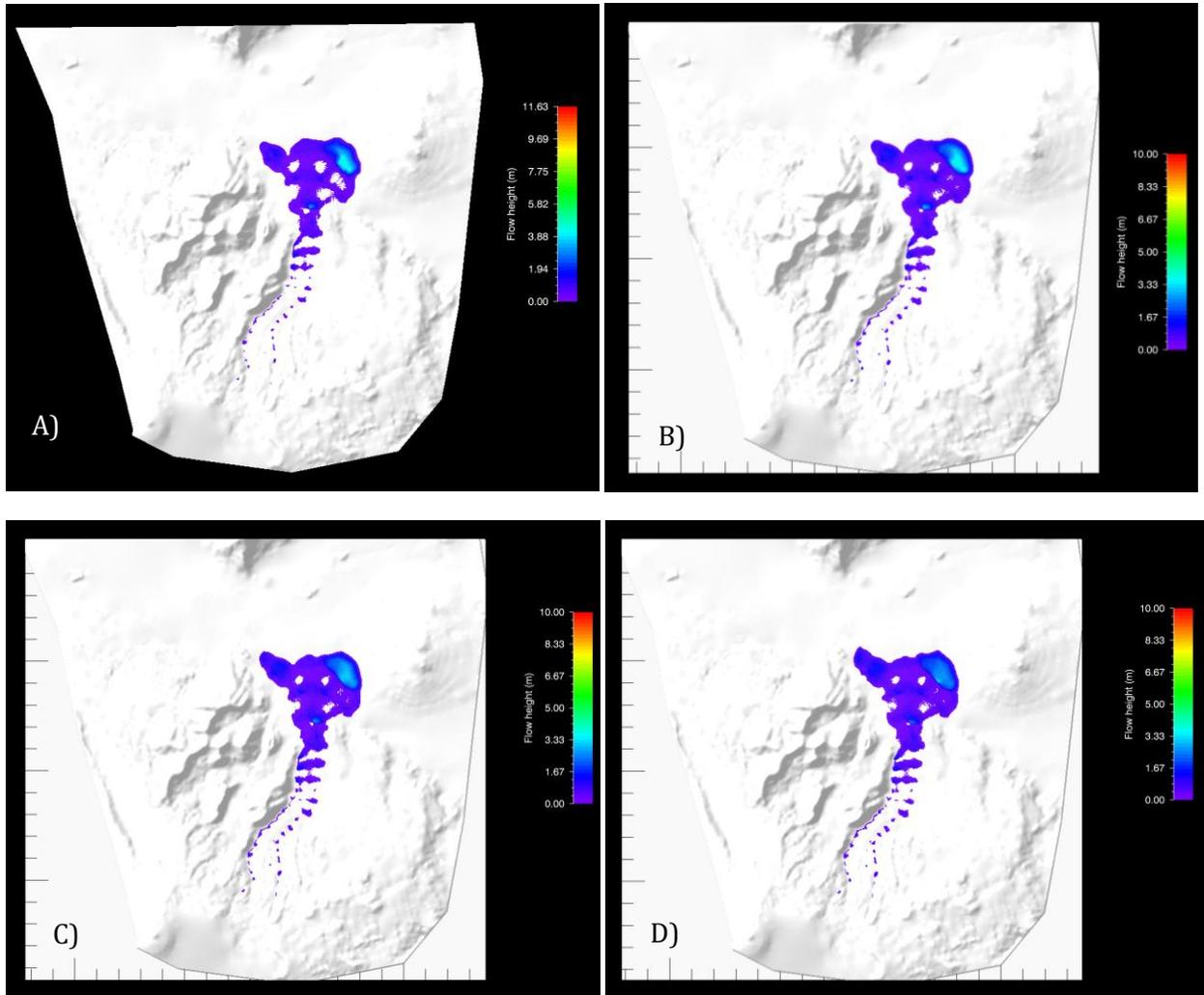


FIGURA 56: DEPÓSITOS DE LOS 4 PULSOS DE 10×10^6 M³ EN EL CAUCE DEL RÍO TURBIO, EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO

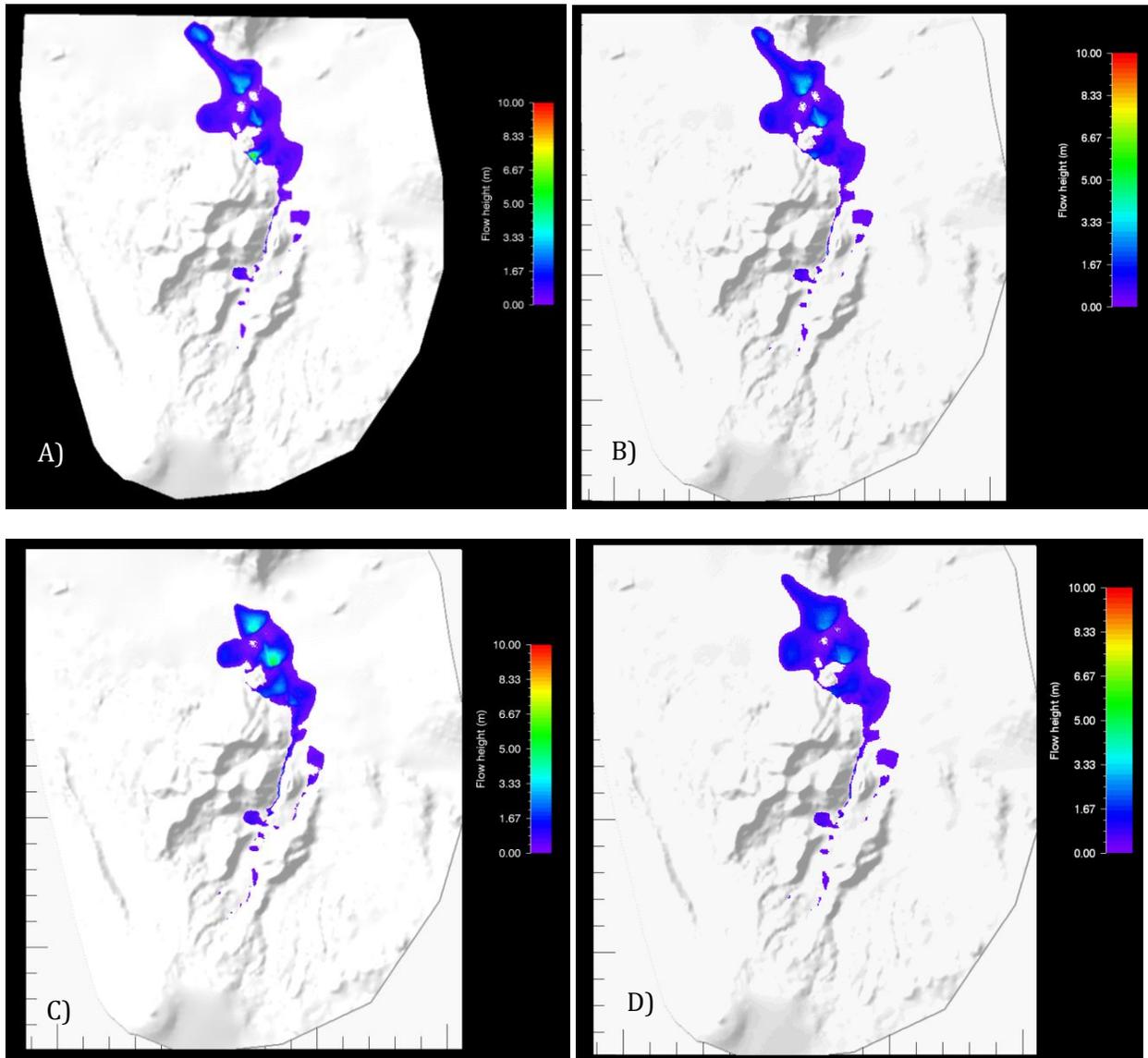


FIGURA 57: DEPÓSITOS DE LOS 4 PULSOS DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO, EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO

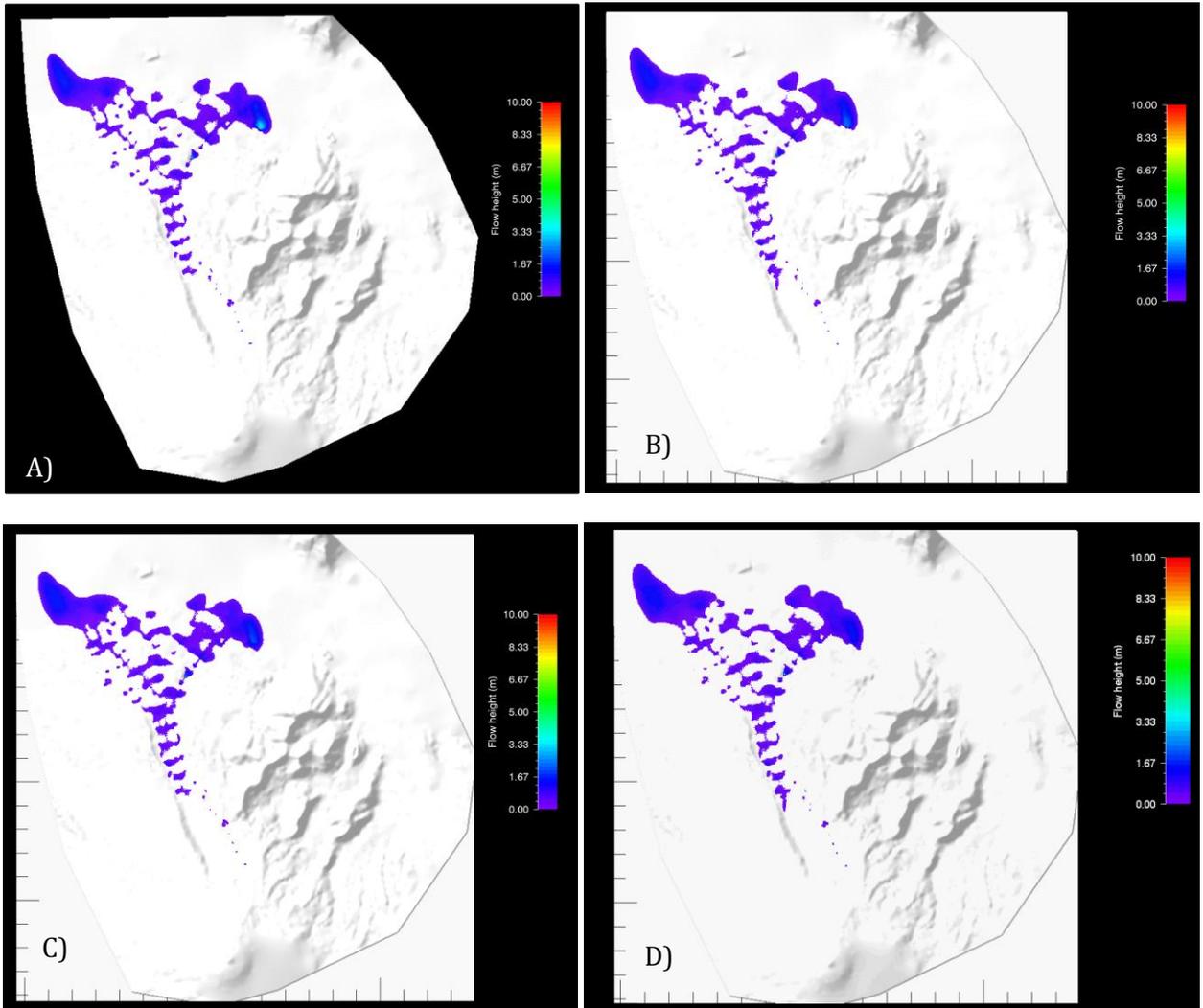


FIGURA 58: DEPÓSITOS DE LOS 4 PULSOS DE $10 \times 10^6 \text{ M}^3$ EN EL CAUCE DEL ESTERO ZANJÓN SECO, EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO

Modelamiento de los flujos laháricos

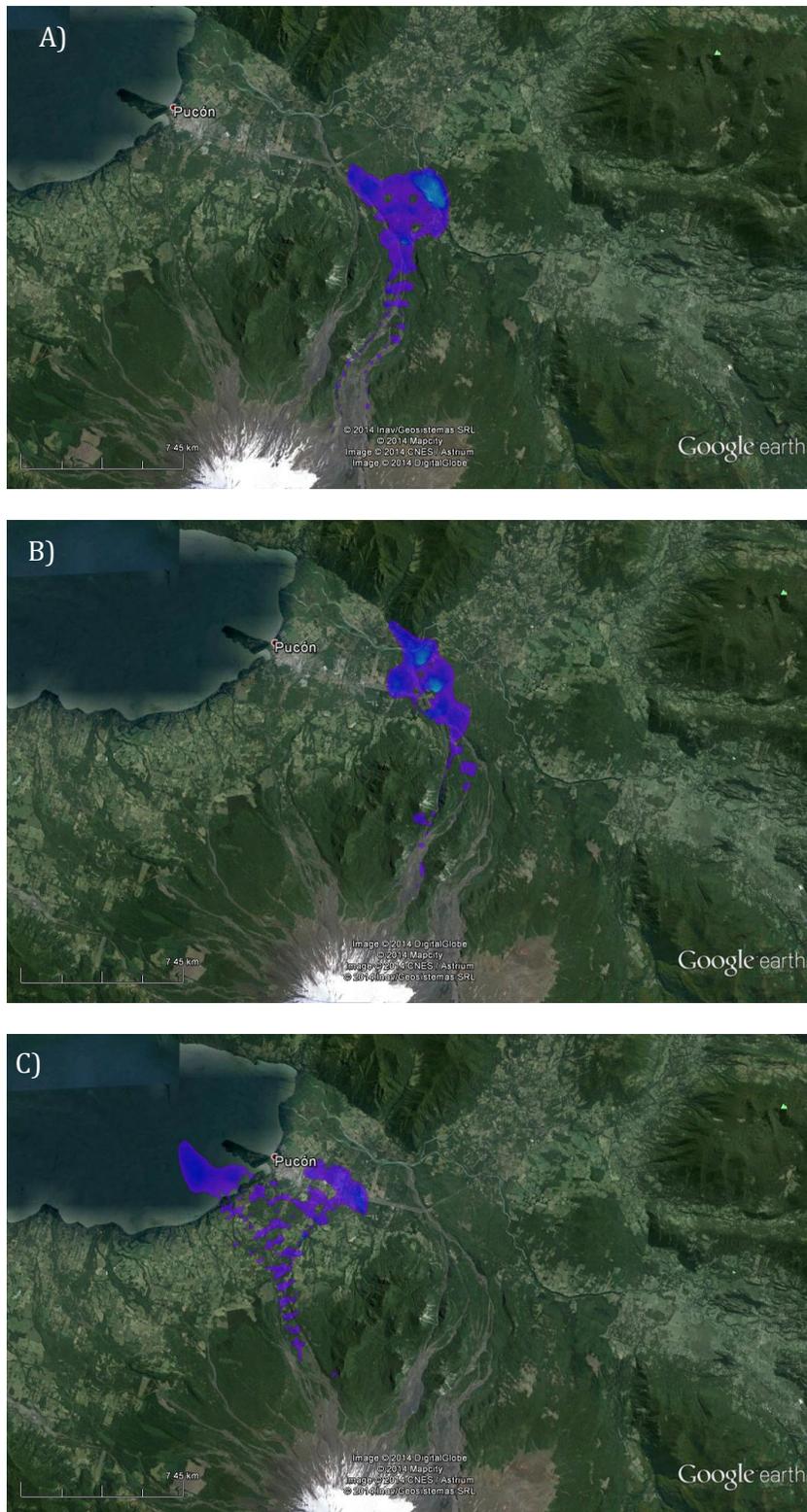


FIGURA 59: VISTA EN *GOOGLE EARTH* DE LOS DEPÓSITOS RESULTANTES EN LOS TRES CAUCES EN ESTUDIO, DE LOS CUATRO PULSOS EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN. A) CAUCE DEL RÍO TURBIO B) CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO C) CAUCE DEL ESTERO ZANJÓN SECO

