



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

**ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN POR
LAHARES EN EL VOLCÁN VILLARRICA: MÉTODOS INTEGRADOS DE
PELIGRO Y VULNERABILIDAD PARA LA CIUDAD DE PUCÓN,
CENTRO SUR DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE ANDRÉS FLORES LOBOS

PROFESOR GUÍA

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

OSCAR GABRIEL OROZCO LANFRANCO

SANTIAGO DE CHILE

DICIEMBRE 2014

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo
POR: Felipe Andrés Flores Lobos
Fecha: 01/12/2014
PROFESOR GUÍA: Luis E. Lara Pulgar

ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL RIESGO DE INUNDACIÓN POR LAHARES EN EL VOLCÁN VILLARRICA: MÉTODOS INTEGRADOS DE PELIGRO Y VULNERABILIDAD PARA LA CIUDAD DE PUCÓN, CENTRO SUR DE CHILE

El Volcán Villarrica ($39^{\circ}25'12''S$, $71^{\circ}56'23''W$, 2.847 msnm) es un estratovolcán del centro sur de Chile, desarrollado durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, y que ha emitido productos principalmente de composición basáltica a andesítico – basáltica. Sus más de 60 erupciones registradas desde 1558, lo convierten en uno de los volcanes más activos de Chile y Sudamérica, y su extensa cobertura glacial y nival, con un volumen equivalente en agua estimado en $2,7 \text{ km}^3$, hacen que la generación de lahares o flujos de detritos volcánicos sea uno de los procesos más peligrosos para la zona aledaña al volcán. En este contexto se ubica la ciudad de Pucón, a cerca de 16 km del cráter, y que se encuentra rodeada por quebradas que drenan al Villarrica y que representan caminos para los flujos laháricos, como lo son la quebrada Zanjón Seco, el río Turbio y el Pedregoso.

El presente trabajo realiza un análisis cuantitativo del riesgo de inundación por lahares para la comuna de Pucón; esto se logra por un lado, evaluando el peligro, mediante la utilización del modelo numérico Laharz, que simula las áreas inundadas en función del volumen inicial del flujo para distintos escenarios eruptivos, cada uno con una frecuencia esperada, y además incorporando criterios geológicos, hidrológicos y geomorfológicos; y por otro lado, evaluando la vulnerabilidad en base a 3 parámetros sociodemográficos como son (1) los grupos etarios y la proporción de discapacitados, (2) la densidad de población, y (3) el grado de escolaridad.

Los resultados muestran que existen zonas bajo alto o muy alto riesgo, en los sectores de Quellhue, El Turbio, y el sector sureste del área urbana de Pucón.

En cuanto a la metodología, dadas las limitaciones del modelo numérico para evaluar el peligro, y a su alta sensibilidad frente al modelo de elevación digital (DEM), se propone una metodología combinada, basada en la cuantificación de las áreas de inundación entregadas por el modelo Laharz, y también en la interpretación geológica del lugar.

Palabras claves: Lahar, Peligro, Vulnerabilidad, Riesgo, Laharz, Modelo de elevación digital

Agradecimientos

Quisiera agradecer y dedicar este trabajo en primer lugar a mi familia y amigos, por todo su apoyo en estos años de estudio. En particular a mis padres por darme una excelente crianza y apoyarme incondicionalmente hasta el día de hoy, gran parte de lo que soy es gracias a ellos.

Agradezco especialmente a Fernanda, no tan solo por su amor, sino que también por ser mi compañera e inspiradora, y brindarme fuerzas y energías en momentos en las que más las necesitaba.

Doy las gracias también a mi profesor guía, Luis Lara, por creer en mí y darme la oportunidad de realizar este trabajo, a Gabriel Orozco, por sus valiosos aportes y gratas discusiones en torno a este estudio, y a Rodrigo Calderón por su ayuda terreno y en el desarrollo de la temática de la vulnerabilidad. Finalmente agradezco a todos los funcionarios de la Universidad de Chile y de Sernageomin que se cruzaron en mi camino, desde los profesores hasta los ayudantes de terreno y conductores, por su aporte en el cumplimiento de mi meta profesional y por brindarme gratos ambientes de estudio y trabajo.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	5
1.2.1. Objetivos generales	5
1.2.2. Objetivos específicos.....	6
1.3. Hipótesis de trabajo.....	6
1.4. Metodologías.....	7
1.4.1. Trabajo de gabinete previo a terreno.....	7
1.4.2. Trabajo de terreno	7
1.4.3. Trabajo de gabinete posterior al terreno.....	7
1.4.4. Cartografía de vulnerabilidad y riesgo	8
1.4.5. Herramientas metodológicas	8
1.5. Ubicación y vías de acceso.....	13
1.6. Fisiografía	14
2. MARCO GEOLÓGICO E HISTORIA ERUPTIVA	16
2.1. Trabajos anteriores	16
2.2. Basamento de los volcanes Pleistoceno – Holoceno	17
2.2.1. Rocas Estratificadas	17
2.2.2. Rocas Plutónicas.....	19
2.3. Geología del volcán Villarrica	19
2.3.1. Unidades geológicas	21
2.3.2. Centros eruptivos adventicios (Holoceno Tardío).....	26
2.4. Depósitos sedimentarios del Pleistoceno – Holoceno.....	26
2.5. Estructuras.....	26
2.6. Registro histórico de la actividad eruptiva del volcán Villarrica	27
3. GEOMORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LOS CAUCES.....	34
3.1. Río Turbio	38
3.2. Río Pedregoso	43
3.3. Zanjón Seco.....	47

4.	ESCENARIOS ERUPTIVOS Y SUS PROBABILIDADES.....	50
4.1.	Definición de escenarios eruptivos.....	50
4.1.1.	Escenario 1: Erupción hawaiana – estromboliana