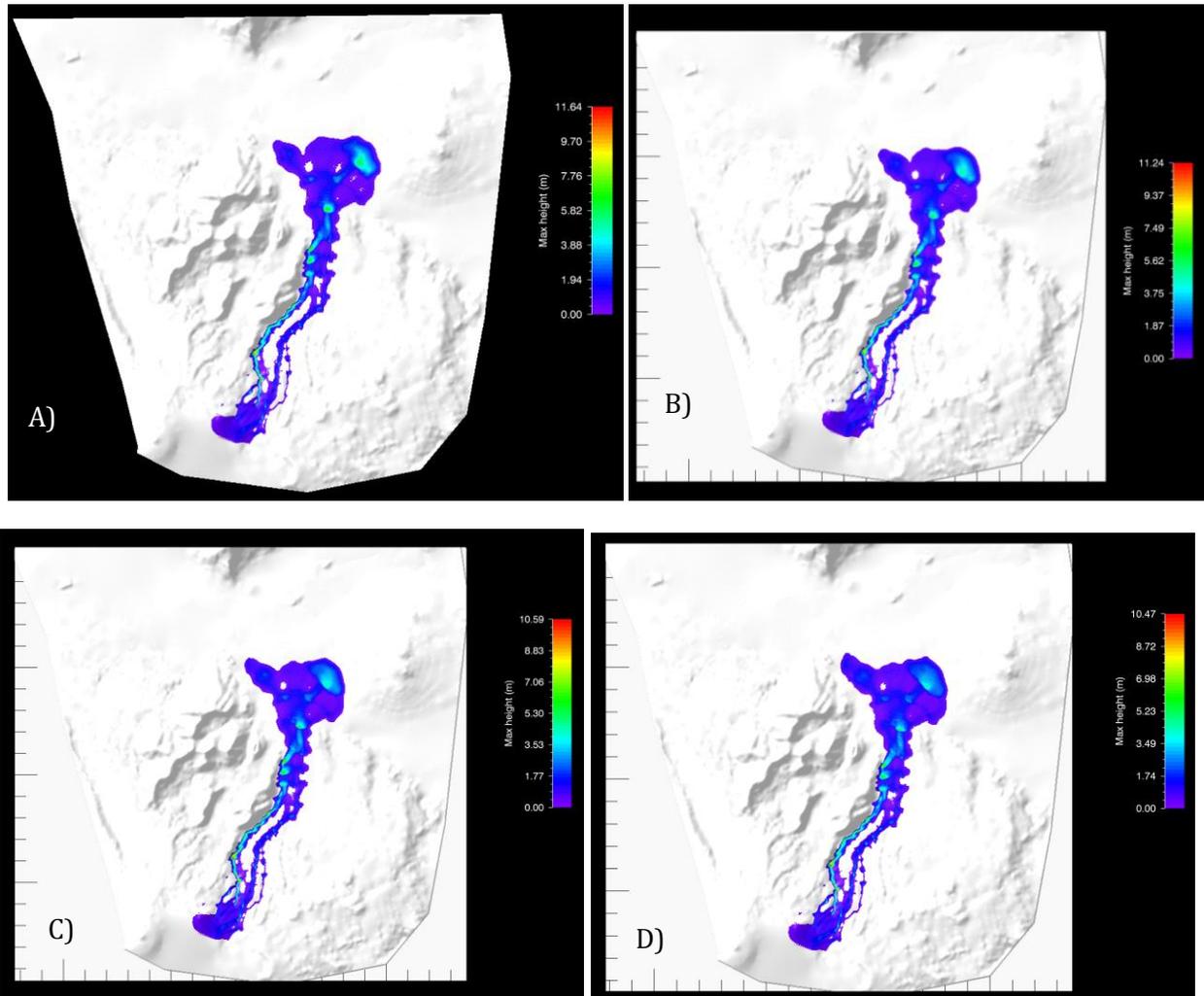


FIGURA 60: ALTURAS MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ SIMULADO EN EL CAUCE DEL RÍO TURBIO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

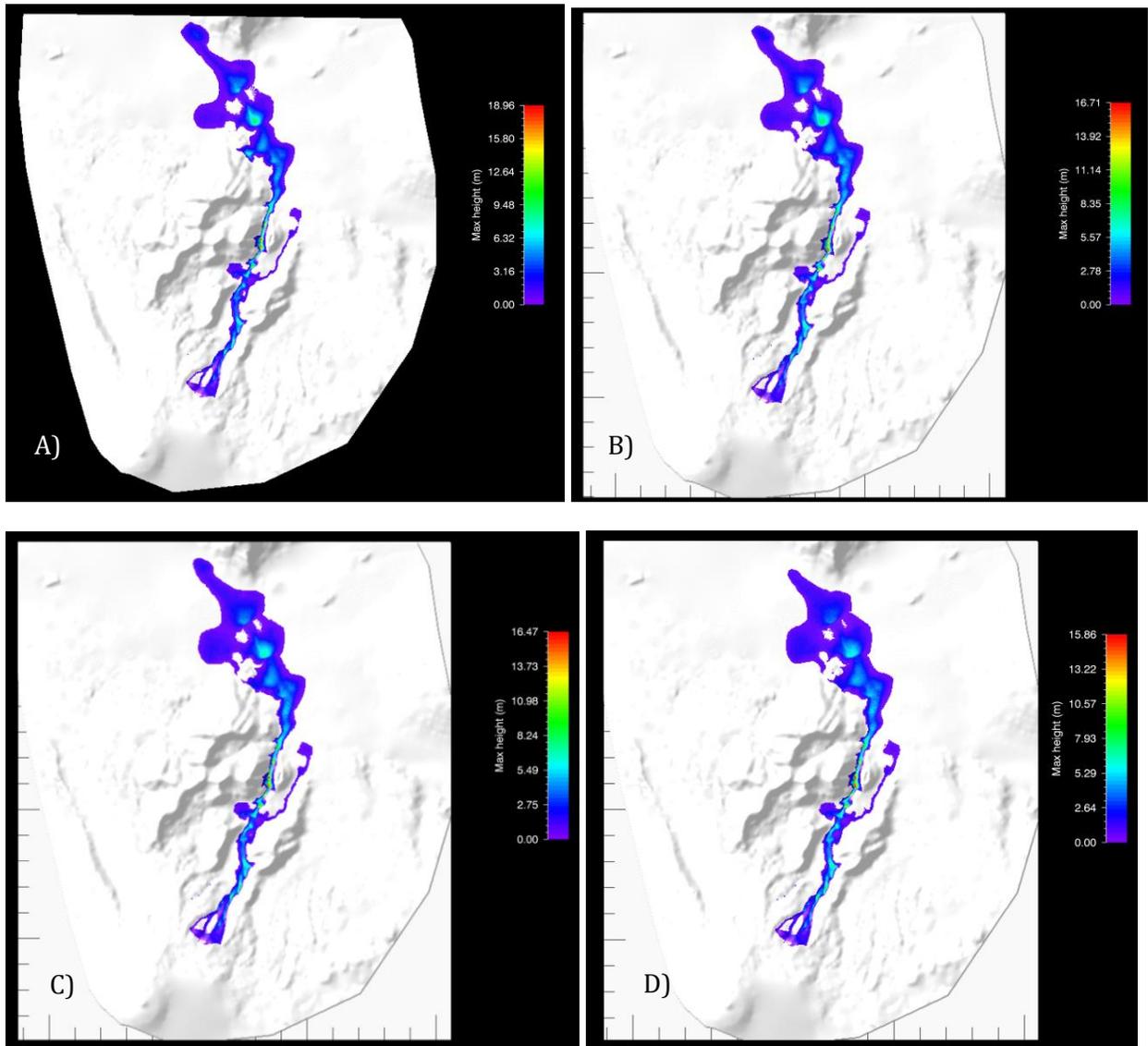


FIGURA 61: ALTURAS MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ SIMULADO EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

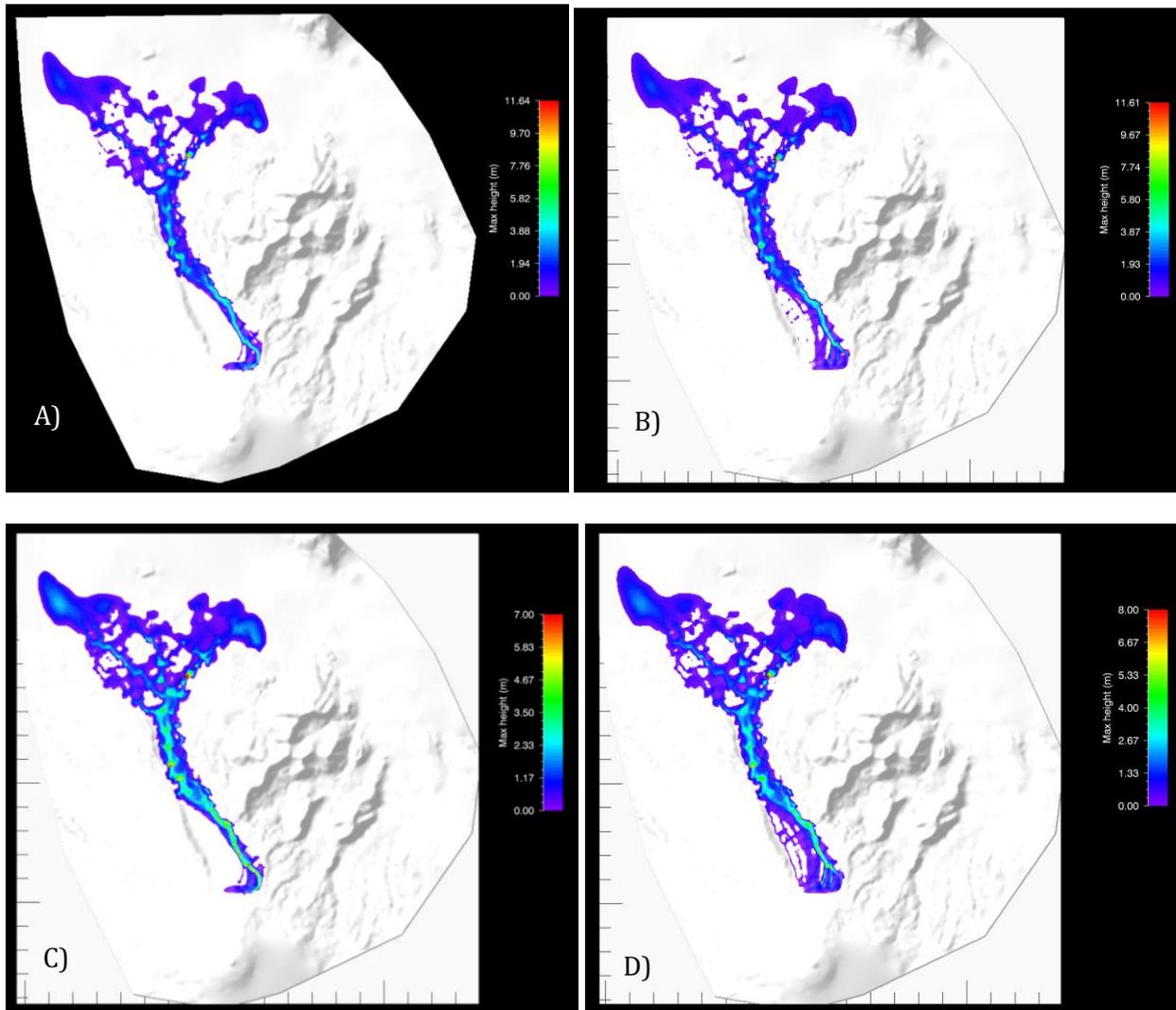


FIGURA 62: ALTURAS MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ SIMULADO EN EL CAUCE DEL ESTERO ZANJÓN
SECO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

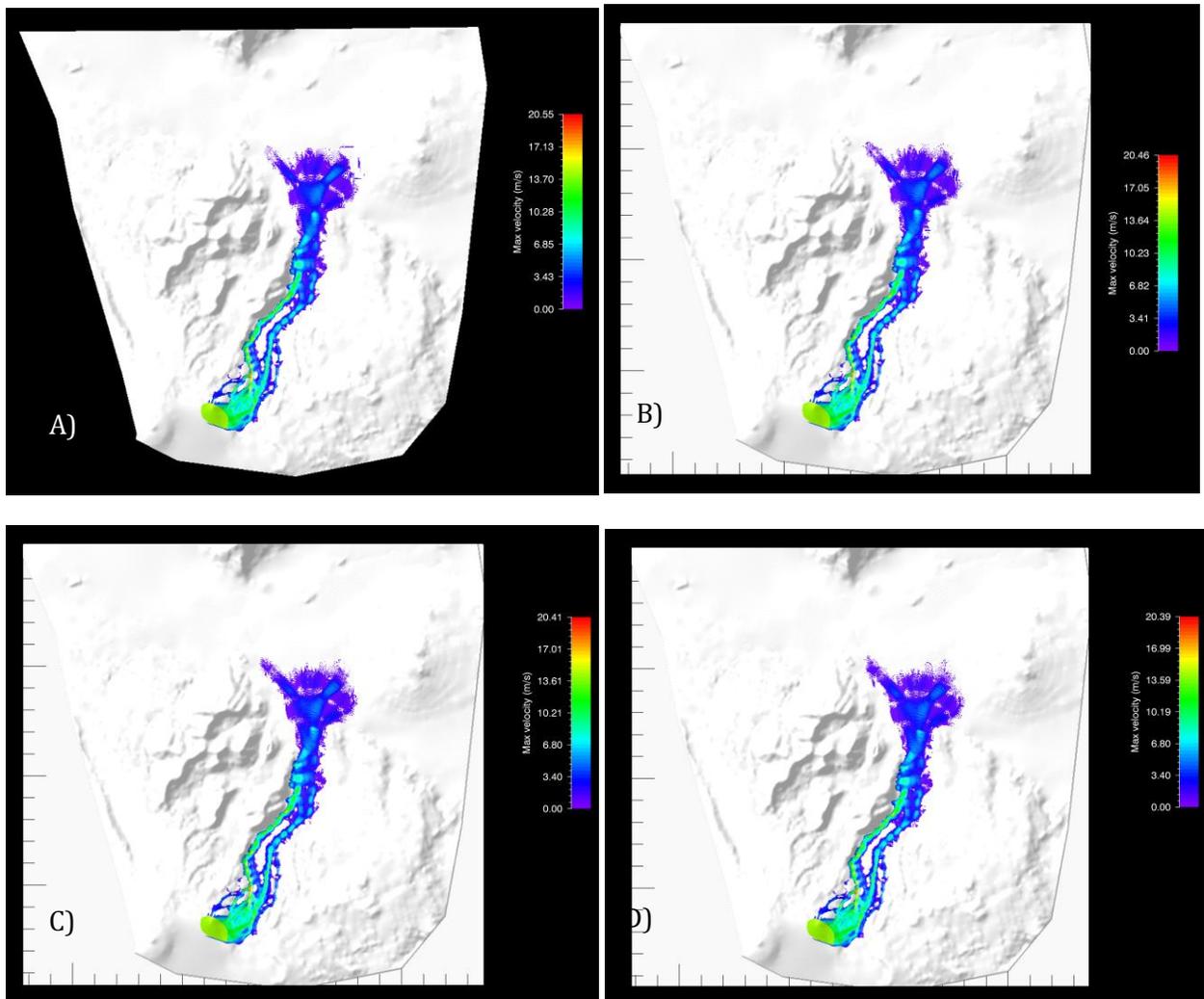


FIGURA 63: VELOCIDADES MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE 10×10^6 M³ SIMULADO EN EL CAUCE DEL RÍO TURBIO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

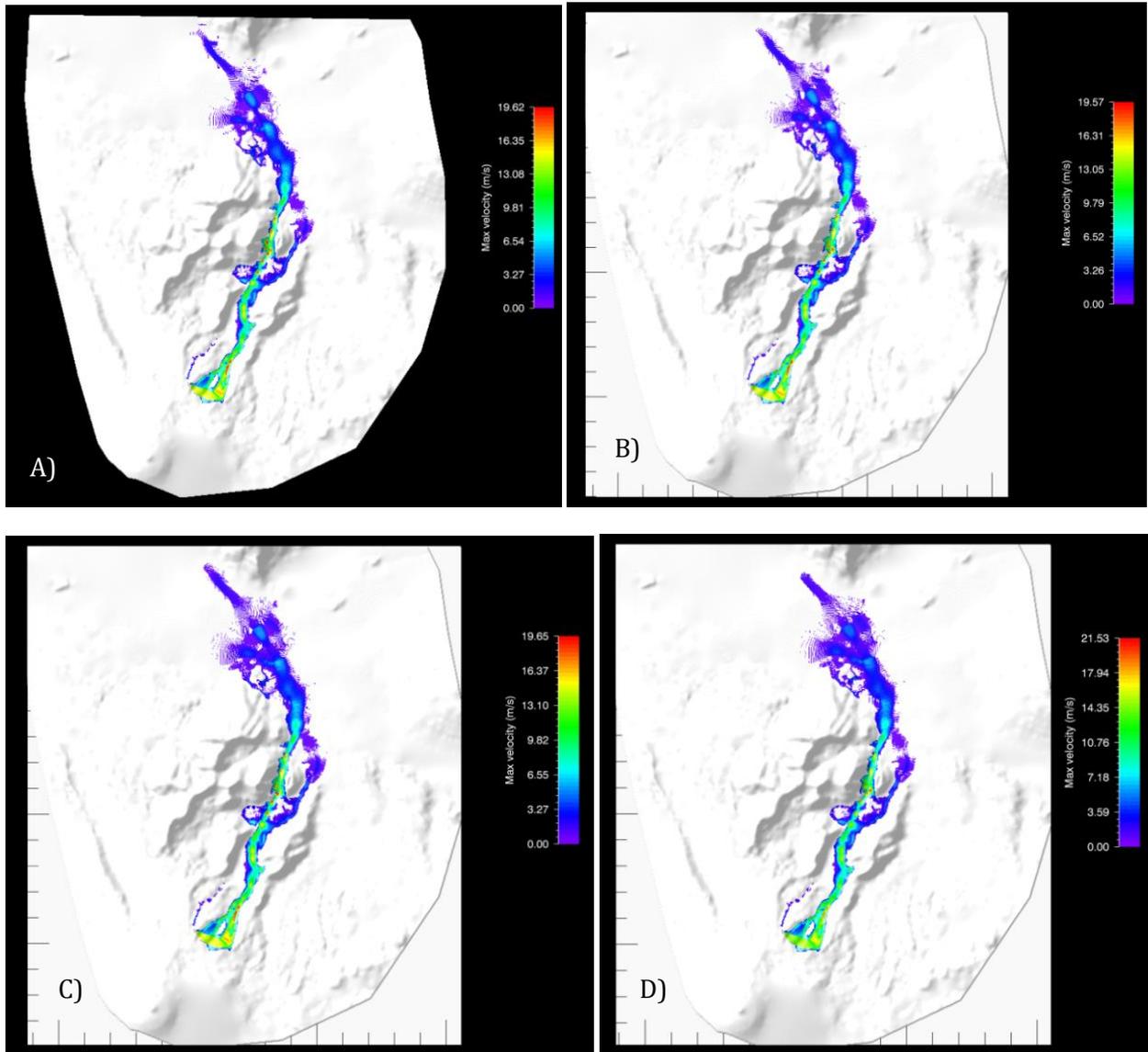


FIGURA 64: VELOCIDADES MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ SIMULADO EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

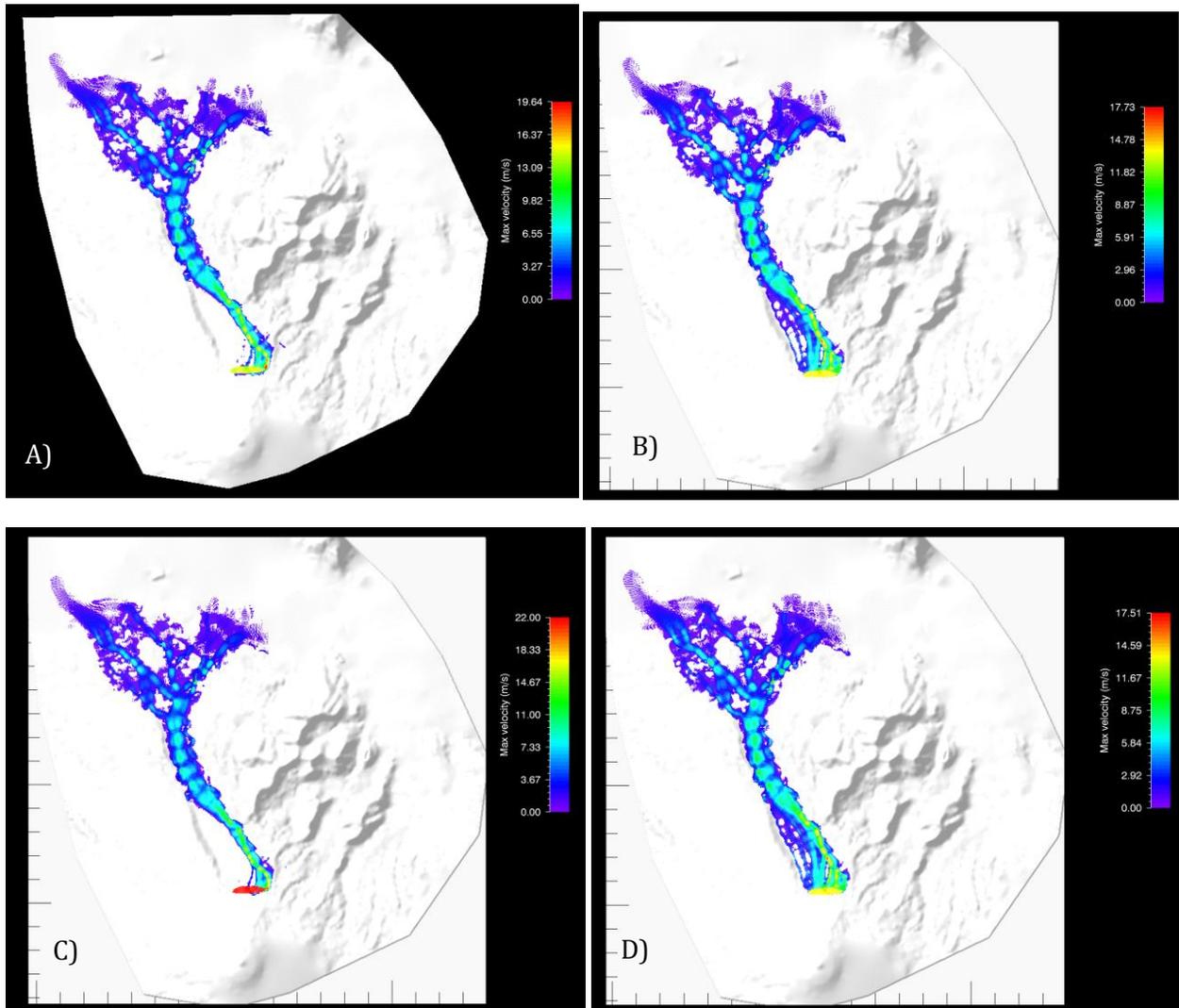


FIGURA 65: VELOCIDADES MÁXIMAS ALCANZADAS POR CADA PULSO DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ SIMULADO EN EL CAUCE DEL ESTERO ZANJÓN SECO. A) PRIMER PULSO B) SEGUNDO PULSO C) TERCER PULSO D) CUARTO PULSO.

A continuación, se muestra en detalle lo que sucede en el cauce del Estero Zanjón Seco, para que ver cuál es el volumen mínimo necesario para que los flujos se desvíen a la ciudad de Pucón con el DEM de baja resolución, pues con pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ se observa que estos se bifurcan en dos cauces, uno que sigue hacia el lago Villarrica y otro que llega por el Este a Pucón. En este caso se simuló volúmenes de 2.5×10^6 , 2×10^6 , 1.5×10^6 y $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, y se obtiene que con un volumen de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ los flujos se bifurcan y se dirigen a la ciudad de Pucón, dejando depósitos de alrededor de 1 m de espesor, como se observa en la Figura 66.

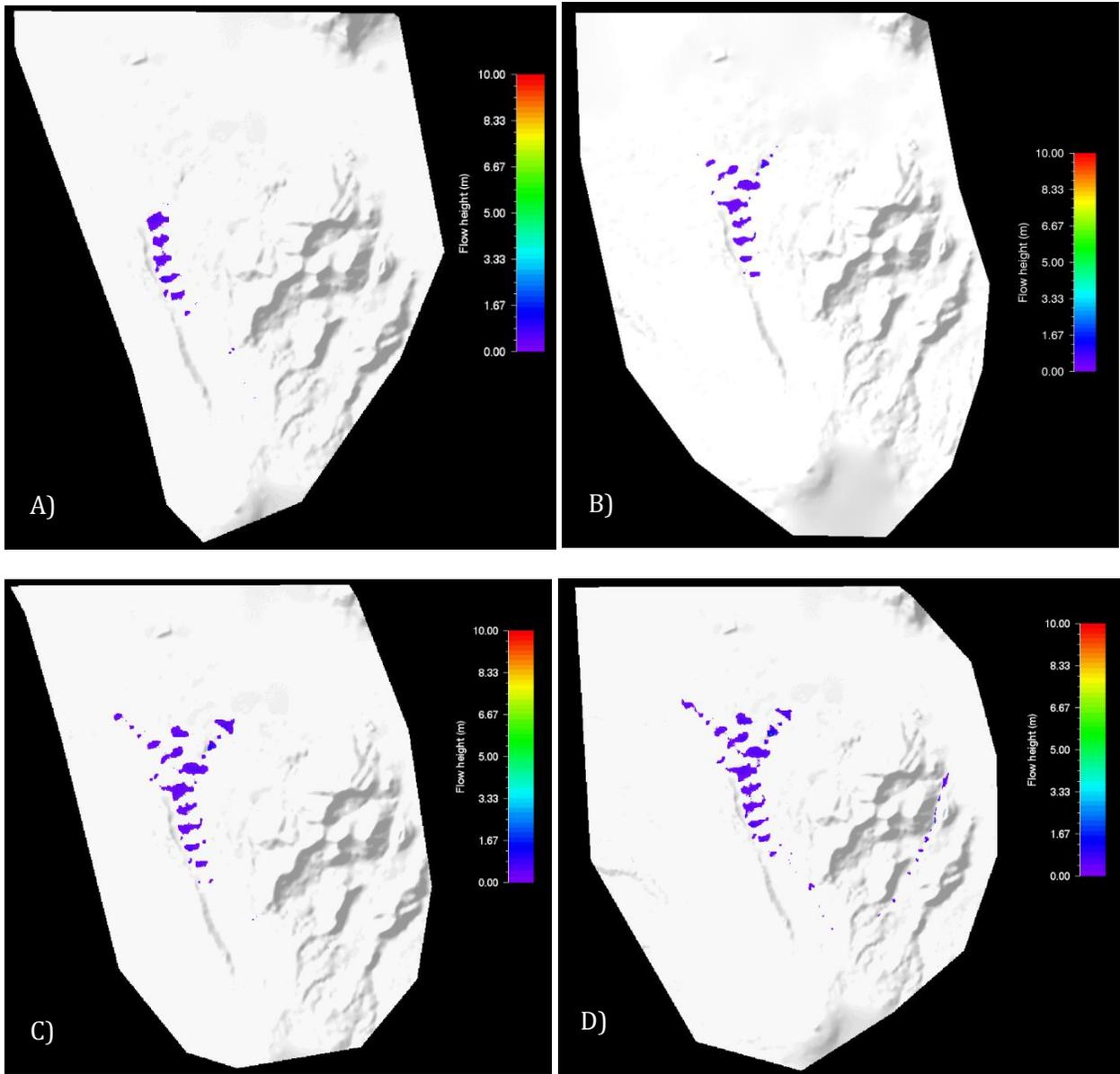


FIGURA 66: SIMULACIONES CON DISTINTOS VOLÚMENES REALIZADOS EN EL ESTERO ZANJÓN SECO, CON EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN. A) $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ B) $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ C) $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ D) $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$

En la siguiente sección se presentan los resultados obtenidos en las simulaciones con pulsos, con el DEM de alta resolución en el cauce del Río Pedregoso. En la Figura 67 se muestran los depósitos resultantes de cada oleada simulada.

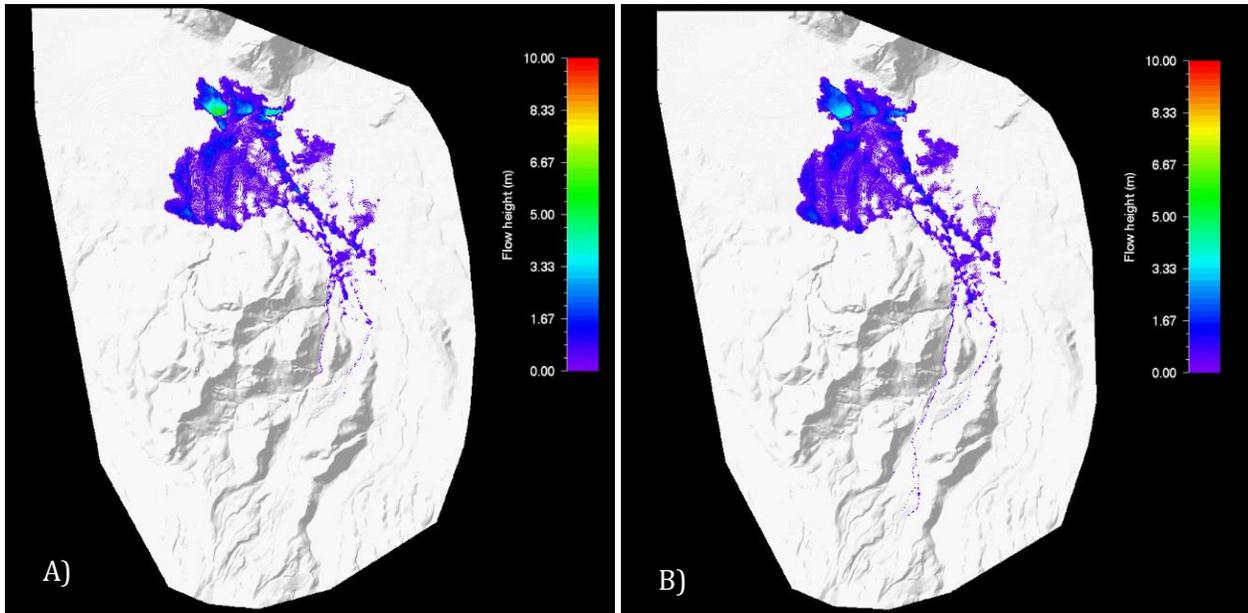


FIGURA 67: SIMULACIONES EN EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN DE DOS PULSOS DE $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO. A) DEPÓSITOS PRIMER PULSO B) DEPÓSITOS SEGUNDO PULSO.

Como primera aproximación de los resultados obtenidos de la modelación en RAMMS, se puede notar que no hay marcadas diferencias entre las simulaciones con una sola descarga o en varios pulsos. Este debido a que con cada nuevo pulso simulado sobre el DEM con los depósitos del pulso anterior, no se observan diferencias entre los patrones de inundación, como si se observa en el caso de LAHARZ. Adicionalmente, se observa que las alturas y velocidades máximas alcanzadas en cada punto de la simulación son similares entre un pulso y otro.

6. DISCUSIONES

6.1 INTRODUCCIÓN

En el siguiente capítulo se discuten los resultados obtenidos de la calibración y el modelamiento de los flujos laháricos que se dirigen a la zona de Pucón, a través de los cauces del Zanjón Seco, Turbio y Pedregoso, que se ubican al norte del Volcán Villarrica, con el fin de contrastar estos resultados con el mapa de peligros actual y de este modo efectuar el análisis de peligro de lahares de la ciudad de Pucón y sus alrededores.

En primera instancia, se verifican las principales diferencias entre los DEMs, el de curvas de nivel cada 10 m (alta resolución) y el de curvas de nivel cada 30 m (baja resolución), para ver cómo las diferencias en la resolución afectan los resultados de las simulaciones realizadas en los programas computacionales. Posteriormente, se analiza la calibración de los modelos, con el fin de advertir si los parámetros calibrados son fiables para su posterior uso en la modelación de los flujos laháricos. Seguidamente, se analizan los resultados obtenidos de los modelos generados en LAHARZ y RAMMS, para discutir las diferencias entre ambos programas, tanto en los resultados que entregan como en los parámetros que consideran para las simulaciones. Adicionalmente, se analizan los volúmenes que se utilizaron en las simulaciones y se comparan con los datos recientes que se tienen del glaciar que se ubica en la cumbre, que es uno de los condicionantes de los lahares.

Finalmente, los resultados obtenidos de las simulaciones en LAHARZ y RAMMS, se comparan con el mapa de peligros actual de la zona, con el fin de analizar si los modelos se ajustan a las evidencias empíricas. A partir de esto, ver si se pueden reproducir los patrones que pueden seguir los posibles lahares, y así analizar si se puedan efectuar modelos de lahares en volcanes de similares características.

6.2 SENSIBILIDAD DE LOS PARÁMETROS DE ENTRADA

6.2.1 ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS MODELOS DE ELEVACIÓN DE TERRENO UTILIZADOS.

Dentro de los análisis de lahares con modelos computacionales, es importante considerar la precisión de los modelos topográficos que se utilizan, debido a que es uno de los principales parámetros de entrada. Este es un parámetro importante debido a que es el que define la forma de los posibles cauces que pueden seguir los flujos. Además, todos los modelos de elevación digital tienen errores intrínsecos, que dependen de la precisión de la medición del terreno y los métodos utilizados para su construcción (Stevens *et al.*, 2002). En este caso ambos DEMs fueron construidos con datos topográficos, que son los que

presentan ciertos errores, como demuestra Stevens *et al.* (2012). En el caso del DEM con curvas de nivel cada 30 m en las llanuras se pueden generar ciertas distorsiones, debido a que las curvas de nivel están más espaciadas. Al contrario, el DEM con curvas de nivel cada 10 m se ciñe de mejor manera a la topografía de la zona.

Una variable que es importante evaluar son las redes hidrográficas generadas por cada uno de los DEMs. En el DEM de alta resolución se obtiene una mayor densidad de redes por área cuadrada, y en las zonas llanas estas son extremadamente sinuosas. En el DEM de baja resolución, la densidad de redes hidrográficas por área cuadrada es mucho menor, y estas tienden a ser más rectas. A pesar de estas diferencias, en el cauce del estero Zanjón Seco se reproduce bien la forma del cauce a lo largo de todo su trayecto, en ambos DEMs, aunque esto no se cumple fehacientemente en los otros cauces. En el caso del río Turbio y el Pedregoso, en el DEM de alta resolución, se observan que en las zonas proximales al volcán, es decir en las zonas de alta pendiente, las redes obtenidas del DEM siguen los cauces originales (Figura 28). Sin embargo, en las llanuras cercanas al lago Villarrica, se observan bifurcaciones que no muestran los cauces originales, y redes inexistentes. Esto genera, principalmente diferencias en las simulaciones realizadas en LAHARZ, donde se observa que en el DEM de alta resolución los flujos se curvan de maneras que no parecen naturales, y por lo tanto la extensión de los flujos son menores, en comparación con lo que ocurre en el DEM de baja resolución.

Una de los aspectos importantes que se debe destacar es que en el DEM de alta resolución la incisión de los cauces está mejor definida comparativamente con el DEM de baja resolución (Figuras de la 17 a la 23). Esto se debe a que en el DEM de alta resolución se cuentan con curvas de nivel cada 10 m, por lo que la resolución de los cauces se puede ver mejor, así se puede notar más claramente la forma del cauce, así como el ancho y la altura de este, y obtener cálculos más precisos de las secciones transversales de estos. Esto no ocurre en el DEM de baja resolución, donde es difícil determinar los márgenes de los cauces. Estas diferencias son relevantes, pues en las simulaciones con el DEM de baja resolución los flujos tienden a inundar áreas más anchas y menos extensas que las que se generara con las simulaciones realizadas en el DEM de baja resolución. Adicionalmente, se observa que en las zonas con altas pendientes las diferencias de altitud son significativamente mayores con respecto a las diferencias de altitud observadas en las zonas con pendientes menores a 4° (Figuras 14 y 15).

Con el fin de cuantificar las diferencias entre ambos DEMs, se calcularon las áreas transversales de los perfiles de ambos, y se compararon con las áreas transversales obtenidas en terreno (Tabla 3). Se observa que ambos DEMs sobreestiman los valores obtenidos en terreno. Estas diferencias se deben por un lado a como se definen las áreas que se quieren calcular, es decir, donde se considera el fin del cauce en los perfiles de los DEMs, lo que puede sobreestimar el valor del área del verdadero cauce. Por otro lado, están los errores intrínsecos que tiene cada DEM, asociado a la resolución de estos, la información

que se utilizó para su contrucción y las ecuaciones que se utilizan para su ortorrectificación (Pérez & Francois, 2009). Estos errores pueden ser de unos cuantos metros o de unas decenas de metros, esto sumado al efecto amplificador que tiene el calcular un área, se puede ampliar por varios cientos de metros.

Además sumado a estos dos efectos que pueden generar las discrepancias entre las áreas transversales, se observa que los DEMs no replican los detalles en zonas donde el canal es más estrecho. Este fenómeno se debe a la resolución que tienen los DEMs, que no pueden replicar muchos detalles a pequeña escala. De todos modos, ambos DEMs son útiles para este estudio, pues señalan adecuadamente las posibles redes que pueden seguir los flujos corriente abajo. Adicionalmente, como se efectuaron simulaciones con flujos voluminosos (desde $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) la resolución de estos DEMs permiten generar resultados que se pueden comparar, pues permiten reproducir de manera general los patrones de los lahares históricos ocurridos en el Volcán Villarrica, que han sobrepasado los $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ y los límites de los cauces preexistentes.

Con respecto a los resultados que se generaron en LAHARZ con una sola descarga, se observa que los patrones que dejan los flujos en el DEM de baja resolución son más anchos y más extensos que los generados en el DEM de alta resolución. Como se mencionó anteriormente, en el DEM de alta resolución las incisiones de los cauces son mayores que en el DEM de baja resolución, y dado que las áreas están dentro los mismos rangos de magnitud, esto se traduce en que las áreas transversales son más profundas y menos anchas. Dado que LAHARZ distribuye el volumen de un flujo según su área transversal, estas profundidades mayores permiten que la misma sección del flujo tenga un menor ancho en el DEM de alta resolución.

De igual modo, LAHARZ determina áreas de inundación planimétricas, antes de efectuar la iteración de la simulación. Por lo tanto, a priori ya se conoce cual va a ser el área de inundación que ocupará el flujo lahárico que se este simulando, entonces si es que se utiliza un mismo volumen para ambos DEMs, se sabe que el área es la misma para ambos casos. Esta área depende del ancho que alcance el flujo en cada punto si el ancho es menor, mayor es la distancia que alcanzará. Como se observa en los resultados con una sola descarga las distancias que alcanzan los flujos en el DEM de alta resolución son mayores, y el ancho de los patrones de inundación menores, si se comparan con las dimensiones que tienen los patrones de inundación obtenidos en el DEM de baja resolución. Esto se debe a lo expuesto en el parrafo anterior sobre cómo se ven las incisiones de los cauces en cada uno de los DEMs.

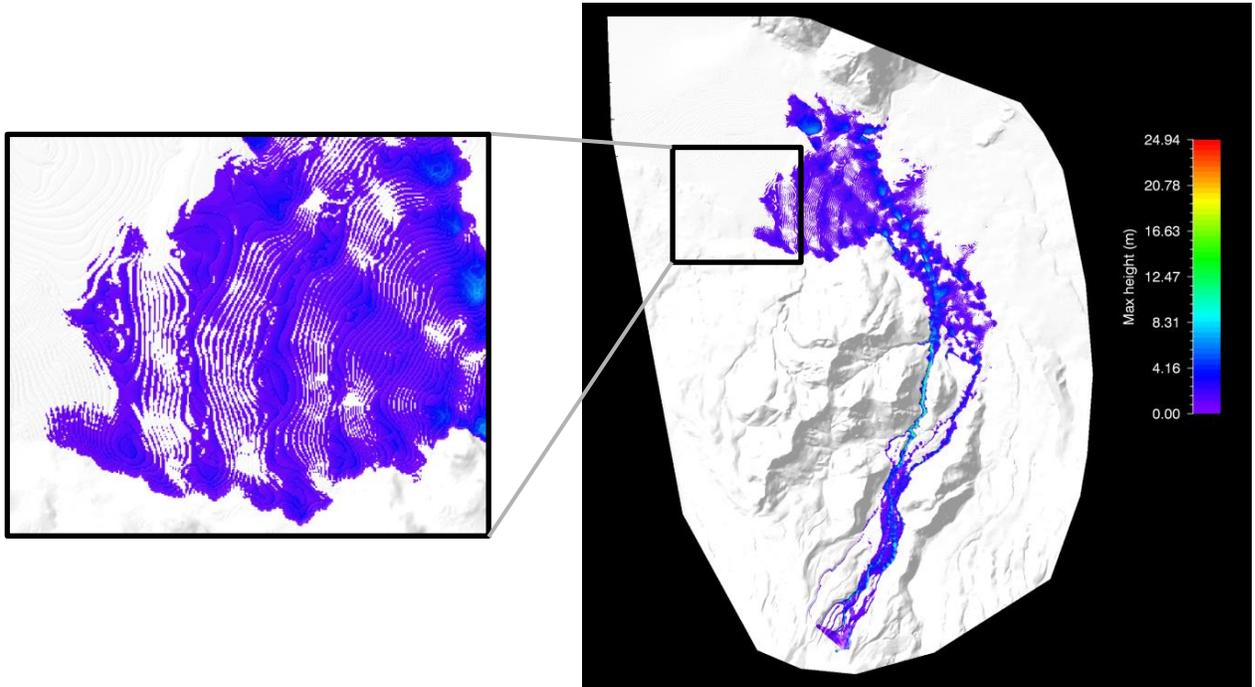
En RAMMS se observa lo contrario a lo visto en LAHARZ, donde se ve que los lahares simulados en el DEM de baja resolución son más conservadores, con respecto a la extensión de las áreas de inundación que ocupan, comparativamente con los resultados del DEM de alta resolución. Sin embargo, el espesor de los depósitos que se generan en el DEM de baja resolución son mayores que los que se observan en el DEM de alta resolución, en

consecuencia, la extensión del flujo en el DEM de alta resolución se suple con menores espesores .

En ambos programas computacionales se ve que los patrones de inundación están segmentados, como se muestra en la Figura 68. Estos patrones segmentados marcan donde comienza y termina cada curva de nivel en cada uno de los DEMs, sin importar la resolución que tenga cada uno. Si se utiliza un DEM con mejor resolución que los DEMs que utilizaron en este estudio, se puede atenuar este fenómeno, pero para ejecutar simulaciones en modelos topográficos más detallistas se utiliza una mayor cantidad de tiempo para la ejecución de las simulaciones. Tampoco se necesita una mayor resolución, pues los lahares que se requiere modelar son voluminosos, y con un mayor nivel de detalle, no cambiarían los resultados que ya se obtienen con el DEM con curvas de nivel cada 10 m. Este problema se puede atenuar manualmente, aproximando los patrones de inundación a polígonos con bordes más suavizados, sin necesariamente utilizar un DEM con mayor resolución, que complejiza la modelación computacional.

Las consecuencias de este fenómeno es que en el programa RAMMS las áreas de inundación son mayores en el DEM de alta resolución, en comparación con los resultados obtenidos en el DEM de baja resolución. En particular se observa en este programa que los patrones de inundación de las simulaciones en el DEM de alta resolución se encuentran más segmentadas que los del DEM de baja resolución, esto debido a que entre una curva y otra hay una menor distancia. Por otro lado los patrones generados en el DEM de alta resolución se adecuan mejor a la topografía que hay en la zona. En el caso de LAHARZ las áreas de inundación son las mismas para ambos casos, la forma cambia dependiendo del DEM que se ocupe. De igual modo que el caso anterior, se observan más segmentos en el DEM de alta resolución en comparación con el DEM de baja resolución. La diferencias radican en que los segmentos del DEM de baja resolución son más anchos, y el lahar no alcanza una mayor distancia, comparativamente con los resultados observados en el de alta resolución. Los segmentos hacen que el flujo se ve más ancho que el DEM de alta resolución.

A)



B)

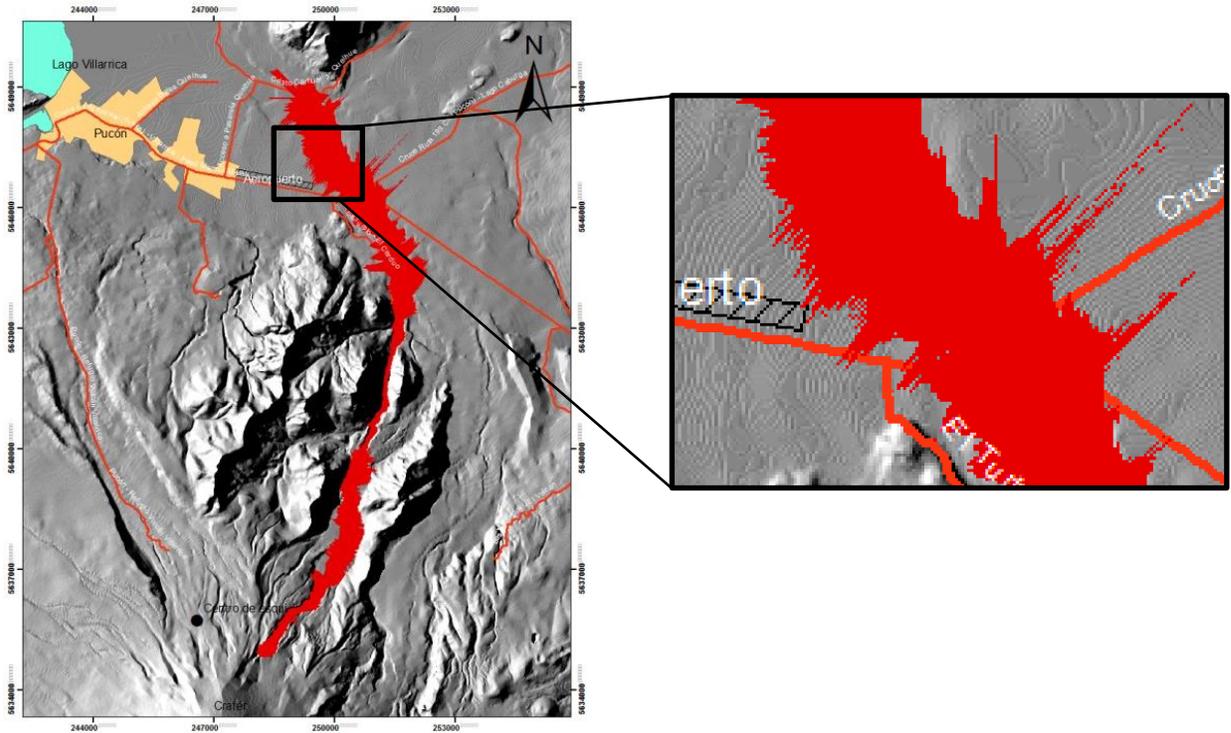


FIGURA 68: A) PATRÓN SEGMENTADO QUE MUESTRAN LAS ÁREAS DE INUNDACIÓN EN RAMMS CON EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN. B) PATRÓN SEGMENTADO QUE EXHIBEN LAS ÁREAS DE INUNDACIÓN OBTENIDOS EN LAHARZ, CON EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN.

6.2.2 ANÁLISIS DE LOS VOLÚMENES UTILIZADOS EN LAS SIMULACIONES

Los volúmenes estimados para las simulaciones se eligieron con los datos históricos recopilados del trabajo de Naranjo y Moreno (2004).

Si bien no existen trabajos que estimen una relación directa entre el volumen total de un glaciar y los volúmenes de los lahares primarios que se puedan generar a partir de estos, es importante verificar que la disponibilidad de agua sea suficiente para que los flujos simulados con los volúmenes elegidos puedan ocurrir.

Rivera *et al.* (2014) han caracterizado el estado actual del glaciar que cubre el volcán Villarrica, obteniendo estimaciones del espesor de nieve en distintos sectores. Este dato es relevante para estimar el volumen de agua que podría alimentar los lahares de los cauces en estudio. Estos autores dividieron el glaciar que cubre el volcán Villarrica en 9 cuencas, las que delinearon manualmente en función del conjunto de lahares que han alimentado históricamente. En la Figura 69 se muestran las 9 cuencas, y se observa que la cuenca 1 es la alimentadora del cauce del Estero Zanjón Seco y la 9 es la alimentadora del río Pedregoso y del Río Turbio. Además, en la Tabla 16 se presentan los datos de los espesores del glaciar en estas cuencas, además del volumen de agua equivalente (km^3 agua eq.) de cada una.

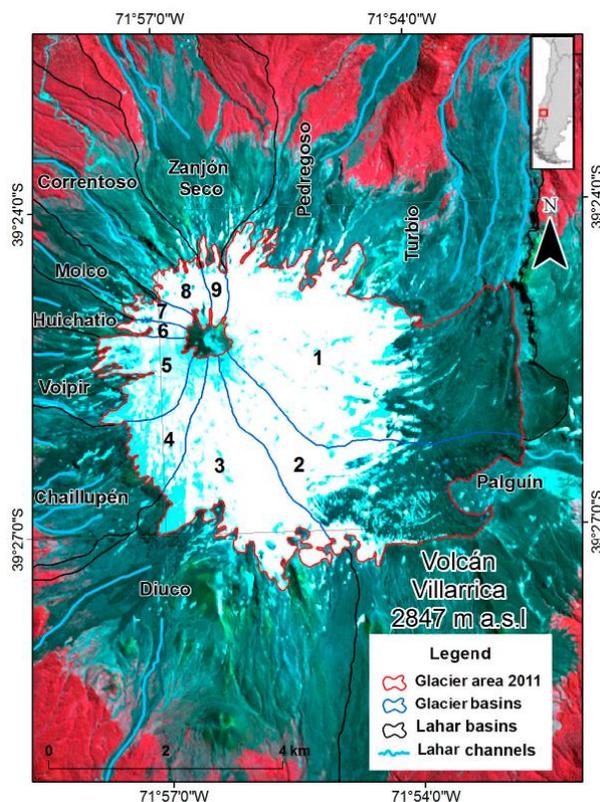


FIGURA 69: CUENCAS DE LOS GLACIARES, DEFINIDAS POR LOS CANALES DE LOS LAHARES QUE RODEAN AL VOLCÁN VILLARRICA. (EXTRAÍDA DE RIVERA *ET AL.*, 2014)

Discusiones

TABLA 16: DATOS DEL GLACIAR QUE SE UBICA EN LA CUMBRE DEL VOLCÁN VILLARRICA, QUE SE DIVIDE EN LAS CUENCAS QUE DAN ORIGEN A LOS LAHARES. (MODIFICADO DE RIVERA *ET AL.*, 2014)

Cuenca	Flujo lahárico	Área (km ²)	Espesor de la nieve (m)		Volumen del agua equivalente (km ³ agua eq.)
			Máximo	Promedio	
1	Turbio	11,7	168	57	0.54
2	Palguín	6,7	186	67	0.36
3	Diuco	5,3	94	43	0.18
4	Chaillupén	1,1	50	24	0.021
5	Voipir	1,9	46		0.04
6	Huichatio	0,2	s/d		0.004
7	Molco	0,4	s/d	24	0.007
8	Correntoso	0,6	s/d		0.012
9	Zanjón Seco	0,4	42		0.007
Total (2011)		28.3	186	50	1.17

En la Tabla 17 se muestran las estimaciones de volumen de agua que podrían alimentar los lahares dirigidos al cauces del Zanjón Seco, Turbio y Pedregoso, si se consideran los espesores obtenidos por Rivera *et al.*, y si los flujos de lavas derriten un ancho de nieve de 100 m. Los largos del glaciar se estimaron con las distancia desde el cráter hasta el punto máximo que alcanza la nieve en cada una de las cuencas, como se muestra en la Figura 70. Para determinar el agua equivalente se utilizó una densidad para la nieve de 0.8 gr/cm³ (Rivera *et al.*, 2014).

Se eligió un ancho de 200 m para estimar el volumen, pues en las imágenes satelitales se observa que el ancho que tienen las coladas de lava en las cercanías del cráter varían de unos 100 a 300 metros, y el valor intermedio entre estos dos valores sería un ancho de 200 m. Adicionalmente, los datos del Proyecto de Observación visual Volcán Villarrica (2008), estimaron un espesor medio de 200 para las coladas de lavas generadas en la erupción de 1971, que es una de las erupciones que ha generado lahares en el sector Norte del volcán, y se ha utilizado en este estudio para calibrar y comparar con los resultados de las simulaciones.

TABLA 17: ESTIMACIONES DE LOS VOLÚMENES DE AGUA DISPONIBLE PARA LOS LAHARES DE LOS CAUCES DEL ZANJÓN SECO, PEDREGOSO Y TURBIO.

Cuenca	Lahares	Espesor promedio (m)	Largo (m)	Ancho (m)	Volumen de nieve (m ³)	Volumen de agua equivalente (m ³)
1	Turbio y Pedregoso	57	4000	200	45.600.000	36.480.000
9	Zanjón Seco	50	2500	200	25.000.000	20.000.000



FIGURA 70: LUGARES DESDE LOS QUE SE ESTIMARON LOS LARGOS DE LOS VOLUMENES DE NIEVE QUE PODRÍAN SER DERRETIDOS POR FLUJOS DE LAVA.

Los volúmenes que se estimaron de agua son significativamente menores a los volúmenes que se consideraron para las simulaciones. Estas diferencias entre los volúmenes estimados del agua equivalente que se puede desprender en una determinada área del glaciar en una posible erupción, con los volúmenes que se eligieron arbitrariamente de los datos de lahares previos, se debe a lo que los volúmenes de lahares no solo comprenden agua, sino también la carga clástica que adquirió el lahar en su transcurso corriente abajo. Además no se tienen datos precisos de cuanta nieve se puede derretir con distintas tasas eruptivas de lava, ni el área de nieve en que un flujo lava puede influir. Sin embargo, sí se sabe que la tasa de la erupción de 1971 era de 500 m/s aproximadamente (Naranjo & Moreno, 2004), y que fue una erupción fisural, de donde se generaron importantes lahares en el flanco Norte del volcán (Naranjo & Moreno, 2004). En cambio, en la erupción de 1984 la tasa eruptiva fue de 20 m/s, y no se generaron lahares para ninguno de los cauces que nacen del volcán (Naranjo & Moreno, 2004).

Por lo tanto, los volúmenes que se eligieron para las simulaciones pueden ocurrir pues el glaciar contiene la cantidad suficiente de agua para generarlos (Tabla 16), pero no se puede hacer una estimación precisa de cuanta nieve se puede derretir en una erupción, solo estimaciones generales (Tabla 17), aunque dentro de los órdenes de magnitud de los volúmenes de los lahares que ya se han generado en los cauces en estudio. Para poder determinar de manera más confiable estos volúmenes se necesita buscar una relación entre las tasas eruptivas, el derretimiento de nieve y los volúmenes de los lahares resultantes.

Finalmente, los volúmenes que se utilizaron están dentro de los rangos de los registros históricos, por lo que es válido su uso. Sin embargo, se debe considerar que el glaciar del volcán Villarrica ha disminuido a un tercio del volumen que tenía en 1961 (Rivera *et al.*, 2014). Aunque, no se maneja cuanto ha disminuido su espesor, por lo que no se puede determinar *a priori* si esto repercutirá en los volúmenes que tendrán los lahares en futuras erupciones. De este modo, con estos datos se establece un máximo y un mínimo que pueden tener los lahares que se pueden generar en este sector.

6.2.3 ANÁLISIS DE LA CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS COMPUTACIONALES

En la calibración de LAHARZ las modificaciones que se hicieron se realizaron en los coeficientes que acompañan las ecuaciones de simulación, que son datos empíricos, que se obtuvieron de lahares de ambientes geológicos diferentes, es por esta razón que se designó un valor que ajustaba mejor el patrón de los lahares del volcán Villarrica. Otro aspecto que se consideró dentro de la calibración de LAHARZ es la incorporación de las simulaciones con varios pulsos, donde en vez de liberar en una sola descarga el volumen total, se libera en varios pulsos. De este modo se puede adecuar las simulaciones a casos en que los flujos se liberan en varios pulsos, donde se generan otros fenómenos como es el represamiento del material y la desviación de los flujos. Además, se tomó el punto de inicio de los lahares lo más cercano a la cumbre del volcán, con el fin de que los patrones de los lahares simulados tengan los alcances que les corresponde. Aunque, se ha verificado que los patrones no varían mucho si es que el punto de inicio se considera levemente más abajo.

En la calibración del programa RAMMS se debió indagar un poco más en el comportamiento de los flujos, pues se consideran más variables para las simulaciones. Los parámetros que se calibraron para poder efectuar los modelos fueron los parámetros de fricción, que define la ley de Voellmy, que es la con que se modelan los flujos en este programa.

Los parámetros de fricción son μ y ξ . El valor del parámetro μ se aproxima a $\tan(\alpha)$, donde α es ángulo de la pendiente de la zona donde se depositan los lahares, que en el caso de los cauces en este estudio variaba entre 1 a 1.3°, con lo que se obtienen valores de $\tan(\alpha)$ entre 0.01 y 0.02. El valor obtenido de la calibración (0.01) se encuentra dentro de este rango valores. En cuanto a la variable ξ se obtiene de la calibración un valor de 400 (m/s^2), que según lo que define el tutorial del programa se adecua más apropiadamente a flujos de barro. Castruccio (2008) determinó que los flujos laháticos del 1971 con características intermedias entre flujo de detritos y flujo hiperconcentrado, es decir, tienen características similares a la de un flujo de barro. En cuanto a la cohesión, se obtuvo de la calibración una cohesión de 200 (Pa). Este parámetro es el que define la distribución de los depósitos de los flujos a lo largo de su recorrido. Si se considera nulo este valor, se observa que todos los depósitos sólo se acumulan en las llanuras de inundación y no a lo largo de los cauces. Como en este caso los lahares sí depositan previamente en el cauce antes de llegar a sus facies

terminales, se adecuó este valor hasta obtener patrones de depositación que se asemejaran a los patrones que se observan en las imágenes satelitales y en simulaciones con LAHARZ. Además en otros trabajos se ha verificado que para flujos de detritos la cohesión de estos debe ser menor a 400 (Pa) (Ouyanga *et al.*, 2014).

6.3 ANÁLISIS DEL MODELAMIENTO DE LOS FLUJOS LAHÁRICOS

6.3.1 COMPARACIÓN DE LOS MODELOS DE UNA SOLA DESCARGA CON LOS DE VARIOS PULSOS

En ambos programas computacionales se realizaron pruebas, en las cuales se simularon los flujos laháricos con una sola descarga del volumen total y en varios pulsos hasta alcanzar este volumen.

En LAHARZ se observa que los resultados de las simulaciones con varios pulsos difieren en varios aspectos de los modelos en los cuales se liberó el volumen total en una sola descarga. Las principales diferencias entre ambos tipos de simulaciones es que en los modelos con varios pulsos, ocurre el represamiento de los cauces, por lo que los nuevos pulsos se bifurcan, o inundan las áreas próximas a la zona donde ocurrió el represamiento. En cambio, en el caso de las simulaciones donde se libera el volumen total en una sola descarga, no importa cuál sea el volumen que se considere los lahares tienden a seguir el mismo patrón de inundación, solo difieren en la cantidad de área que inundan.

Es importante destacar que en las simulaciones en LAHARZ con pulsos se observan diferencias con respecto al análisis que se hizo acerca de los DEMs, en la sección anterior, donde se explicó por qué en las simulaciones con un solo pulso se observa que en el DEM de baja resolución los áreas de inundación de los flujos son más anchas y extensas, que en el DEM de alta resolución. En el caso de las simulaciones con pulsos se observa que los pulsos en el DEM de baja resolución son más anchos, pero no más extensos que los del DEM de alta resolución. Estas diferencias en la extensión que alcanzan los flujos en las simulaciones en el DEM de alta resolución se pueden notar muy marcadamente en los flujos de $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ que se simularon en el Estero del Zanjón Seco, donde se observa que el flujo simulado en el DEM de alta resolución que se desvía a la ciudad de Pucón alcanza una mayor distancia que la del pulso que se desvía, en el DEM de baja resolución. La mayor extensión que alcanzan los flujos en el DEM de alta resolución en las simulaciones con pulsos, se debe a que los cauces se saturan con los depósitos de las oleadas anteriores lo que genera que las secciones transversales sean más pequeñas, y para suplir esta menor capacidad de los cauces para que pase material por ellos, las áreas de inundación son más extensas.

En particular en el caso de las simulaciones con pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ en LAHARZ con el DEM de baja resolución en estas se efectuaron los cuatro pulsos sin inconvenientes. En el caso del DEM de alta resolución no se realizaron los cuatro pulsos, pues las redes hidrográficas se cortaban por los pulsos anteriores, y las simulaciones de los nuevos pulsos

no se podían terminar debido a esto. La razón por la que ocurrió esto en el DEM de alta resolución, es porque en este la construcción de la redes se hace a partir de una mayor cantidad de celdas o píxeles, por lo que al generarse pequeños altos topográficos en el DEM y al construirse las nuevas redes con esta nueva información, esto provoca que los cauces sean cortados y no se puedan continuar las simulaciones de las oleadas siguientes. Esto no ocurre en el DEM de baja resolución, pues el modelo topográfico no es tan sensible a estos pequeños cambios, debido al mayor espaciamiento entre las curvas que modelan el terreno.

En el caso de las simulaciones realizadas con el programa RAMMS se observa que los pulsos simulados en el DEM de baja resolución inundan menos áreas que los simulados en el DEM de alta resolución, aunque los espesores de los depósitos son mayores en estos últimos, como se había planteado en la sección de análisis de los DEMs. Al contrario, los datos de las máximas velocidades y alturas no varían mucho entre el DEM de alta y baja resolución, para las simulaciones con una sola descarga y con varios pulsos, solo varían los áreas de inundación.

Cabe destacar que la forma de los patrones de los depósitos entre un pulso y otro no varía mucho en las simulaciones en RAMMS (Figuras 56 a la 58), de hecho las diferencias son muy tenues, a diferencia de lo que pasaba en LAHARZ, donde se mostraban significativos cambios en los patrones que seguían los diferentes pulsos. Lo mismo sucede con las velocidades y las alturas máximas que no varían significativamente entre un pulso y otro, como se observa en las Figuras de la 60 a la 65. Esto se debe a que los depósitos que dejan las simulaciones de los pulsos tienen espesores no mayores a 2 m, por lo que son insignificantes con respecto a la resolución de los DEMs, por lo que no generan variaciones considerables en estos, lo que provoca que los patrones de los flujos siguientes no varíen, del mismo modo que las velocidades y las alturas de los pulsos.

6.3.2 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DE LAHARZ Y RAMMS

Los principales aspectos que se pueden analizar entre los programas computacionales, que se ocuparon para la modelación de los flujos laháricos, son los parámetros de entrada, las ecuaciones de modelación, y los datos de salida que generan.

En lo que respecta a las ecuaciones de modelación, LAHARZ utiliza ecuaciones semi-empíricas, donde existen ecuaciones empíricas es la que relacionan el volumen de los flujos con las secciones transversales y las áreas planimétricas de inundación, pero estas se relacionan por constantes que se ajustan con los datos históricos de los flujos laháricos previos. En este caso se utilizaron constantes estimadas con los datos recopilados por Castruccio (2008), los que ajustan más adecuadamente los patrones de inundación de los lahares del Volcán Villarrica.

En el programa RAMMS las ecuaciones de simulación se ciñen más bien a los parámetros físicos de los flujos, pero su ajuste se realiza con los datos empíricos de los mismos flujos que se requiere modelar. En este sentido es importante contar con un grupo de datos de altura y velocidad a lo largo del flujo para poder adecuar correctamente los parámetros de fricción que modelan los flujos. Además si estas simulaciones se realizan con hidrógrafos, en vez de con áreas de liberación, es importante obtener los caudales máximos alcanzados por cada uno de los lahares. En este caso se estimaron estos caudales con la ecuación de Mizuyama *et al.*(1992), que da una buena aproximación de este parámetro.

En cuanto a los datos de salida que entrega cada uno de los programas, RAMMS entrega los resultados de las simulaciones con animaciones, en las que se pueden ver las velocidades y las alturas máximas que alcanza la ola del lahar en cada punto en su viaje corriente abajo. Todas las animaciones de las simulaciones se incluyen en el Anexo B. Adicionalmente, se puede estimar de las animaciones los tiempos de llegada de cada uno de los flujos simulados. LAHARZ solo entrega los patrones que dejan los lahares, y sólo sirve para determinar las áreas de inundación que pueden generar los flujos, pero no entrega más datos del comportamiento de estos. Esta es una de las ventajas que tiene efectuar las simulaciones en RAMMS, donde se puede realizar un análisis más acabado de las simulaciones.

En lo que respecta a los resultados en cada uno de los programas, se puede observar, que en LAHARZ con el nuevo script, se pueden generar varios pulsos. Con estos se obtiene una mejor aproximación de las áreas que pueden inundar los lahares. Aunque, los patrones que siguen estos no son iguales en el DEM de baja y el de alta resolución, pero si muestran ambos modelos ciertas tendencias que son útiles para compararlos con datos empíricos. Por ejemplo, en el Estero Zanjón Seco se observa que tanto en el DEM de alta resolución como en el de baja resolución en las simulaciones con varios pulsos, en ambos casos con pulsos desde 2.5×10^6 m³, algunos de estos se desvían a la ciudad de Pucón, como ha ocurrido en otras ocasiones. En el caso de los cauces que han seguido por el río Pedregoso y el río Turbio, se ha observado que estos han inundan las llanuras que cubre el Río Pucón y han alcanzado el Aeropuerto de Pucón. (Figuras de la 51 a la 53).

En RAMMS por otro lado, en los resultados de las simulaciones, se observa que los patrones de velocidad y altura máximas que alcanzan los flujos varían dentro de los rangos de magnitud esperados para los lahares que se generan en este volcán, aunque en las simulaciones con varios pulsos no se observan diferencias notables entre los pulsos. En la Tabla 18 se muestran los datos obtenidos de la simulación con una sola descarga en el DEM de alta y baja resolución, y se comparan con los datos empíricos del trabajo de Naranjo y Moreno, 2004. Se observa que los resultados de las simulaciones están dentro de los rangos de magnitud de los datos empíricos. Además, los patrones de inundación que se generan en estos modelos con ambos DEMs, al igual que en el los modelos con LAHARZ, inundan zonas que se correlacionan con los datos que se tiene de los registros históricos.

TABLA 18: TABLA COMPARATIVA DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS DE LOS DEMS DE ALTA Y BAJA RESOLUCIÓN, EN EL CAUCE DEL RÍO PEDREGOSO CON EL PROGRAMA RAMMS.

Resultados DEM alta resolución (Pedregoso)										
Datos de entrada					Datos de salida					
Volumen (m ³)	Mu	Xi (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)	Nº de prueba
					Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)		
20000000	0,01	400	200	1500	5	10,5	6,6	13	20,4	Cohesion 5
Resultados DEM baja resolución (Pedregoso)										
Datos de entrada					Datos de salida					
Volumen (m ³)	Mu	Xi (m/s ²)	Cohesión (Pa)	Densidad (kg/m ³)	Altitud 440 m s.n.m.		Altitud 700 m s.n.m.		Distancia máxima (km)	Nº de prueba
					Altura (m)	Rapidez (m/s)	Altura (m)	Rapidez (m/s)		
40000000	0.01	400	200	1500	6,5	9,8	5,5	12,6	18,9	cohesion AR
Datos empíricos del cauce Pedregoso (Naranjo y Moreno, 2004)										
Altitud 440 m s.n.m.					Altitud 700 m s.n.m.					
Altura (m)		Rapidez (m/s)			Altura (m)			Rapidez (m/s)		
~6		>14			~5.8			~14		

Un aspecto que se puede comparar en ambos modelos son los volúmenes utilizados en las simulaciones con las áreas de inundación que genera cada uno de los programas, como se muestra en la Tabla 19. La primera diferencia que se puede observar, es que dado un volumen determinado en LAHARZ el área de inundación será siempre igual, pero depende de la forma del cauce para ver cómo se distribuirá el patrón de inundación. En cambio en RAMMS a pesar de que se utilizan los mismos volúmenes ($10 \times 10^6 \text{ m}^3$) en los tres cauces las áreas de inundación son distintas para los tres casos. Esto se debe a que RAMMS no calcula una sección transversal y un área planimétrica de inundación a priori como lo hace LAHARZ, sino que ve cómo actúa el flujo en cada instante, lo que determina la sección transversal que abarcará el flujo y el área planimétrica que inundará.

Otra diferencia importante es que las áreas de inundación que crea RAMMS son dos a tres veces las áreas de inundación que reproduce LAHARZ. Esta diferencia entre las áreas de inundación que genera cada uno de los programas, son provocados por las ecuaciones de simulación que utiliza cada uno de ellos. Por un lado LAHARZ se basa en el cálculo de las secciones transversales y las áreas planimétricas de inundación, con ecuaciones semi-empíricas en las que se asume que la masa del lahar se mantiene constante, y que los lahares tienen dimensiones que son invariantes en cada paso que da corriente abajo. Por otro lado RAMMS utiliza ecuaciones de simulación que requieren más información del comportamiento físico del flujo, por lo que no asume que en su viaje corriente abajo las secciones transversales serán las mismas, y además hace que interactúen estas propiedades físicas con la velocidad y la altura que va adquiriendo el flujo en cada punto en su viaje

corriente abajo, y estas a su vez van cambiando dependiendo como se encuentre la topografía en cada sector del cauce. En este caso el modelo que replica mejor la información de las áreas de inundación es RAMMS, pues no asume *a priori* un área planimétrica de inundación, sin considerar como pueden variar el comportamiento de los flujos con la topografía y sus propiedades físicas.

TABLA 19: COMPARACIÓN DE LOS VOLÚMENES SIMULADOS EN LOS DISTINTOS CAUCES CON RESPECTO A LAS ÁREAS DE INUNDACIÓN GENERADAS EN CADA UNO DE LOS PROGRAMAS, RAMMS Y LAHARZ.

Programa	Cauce	Volumen (m ³)	Área de inundación (m ²)
LAHARZ	Estero Zanjón Seco	10x10 ⁶	9.283.177,67
	Río Turbio	10x10 ⁶	9.283.177,67
	Río Pedregoso	10x10 ⁶	9.283.177,67
RAMMS	Estero Zanjón Seco	10x10 ⁶	34.948.449,56
	Río Turbio	10x10 ⁶	20.415.771,27
	Río Pedregoso	10x10 ⁶	21.014.858,03

6.3.3 LIMITACIONES DE LOS PROGRAMAS COMPUTACIONALES

Una de las principales limitaciones que presenta el programa LAHARZ es que los resultados dependen en gran medida de las características de los DEMs que se ingresen, ya que estos son fidedignos representantes de los volúmenes que se pueden contener en los cauces, lo que varía las áreas de inundación que pueden generar los lahares. Otra limitante de este programa, es que no considera la física de los lahares, por lo que no se pueden estimar las velocidades y alturas que generan las olas de estos flujos, lo que puede servir para poder ser más acuciosos en sus análisis y calibración de los modelos. Sin embargo, una de las ventajas de este programa es que muestra un modelo simple de las áreas que serán inundadas. Aunque esto es considerando las modificaciones al script del programa, donde se pueden simular varios pulsos, ya que al liberar todo el volumen en una sola descarga no se ve el efecto que generan los depósitos de los lahares previos.

En LAHARZ con cada pulso solo se genera un patrón de descarga único, el cual no se puede bifurcar, pues sigue la red hidrográfica que se elige antes de correr el programa. En cambio, en RAMMS, un mismo pulso se puede subdividir en distintos cauces, por lo que se genera una simulación más realista, al liberar un único pulso.

En el programa RAMMS las principales limitaciones de este programa es que para la calibración de los parámetros de entrada, coeficientes de fricción (μ y ξ) y cohesión, se requiere un gran set de datos de los flujos para la modelación. Se requiere una gran cantidad de datos, pues para crear hidrógrafos que mejor representen el comportamiento de flujos al menos se requiere 4 puntos. En este caso sólo se construyeron hidrógrafos con 3

puntos, que no son los óptimos, pero si sirven para ver a groso modo como se pueden comportar los lahares. Además, como se vio en el capítulo de calibración no hay correlaciones directas (coeficientes de determinación óptimos, mayores a 0.9) entre los valores de los parámetros de fricción y cohesión y los resultados que arrojan de los lahares simulados, pero si ciertos patrones que pueden ayudar a optimizar la calibración. También, se debe tener precaución al determinar el tipo de modo en que se libera el material, pues cuando se tiene pequeñas remociones estas se pueden simular con áreas de liberación que dejan escapar todo el material de una. Pero, en el caso de simulaciones de remociones de mayor envergadura es mejor hacerlo con hidrógrafos, para liberar el material gradualmente y no sobreestimar las velocidades y alturas que puede alcanzar un flujo.

En la Tabla 20 se muestra una síntesis de las ventajas y desventajas de cada uno de los programas computacionales utilizados para la modelación.

TABLA 20: VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE RAMMS Y LAHARZ.

	Ventajas	Desventajas
RAMMS	Entrega los patrones de inundación y el espesor de los depósitos Se obtienen los resultados de velocidad y altura de flujos en cada instante de la simulación. Se puede estimar el tiempo de llegada de los lahares	Se necesitan más datos para poder calibrar los coeficientes de fricción, que son los que necesitan en las ecuaciones de modelación.
LAHARZ	Es un modelo simple, que entrega una primera aproximación de las áreas que pueden inundar los lahares. En las simulaciones con varios pulsos muestran variaciones significativas entre un pulso y otro, entre mayor sea el volumen de cada pulso.	No entrega más datos que las zonas de inundación. No se adecuan correctamente los patrones de los lahares sin modificar las ecuaciones de simulación.

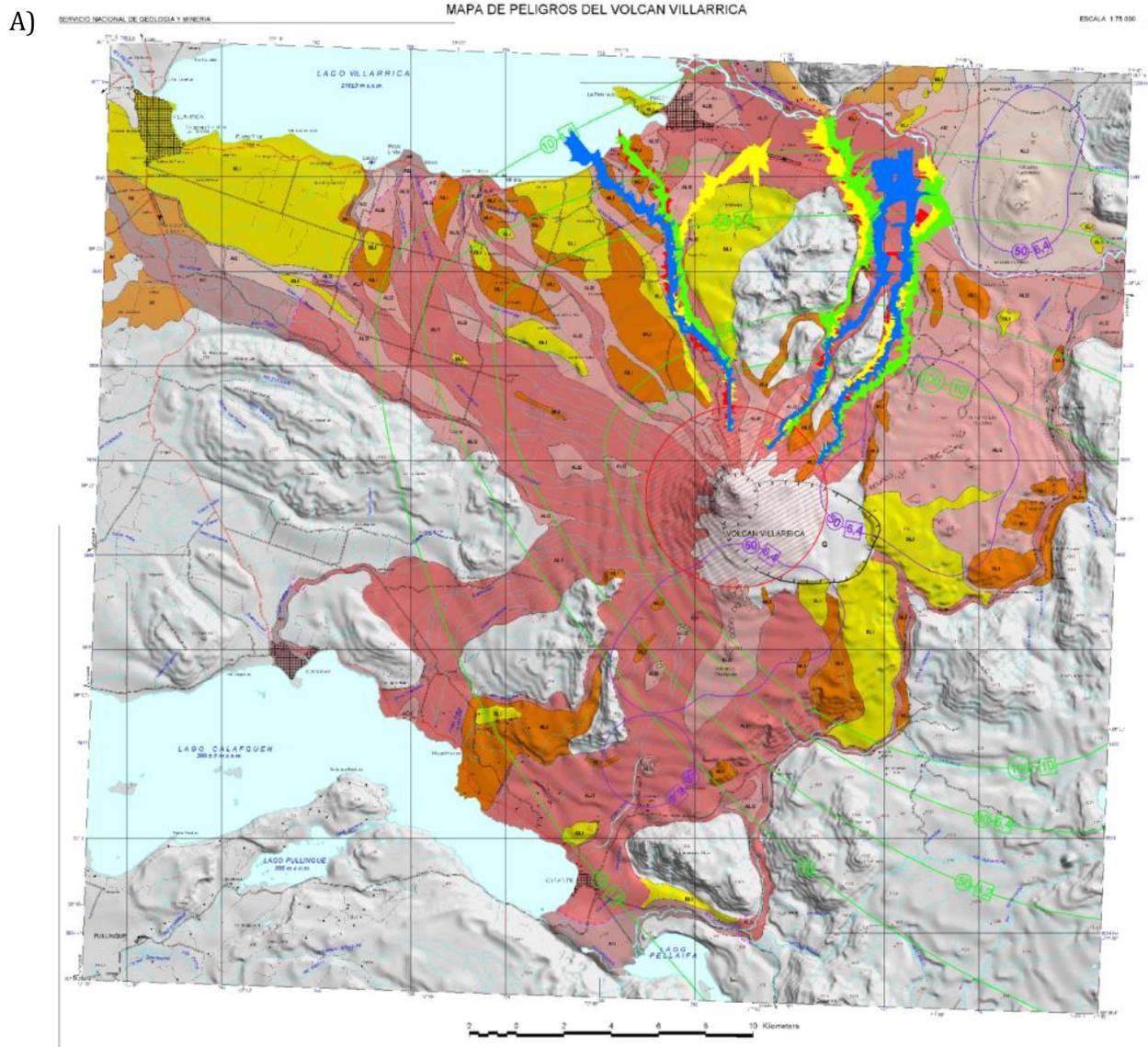
6.3.4 COMPARACIÓN DE LOS MODELOS COMPUTACIONALES CON EL MAPA DE PELIGROS ACTUAL

En esta sección se comparan los resultados obtenidos de las simulaciones con los programas RAMMMS y LAHARZ, con el mapa de peligro actual del Volcán Villarrica, realizado por Moreno (2000).

En la Figura 71 se comparan los resultados obtenidos en LAHARZ, con el DEM de baja resolución y el DEM de alta resolución, y el mapa de peligros. Se observa que, para ambos DEMs, los resultados se encuentran dentro de las áreas de peligro muy alto, alto y medio del mapa de peligros, que son los sectores con una mayor probabilidad de ocurrencia de lahares según los análisis de Moreno. Sólo parcialmente en algunos sectores se salen de los márgenes de peligro alto a la zonas de peligro bajo (de color amarillo), como ocurre con los pulsos que se desvían hacia Pucón por el estero del Zanjón Seco. Lo mismo ocurre con los

Discusiones

pulsos que bajan por el río Pedregoso y río Turbio, en el DEM de alta resolución, que en las zonas cercanas al aeropuerto de Pucón, se desvían a zonas de peligro bajo. Esto se debe a que con cada nuevo pulso en el DEM de alta resolución los cauces se curvan y desvían hacia cualquier sector en las zonas llanas, lo que no ocurre con el DEM de baja resolución, pues las redes se construyen con una menor densidad de información topográfica por lo que son más simples y se asemejan más a los cauces reales. En términos generales los resultados de LAHARZ se aproximan a las zonas demarcadas con zonas de peligro alto y muy alto del mapa de peligros, que son los flujos más probables que han ocurrido en el último siglo, lo que hace que estos resultados sean aceptables. También hay que considerar que son los pulsos de volúmenes mayores los que más se desvían a estas zonas de peligro bajo, los que son menos probables de ocurrir, por lo que es correcto que esto suceda al aumentar los volúmenes de los pulsos.



B)

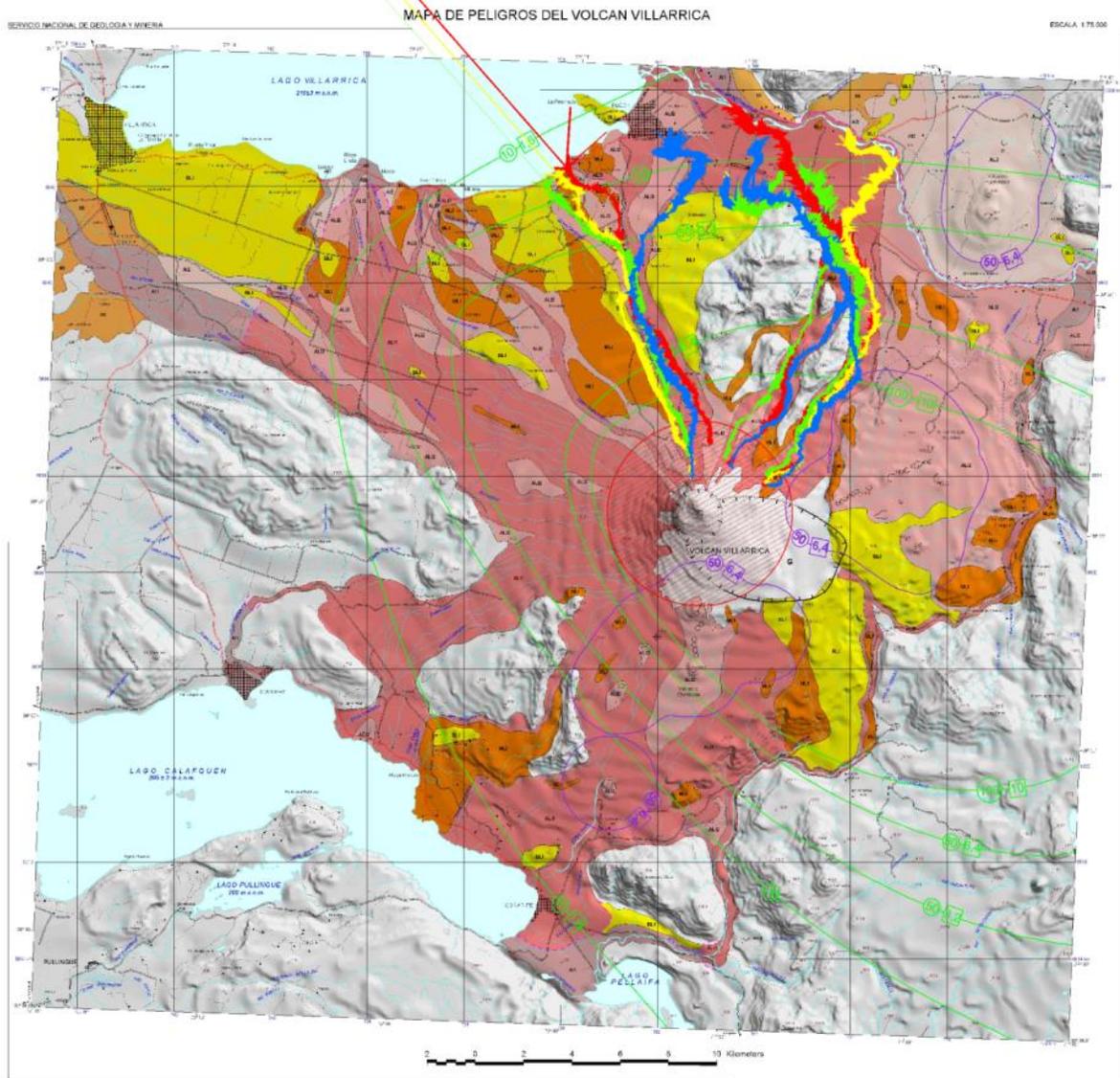


FIGURA 71: A) SE COMPARAN LOS RESULTADOS DE LAHARZ CON PULSOS DE $5 \times 10^6 \text{m}^3$, EN EL DEM DE BAJA RESOLUCIÓN, Y EL MAPA DE PELIGROS. B) SE COMPARAN LOS RESULTADOS CON EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN.

En la Figura 72 se comparan los resultados obtenidos en RAMMS, con el DEM de baja resolución, y el mapa de peligros. Se observa que los patrones de los flujos simulados se ubican dentro de las áreas de peligro muy alta, alta y media. En el cauce del Zanjón Seco los flujos se salen levemente a la zona de peligro bajo, al desviarse al sector de Pucón. Con ambos modelos computacionales sucede lo mismo con los flujos que se desvían hacia el sector de Pucón, indistintamente si se realizan en el DEM de alta o baja resolución. En términos generales los resultados en RAMMS son aceptables si se comparan con el mapa de peligros actual, debido a que los patrones de inundación de los flujos simulados caen dentro de las áreas de peligro alto y muy alto, y se ciñen de mejor manera a estas zonas, con volúmenes estimados de casos previos, como son los del 1971 (Naranjo y Moreno, 2004).

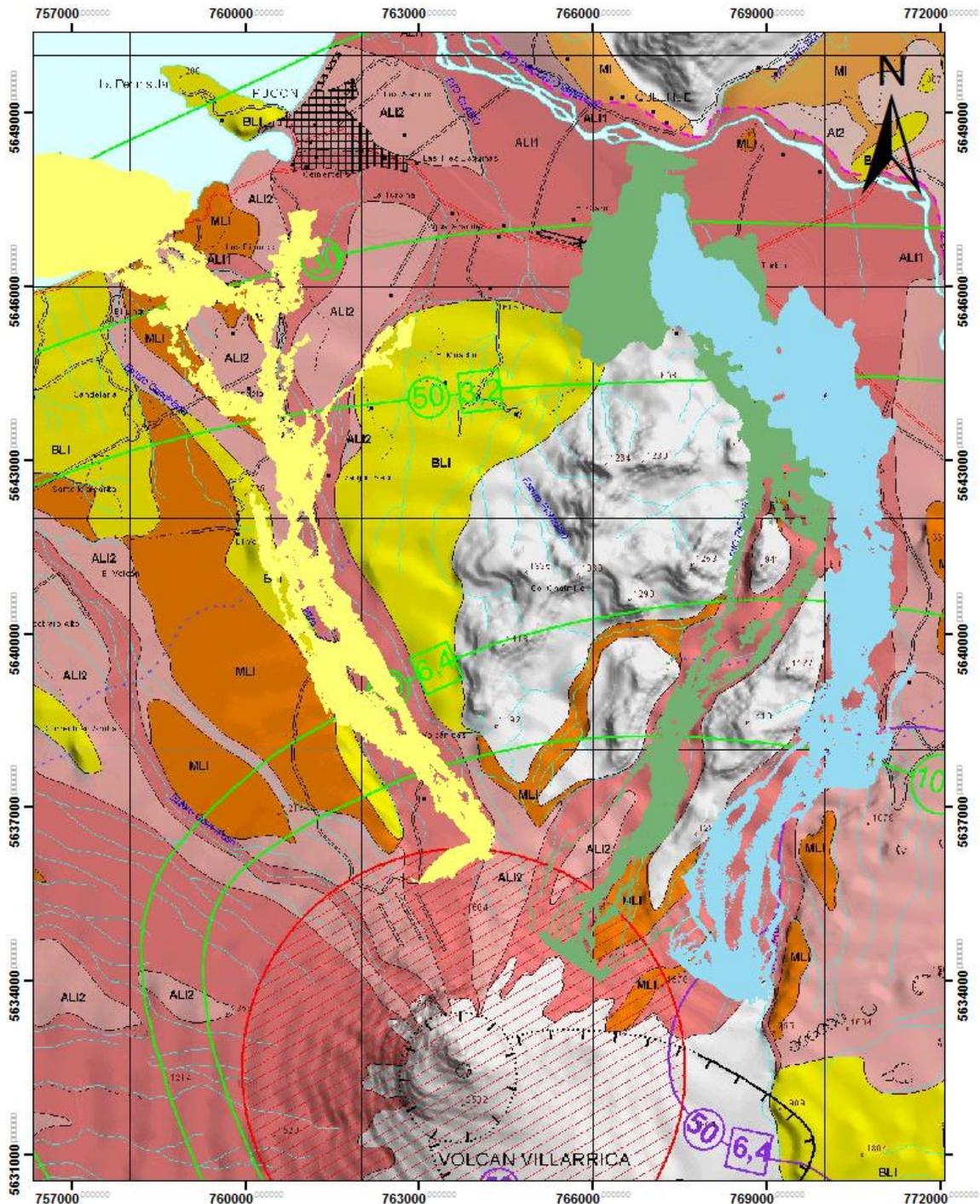


FIGURA 72: COMPARACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS CON LOS RESULTADOS OBTENIDOS DE RAMMS, CON EL DEM DE ALTA RESOLUCIÓN.

En cuanto al porcentaje de área que ocupan las áreas de inundación de los flujos simulados en las áreas consideradas de peligro muy y alto para cada cauce, como se muestra en la Tabla 21, se puede establecer cuál de los programas ajusta mejor las simulaciones al mapa de peligros. Para el caso de las simulaciones realizadas en LAHARZ las áreas de inundación de estas representan un 30% del área de peligro alto y muy alto, si

se suman las áreas que generan el resto de los pulsos, se obtiene un ajuste bastante aproximado con respecto a las áreas de peligros alto y muy alto del mapa de peligros. Por lo tanto los resultados en LAHARZ se adecuan apropiadamente al mapa de peligros actual. En lo que respecta a los resultados con RAMMS se observa que con una sola descarga se cubren casi completamente las áreas de peligro alto y muy alto, y dado que los pulsos no varían mucho uno con respecto al otro, con este programa se tiene una buena aproximación de las áreas de peligro que podrían cubrir los lahares. De este modo se corrobora que RAMMS se adecua a los resultados del mapa de peligros.

TABLA 21: COMPARACIÓN DE LAS ÁREAS DE INUNDACIÓN DE LOS FLUJOS SIMULADOS EN LOS PROGRAMAS LAHARZ Y RAMMS, CON LAS ÁREAS QUE ABARCAN EL PELIGRO ALTO Y MUY ALTO DEL MAPA DE PELIGROS, PARA CADA UNO DE LOS CAUCES EN ESTUDIO.

Programa	Cauce	Volumen (m ³)	Área de inundación (m ²)	Área del mapa de peligros
LAHARZ	Estero Zanjón Seco	10x10 ⁶	9.283.177,67	29.116.937,6
	Río Turbio	10x10 ⁶	9.283.177,67	39.529.398,38
	Río Pedregoso	10x10 ⁶	9.283.177,67	24.541.379,59
RAMMS	Estero Zanjón Seco	10x10 ⁶	34.948.449,56	29.116.937,6
	Río Turbio	10x10 ⁶	20.415.771,27	39.529.398,38
	Río Pedregoso	10x10 ⁶	21.014.858,03	24.541.379,59

6.3.5 MAPA DE PELIGROS

Con los resultados y discusiones generadas de la comparación del mapa de peligros actual del volcán Villarrica con los resultados de las simulaciones, se generó un mapa de peligros de lahares potencial para la zona de Pucón y sus alrededores, como se muestra en la Figura 73. Este mapa se realizó con los resultados obtenidos en RAMMS, con el DEM de alta resolución, donde además de contar con mejor información de los patrones de inundación, se cuenta con los datos de la velocidad y altura que puede alcanzar el flujo. También se utiliza este programa, pues en una sola descarga, es decir efectuando una sola simulación se consta con varios de los comportamientos que puede tener un flujo. En este mapa se hace diferencia entre tipos eventos que se separan en peligro alto medio y bajo, que serían eventos de volúmenes de 2.5x10⁶ m³ (alto), 5x10⁶ m³ (medio) y 10x10⁶ m³ (alto), esto considerando que el glaciar en la cumbre del volcán ha disminuido a un tercio de los solía ser en 1961 (Rivera *et al.*, 2014). En la Tabla 22 se muestra como se definió el peligro para cada rango de volúmenes.

Discusiones

TABLA 22: DESCRIPCIÓN DE LOS PELIGROS ASOCIADOS AL MAPA DE PELIGROS REALIZADO CON LAS SIMULACIONES EN RAMMS.

Peligro	Descripción
Alto	Zonas con alto peligro de ser afectadas por lahares con volúmenes de hasta $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$. La velocidad máxima que pueden alcanzar los flujos es de 16 m/s y una altura máxima de 15 m.
Medio	Zonas con peligro de ser afectadas por lahares de volúmenes de hasta $5 \times 10^6 \text{ m}^3$. La velocidad máxima que pueden alcanzar los flujos es de 20 m/s y una altura máxima de 17 m.
Bajo	Zonas con peligro de ser afectadas por lahares de volúmenes de hasta $10 \times 10^6 \text{ m}^3$. La velocidad máxima que pueden alcanzar los flujos es de 25 m/s y una altura máxima de 24 m.

Además se estimó el tiempo de llegada de los lahares (Tabla 23) y se comparó con los observados en el Volcán del Nevado del Huila, Colombia (Tabla 24). Se puede notar que los tiempos de llegada de las simulaciones están dentro de los mismos órdenes de magnitud que los lahares del Volcán Huila, pero difieren principalmente pues los volúmenes y los *peak* de descarga son considerablemente mayores a los lahares simulados.

TABLA 23: TIEMPOS DE LLEGADA A ZONAS POBLADAS OBTENIDAS (14 KM) DE RAMMS PARA LOS TRES CAUCES EN ESTUDIO.

Programa	Cauce	Volumen (m^3)	Tiempo de llegada (s)	Tiempo de llegada (m)
RAMMS	Turbio	10×10^6	2609	43
	Pedregoso	10×10^6	3105	52
	Zanjón Seco	10×10^6	3491	58

TABLA 24: DATOS DE LOS TIEMPOS DE LLEGADA DE LOS LAHARES DEL VOLCÁN HUILA OCURRIDOS EL 2007, COLOMBIA (WORNI ET AL., 2011)

Table 1 Tabulation of lahar arrival times, wetted cross-sectional areas, flow velocities, peak discharges, and flow volumes for different locations in the Páez and Simbola River valleys

Location	Arrival times	Wetted cross-section (m^2)	Flow velocity (m/s)	Peak discharge (m^3/s)	Local flow volume (m^3)
Central Peak (0 km)	Start at 3:00 a.m.	–	–	–	–
Tóez (24 km)	3:26 a.m.	800–1,000	15	13,500	50,000,000
Pueblo Nuevo (26 km)	3:31 a.m.	400–500	14	6,300	17,500,000
Avirama (44 km)	3:50 a.m.	550	13	7,200	30,000,000
Guaduales (45 km)		\varnothing 575	12.5	7,200	30,000,000
Belalcázar (46 km)		\varnothing 575	12.5	7,200	30,000,000
Gualcan (49 km)		\varnothing 575	12.5	7,200	30,000,000
Cohetando (54 km)		\varnothing 575	12.5	7,200	30,000,000
Guadualejo (56 km)	4:06 a.m.	\varnothing 575	12.5	7,200	30,000,000
San Juanito (78 km)	5:00 a.m.	–	7	–	–
Paicol (105 km)	6:30 a.m.	–	5	2,500	17,400,000

Distances to Central peak are indicated in brackets. Data are based on field evidence and measurements

7. CONCLUSIONES

Los flujos laháricos que se dirigen al sector de Pucón, al norte del volcán Villarrica, se pueden modelar por medio de los programas computacionales analizados en este estudio, RAMMS y LAHARZ, pero necesitan ser calibrados y ver si los resultados son consistentes con los datos tomados en terreno y los datos históricos de lahares previos.

La modelación con LAHARZ permite una reproducción que se aproxima considerablemente bien a las áreas de inundación de los lahares en los cauces en estudio, con las modificaciones realizadas en los coeficientes de las ecuaciones de modelación, y los cambios en el script para poder simular pulsos.

Las principales ventajas de la utilización de LAHARZ es que genera una aproximación simple de los patrones de inundación de lahares, lo que sirve como un primer acercamiento para generar una zonación de peligros de lahares. Dentro de las desventajas que presenta este programa, es que se debe hacer modificaciones en el script del programas para poder simular más fielmente los lahares, pues este esta diseñado para un amplio espectro de lahares, que en su mayoría no son representativos de los flujos que ocurren en el Volcán Villarrica. Además con este script no se pueden reproducir simulaciones en pulsos, como si se puede hacer con el modificado.

En cuanto a los modelos generados en RAMMS también se obtiene una buena aproximación de las simulaciones con la realidad, pero los patrones que se observan son más suavizados. Otro aspecto relevante es que sin necesariamente generar modelos con pulsos, se reproducen en una sola descarga la serie de comportamientos que puede sufrir un lahar corriente abajo, como es la bifurcación, desviación y represamiento de los flujos.

Las ventajas de utilizar RAMMS son principalmente que en una simulación además de conseguir los patrones de inundación, se obtiene una animación con los pasos que siguen los lahares corriente abajo, y de este modo se pueden extraer datos la altura de los depósitos resultantes, alturas de la ola de avance y velocidades del flujo que se está simulando. Entre las desventajas que presenta este programa, es que su calibración no es un proceso simple e inmediato, pues se necesita de una mayor cantidad de datos para obtener un mejor ajuste de los parámetros de simulación.

Se concluye con respecto a los modelos de elevación digital que en el caso de LAHARZ, para los modelos con pulsos con volúmenes iguales o superiores a los de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ hasta alcanzar un volumen total de $40 \times 10^6 \text{ m}^3$, es mejor utilizar el DEM de baja resolución, pues así se pueden simular todos los pulsos, y no se ven cortados debido a que las redes se cortan con los depósitos previos, en el DEM de alta resolución. Para simulaciones con pulsos con volúmenes inferiores a $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ se debe utilizar el DEM de alta resolución, donde se

Conclusiones

puede replicar el efecto de las simulaciones con pulsos, sin que se vean cortadas las redes por los depósitos que quedan de las oleadas previas. En cuanto a RAMMS las soluciones más óptimas se obtienen con el DEM alta resolución.

Al analizar los comportamientos de las simulaciones que involucran varios pulsos con los modelos donde se vierte el flujo en una sola descarga, se advierten grandes diferencias en el caso de LAHARZ, donde se observa que las áreas inundadas son más vastas y se ciñen mejor a las áreas de inundación que ocupan los lahares reales. En el caso de RAMMS, no se observan diferencias entre las simulaciones en las cuales se libera el material en una sola descarga con las que involucran pulsos.

Al comparar los resultados de las simulaciones con el mapa de peligros actual que se tiene del volcán Villarrica, se llega a la conclusión que estos modelos se adecuan apropiadamente a las zonas de peligro correspondientes.

En el caso de LAHARZ se observa que las simulaciones que involucran varios pulsos en el DEM de alta resolución son lo que mejor se aproximan a la realidad. Donde los pulsos de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ llegan a cubrir de un 60 a 70% de las áreas de peligros alto y muy alto, para los tres cauces en estudio.

Dentro de los aspectos importantes que se debe destacar de los resultados obtenidos en LAHARZ es que en las simulaciones con pulsos se logra reproducir el desvío de los flujos a la ciudad de Pucón, como se ha visto en eventos en el pasado. Esto ocurre en el Estero Zanjón Seco, donde se observa que con pulsos de al menos $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ se obtiene que los flujos siguientes se pueden dirigir hacia Pucón, llegando por el sector SE. Por otro lado se observa que los flujos que se dirigen por los cauces del río Pedregoso y río Turbio se desvían hacia la zona donde se ubica el Aeropuerto, pero con pulsos de volúmenes de al menos de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Estos resultados se obtienen utilizando ambos DEMs, pero se reproducen mejor en el DEM de alta resolución.

En RAMMS se obtiene que los áreas de inundación obtenidas de las simulaciones con una sola descarga ocupan de un 70 a 80% de las áreas de peligro alto y muy alto con volúmenes de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$, y dado que los patrones de inundación no varían entre un pulso y otro, se puede concluir que con una sola descarga se puede reproducir adecuadamente el comportamiento del flujo que se está modelando.

Del mismo modo como ocurría en LAHARZ, en RAMMS los flujos simulados por el estero Zanjón Seco se desvían hacia la ciudad de Pucón, y el mínimo volumen requerido para que esto ocurre es de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, que ha pasado en el pasado (Naranjo y Moreno, 2004; Castruccio, 2005). Por otro lado, los flujos simulados por el río Turbio y río Pedregoso alcanzan el aeropuerto en las simulaciones con $10 \times 10^6 \text{ m}^3$, como también se había observado en el caso de LAHARZ, aunque no se determinó el mínimo volumen necesario para que esto ocurra. Este resultado en particular se reproduce mejor en el DEM de alta

Conclusiones

resolución, donde se observa que las áreas de inundación se ajustan mejor a las áreas de peligro alto y muy alto.

En cuanto a las velocidades y alturas obtenidas de las simulaciones en RAMMS realizadas en el cauce del río Pedregoso, estas se encuentran dentro de los rangos magnitud estimados por Naranjo y Moreno (2000), por lo que los resultados de esta variables alcanzadas para los otros cauces, en los distintos escenarios que se expusieron, están dentro de los rangos de magnitud de los que se podría observar en los eventos reales.

Finalmente, se concluye que ambos programas son útiles y sirven para efectuar estimaciones de peligro de lahares, y que dependiendo del sector donde se quiera efectuar este análisis se deben calibrar los parámetros de entrada y las ecuaciones de simulación para obtener resultados óptimos. Sin embargo, se recomienda para la generación de mapas de peligros utilizar RAMMS, que considera los parámetros de fricción y las propiedades físicas de los flujos, con lo que se obtiene una mejor aproximación de su comportamiento. Además, si es que en el sector se requieren tomar medidas de mitigación con este programa se obtienen la velocidad, alturas y momentum en cada instante, que son parámetros esenciales para tomar una decisión con respecto que medidas podrían ser las más apropiadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., & Levi, B. (1964). Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 17*, 37 p.
- Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., McArdell, B., y otros. (2013). *RAMMS rapid mass movements simulation: User Manual v1.5 Debris Flow*. WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.
- Calder, E., Harris, A., Peña, P., Pilger, E., Flynn, L., Fuentealba, G., y otros. (2004). Combined thermal and seismic analysis of the Villarrica volcano lava lake, Chile. *Revista Geológica de Chile, Vol. 31, No. 2*, p. 259-272.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., & Martin, M. (1998). Mapa geológico del área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Mapas Geológicos, No. 8, escala 1:100.000*.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J., & Rose, W. I. (1994). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltepétl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 59*, p. 35-46.
- Casertano, L. (1962). Lo stato attuale dei Vulcani Attivi del Centro- Sud del Chile. Estratto del Volume Quarto (Serie VI) degl. "Annali dell'Osservatorio Vesubiano", Italy, p. 7-8.
- Casertano, L. (1963c). Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo. *Universidad de Chile, Boletín, No. 40*, p. 22-28.
- Castruccio, A. (2005). *Lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S)*. Memoria de título. Santiago: Universidad de Chile.
- Castruccio, A. (2008). Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el Volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el Volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. *Tesis de Magister. Departemento de geología, Universidad de Chile*, 177 p.
- Castruccio, A., & Clavero, J. (2006). Nuevos antecedentes sobre los lahares generados en la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica (39.5°S). *XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*.
- Castruccio, A., Clavero, J., & Rivera, A. (2005). Lahares generados por la erupción de 1971 en el flanco oeste del volcán Villarrica (39.5°S). *XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata*.
- Cembrano, J., & Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿dominios compresionales y tensionales en un

Bibliografía

- régimen transcurrente? *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1. Concepción*, p. 240-244.
- Clapperton, C. (1993). *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Amsterdam, Holanda: Elsevier Science Publishers.
- Clavero, J. (1996). *Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S)*. Tesis de Magíster y Memoria de Título (Inédito). Santiago: Universidad de Chile, Departamento de Geología, 112 p.
- Clavero, J., & Moreno, H. (1994). Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25' S. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, Concepción*, p.250-254.
- Clavero, J., & Moreno, H. (2004). Evolution of Villarrica volcano. In Villarrica volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 61, Chile*, p. 17-27.
- Clayton, J., Clapperton, C., & Antinao, J. (1997). Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del Lago Villarrica, Andes del Sur. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1. Antofagasta*, p. 307-311.
- Crandell, D. R. (1971). Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper 677*, 73 p.
- Crandell, D. R., & Waldron, H. H. (1956). A recent volcanic mudflow of exceptional dimensions from Mount Rainier, Washington. *American Journal of Science*, v. 254, p. 349–362.
- Cronin, S., Neall, V., Lecointre, J., & Palmer, A. (1999). Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 1999;111, p. 28-38.
- Curry, R. R. (1966). Observation of alpine mudflows in the Tenmile Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 771–776.
- Dragovich, J. D., Pringle, P. T., & Walsh, T. J.—I. (1994). Extent and geometry of the mid-Holocene. *Washington Geology*, v. 22, p. 3–26.
- Fairchild, L. H., & Wigmosta, M. (1983). Dynamic and volumetric characteristics of the 18 May 1980 lahars on the Toutle River, Washington: Proceedings of the Symposium on Erosion Control in Volcanic Regions. *Japan Public Works Research Institute Technical Memorandum 1908*, p. 131–154.
- Felicísimo, A. (1994). Modelos Digitales de Terreno. Introducción y aplicación en las ciencias ambientales. [<http://www6.uniovi.es/~feli/pdf/libromdt.pdf>: 14 de enero 2008].

Bibliografía

- Fritz, W. J., Sigurdsson, H., & Naranjo, J. L. (1986). Volume, distribution and generation of lahars from the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Columbia [abs.]. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 67, p. 406.
- Fuentealba, G., Peña, P., & Calder, E. (2000). Sustained Tremor, open system degassing and annual perturbations at the Villarrica volcano lava lake, in Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2. Puerto Varas*, p. 26-29.
- Fuentealba, G., Riffo, P., Moreno, H., Acevedo, P., & Gardeweg, M. (1985). *La erupción del volcán Villarrica*. Ediciones Universidad de la Frontera.
- Gallino, G. L., & Pierson, T. C. (1984). The 1980 Polallie Creek debris flow and subsequent dambreak flood, East Fork Hood River basin, Oregon. *U.S. Geological Survey Open-File Report 84-578*, 37 p.
- Gaytán, D., Clavero, J., & Rivera, A. (2005). Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. *In Congreso Geológico Argentino, No. 16, Actas. La Plata*.
- Gaytán, D., Clavero, J., & Rivera, A. (2006). Volcanismo explosivo intra-Glaciación Llanquihue en el volcán Villarrica, Andes del Sur. *In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, Antofagasta.*, p. 463-466. .
- Gonzalez. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: PEARSON EDUCACIÓN.
- González, O. (1972). Distribución del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del volcán Villarrica. *Instituto Geográfico Militar, Primer Symposium Cartográfico Nacional, Revista Terra Australis. Santiago.*, p. 191-207.
- Hauser, A. (1985). Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas No. 24. *Revista Geológica de Chile*, p. 75-92.
- Herbst, R., Troncoso, A., & Muñoz, J. . (2005). Las taflofloras triásicas de la región de los Lagos, X Región, Chile. *Ameghiniana Vol. 42, No. 2*, p. 377-394.
- Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L., & Moreno, H. (1997). Isotopic characteristics of volcanic rocks from minor eruptive centers (MEC) in the area of Villarrica volcano (39°-39°30'S). *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1. Antofagasta.*, p. 337-341. .
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López, L., & Frey, F. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. . *Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 103, No. 3.*, p. 361-386.
- Howard, T. R., Baldwin, J. E., & Donley, H. F. (1988). Landslides in Pacifica, California, caused by the storm, in Landslides, floods and marine effects of the storm of January 3-5,

Bibliografía

- 1982, in the San Francisco Bay Region, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1434*, p. 163–183.
- Hyde, J. H., & Crandell, D. R. (1978). Postglacial volcanic deposits at Mount Baker, Washington, and potential hazards from future eruptions. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1022-C*, 17 p.
- Ingenieros, C. C. (2007). *Construcción mitigación riesgos volcánicos y geológicos asociados. Etapa 1: Levantamiento base cartográfica, comunas de Villarrica, Pucón y Curarrehue, IX Región*. Las Condes, Santiago.
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, v. 35, p. 245–296.
- Iverson, R., Schilling, S., & Vallance, J. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *GSA Bulletin*; v110, p. 972-984.
- Janda, R., Scott, K., Nolan, K., & Martinson, H. (1981). Lahar movement, effects, and deposits. In: Lipman PW, Mullineaux DR (eds) The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U.S. Geological Survey Paper 1250*, p. 461–478.
- Keller, W. (1985). Erupción del volcán Villarrica. *Informe (Inédito)*, 54 p., 48 dibujos.*.
- Klerkx, J. (1965). Étude pétrologique des laves du volcan Villarrica, Calbuco, Osorno, Llaima (Chili Central). *Annales Société Géologique*, 88. *Bélgique.*, p. 451-470.
- Lara, L., & Moreno, H. (2004). Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de los Lagos y de la Araucanía. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 83, 1 mapa escala 1:100.000.*, 19 p.
- Lohmar, S., Parada, M., Robin, C., Gerbe, M., Deniel, C., Gourgaud, A., y otros. (2006). Origin of postglacial 'mafic' ignimbrites at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors? *In Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), No. 5, Montevideo.*
- Lohmar, S., Robin, C., Gourgaud, A., Clavero, J., Parada, M., Moreno, H., y otros. (2007). Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán Ignimbrite, Villarrica volcano (southern Chile). *Revista Geológica de Chile, Vol 34, N°2*, p. 233-247.
- López, L., & Moreno, H. (1994). Contribution to the knowledge of the postglacial geochemical evolution of the Villarrica volcano (Southern Andes, 39°25'S), Chile. . *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2. Concepción.*, p. 1091-1094.
- López, L., Cembrano, J., & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the southern Andes basaltic Quaternary volcanism. *Revista Geológica de Chile, Vol. 22, No. 2*, p. 219-234.

Bibliografía

- López, L., Frey, F., & Vergara, M. (1977). Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 63, No. 3, p. 199-228.
- Lowe, D. R. (1979). Sediment gravity flows—Their classification and some problems of application to natural flows and deposits, in Doyle, L. J., and Pilkey, O. H., Jr., eds. *Geology of continental slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27*, p. 75–82.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279–297.
- Macedonio, G., & Pareschi, M. (1992). Numerical simulation of some lahars from Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65-80.
- Mahmood, K., & Yevjevich, V. (1975). Unsteady flow in open channels. *Water Resources Publications, Colorado*, p. 313-365.
- Major, J. J. (1984). Geologic and rheologic characteristics of the May 18, 1980 southwest flank lahars at Mount St. Helens, Washington. [Master's thesis]: University Park, Pennsylvania State.
- Major, J. J. (1996). Experimental studies of deposition by debris flows: Process, characteristics of deposits, and effects of pore-fluid pressure [Ph.D. dissert.]. *Seattle, University of Washington*, 341 p.
- Major, J. J. (1997). Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, v. 105, p. 345–366.
- Major, J. J., & Voight, B. (1986). Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 691–705.
- Marangunic, C. (1974). Marangunic, C. 1974. The lahar provoked by the eruption of the Villarrica Volcano on December of 1971. In *International Symposium on Volcanology, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Santiago*, Abstract of Papers, p. 48.
- Mizuyama, T., Kobashi, S., & Ou, G. (1992). Prediction of debris flow . In: *Proc Interpretive Int Symp (Bern) 4*, p. 99–108.
- Moreno, H. (1979). Características petrológicas del volcanismo cenozoico superior en los Andes del Sur de Chile (39°00' y 41°30'S). In *Congreso Geológico Argentino, No. 6, Actas, Tomo II. Buenos Aires*, p. 131-147.

Bibliografía

- Moreno, H. (1993). *Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, regiones IX-X, 39°25'S*. 112 p.: Informe Final (Inédito), Proyecto Fondecyt, No. 1247.
- Moreno, H. (2000). *Mapa de Peligros del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos*. Santiago: Geología y Minería. Documento de Trabajo, No. 17, mapa escala 1:75.000.
- Moreno, H., & Clavero, J. (2006). Geología del Volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 98*.
- Moreno, H., & Parada, M. (1976). Esquema geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. . *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Tomo 1, Santiago.*, p. A213-226.
- Moreno, H., Clavero, J., & Lara, L. (1994a). Actividad explosiva Postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25'S). . *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, Concepción.*, p. 329-333.
- Moreno, H., López, L., & Cembrano, J. (1994). The Villarrica-Lanín volcanic Chain: A review and probable significance in the Southern Andes, 39.4°S. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, Concepción.*, p. 339-341.
- Mothes, P. (1992). Lahars of Cotopaxi Volcano, Ecuador: hazard and risk evaluation. *In: McCall GJH, Laming DJC, Scott SC (eds) Geohazards, natural and man-made. Chapman and Hall, London*, p. 53-63.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., & Snelling, I. (1988). Geochronology of the lake region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1, No. 3*, p. 309-316.
- Naranjo, J., & Moreno, H. (2004). Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. In Villarrica volcano (39.5 S), Southern Andes, Chile (Lara, L.; Clavero, J.; editors). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 61. Chile.*, p. 28-38.
- Naranjo, J., Sigurdsson, H., Carey, S., & Fritz, W. (1986). Eruption of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra fall and lahars. *Science V.233*, p. 961-963.
- Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., y otros. (2003). Villarrica volcano (Chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, No. 128*, p. 247-259.
- Osterkamp, W. R., Hupp, C. R., & Blodgett, J. C. (1986). Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, northern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-C*, 21 p.

Bibliografía

- Ouyanga, C., Hea, S., & Tangc, C. (2014). Numerical analysis of dynamics of debris flow over erodible beds in Wenchuan earthquake-induced area. *Engineering Geology Elsevier*.
- Owens, I. F. (1972). Morphological characteristics of alpine mudflows in the Nigel Pass area, in Slaymaker, O., and McPherson, H. J., eds., Mountain geomorphology. *Vancouver, Tantalus Research*, p. 93–100.
- Pavez, A. (1997). Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°S. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Antofagasta*, p. 1443-1447.
- Pavez, A., & Moreno, H. (1994). Contribución al conocimiento geológico del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°S. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas. Concepción*, p. 1141-1145.
- Pérez, A., & Francois, J. (2009). Evaluación de los errores de modelos digitales de elevación obtenidos por cuatro métodos de interpolación. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, p. 53-67.
- Petit-Breuilh, M. (1994). Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del volcán Villarrica (39°25'S) 1558-1985. *Revista Frontera, Universidad de la Frontera, Vol. 13*, p. 71-99.
- Petit-Breuilh, M., & Lobato, J. (1994). Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°-39° L.S.). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, Concepción.*, p. 366-370.
- Pierson, T. C. (1998). An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. *Bulletin of volcanology, Vol. 60*, p. 98-109.
- Pierson, T. C., & Costa, J. E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, in Costa, J. E., and Wiczorek, G. P., eds., Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology VII*, p. 1–12.
- Pierson, T. C., & Scott, K. M. (1985). Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research, v. 21*, p. 1511–1524.
- Pierson, T. C., Daag, A. S., & Delos, P. J. (1996). Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July-October 1991. *Fire and Mud- Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, p. 921-50.
- Pierson, T., & Scott, K. (1999). Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. *U.S. Geological Survey Open-File Report. 137*.
- Pierson, T., Janda, R., Thouret, J., & Borrero, C. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent

Bibliografía

- mobilization, flow, and deposition of lahars. *Journal Volcanology Geothermal Res* 41, p. 17–66.
- Porter, S. (1981). Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research, Vol. 16*, p. 263-292.
- Rivera, A. (1989). Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Biobío y Petrohué, su relación con el volcanismo activo Caso Volcán Lonquimay. Memoria de título (Inédito)., *Departamento de Geografía, Universidad de Chile.*, 199 p.
- Rivera, A., Bown, F., Casassa, G., Acuña, A., Rignot, E., Clavero, J., y otros. (2006). Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology, No. 43*, 111-122.
- Rivera, A., Zamora, R., Uribe, J., Wendt, A., Oberreuter, J., Cisternas, S., y otros. (2014). Recent changes of the total volume of ice on Volcán Villarrica, Southern Chile .
- Rodolfo, K. S. (1989). Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin, v. 101*, p. 414–426.
- Rodolfo, K. S., Arguden, A. T., Solidum, R. U., & Umbal, J. (1989). Anatomy and behavior of a posteruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology, v. 40*, p. 55–66.
- Rosatto, H. G., Botta, G., Presutti, M., Pruzzo, L., Laureda, D., Tolón-Becerra, A., y otros. (2011). Determinación de la precisión de DEMs generados con puntos digitalizados a partir de cartografía existente: relación con el algoritmo utilizado. *FCA UNCUYO*, p. 1-17.
- Schilling, S. (1998). *LAHARZ:GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones*. Vancouver, Washington: U.S. Geological Survey.
- Scott, K. (1988). Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. *U.S. Geological Survey Pap 1447-A* , p. 1–74.
- Scott, K. M., & Vallance, J. (1995). Debris flow, debris avalanche, and flood hazards at and downstream from Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas HA-729*, 9 p.
- Sepúlveda, S. (1998). *Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana*. Santiago: Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Silva, C., Druitt, T., & Robin, C. (2005). Architectural characteristics and deposition of the 3635±25 yr BP Pucón Ignimbrite of the Villarrica Volcano, Southern Andes, Chile. *In International Symposium on Andean Geodynamics-(ISAG), No. 6, Proceedings. Barcelona.*, p. 666-669.

Bibliografía

- Smith, G. A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 1–10.
- Smith, G. A., & Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17, p. 375-376.
- Smith, G. A., & Lowe, D. R. (1991). Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow–hyperconcentrated flow continuum, in Fisher, R. V., and Smith, G. A., eds., *Sedimentation in volcanic settings. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 45*, p. 59–70.
- Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 161-206.
- Stevens, N., Manville, V., & Heron, D. (2002). The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* N°119, 89-105 p.
- Suárez, M., & Emparán, C. (1997). Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 71, 1 mapa escala 1:250.000 (realizado por C. Emparán, M. Suárez y J. Muñoz, 1992)*, 105 p.
- Takahashi, T. (1980). Debris flows on prismatic open channel. *ASCE, J. Hydraul. Div.*, 106., p. 381-396.
- Takahashi, T. (1981). Debris flow. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 57-77.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., & Munizaga, M. (1987). *Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la Hoya Superior y Curso Medio del Río Bío-Bío. Centrales Quitramán, Huequecura, Aguas Blancas, Pangué, Ralco y Llanquén*. Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile-ENDESA, 304 p.
- Vallance, J. (1998). Postglacial lahars and potential volcanic hazards in the White Salmon River drainage, Mount Adams, Washington. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2161.
- Vallance, J. (2000). Lahars. *Encyclopedia of volcanoes Editor en jefe: Haraldur Sigurdsson 1417 p. Academic Press*.
- Vallance, J., & Scott, K. M. (1997). The Osceola mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazards implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 143–163.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., y otros. (2014). The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Geological Society of America Bulletin*.

Bibliografía

- Volcán Villarrica, F. d. (s.f.). *Proyecto Observación Villarrica Internet (POVI)*. *povi.cl*. Recuperado el 10 de 11 de 2014, de http://www.povi.cl/1948_1984.html: http://www.povi.cl/1948_1984.html.
- Walder, J. S., & Driedger, C. L. (1994). Rapid geomorphic change caused by glacial outburst floods and debris flows along Tahoma Creek, Mount Rainier, Washington, USA. *Arctic and Alpine Research*, v. 26, p. 319–327.
- Wehrmann, H., & Dzierma, Y. (2011). Applicability of statistical eruption analysis to the geological record of Villarrica and Lanín volcanoes, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, p. 99–115.
- Witham, C. (2005). Volcanic disasters and incidents: A new database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 148, No. 3-4, p. 191-233.
- Worni, R., Huggel, C., & Stoffel, M. (2011). Challenges of modeling current very large lahars at Nevado del Huila Volcano, Colombia. *Bulletin of volcanology*.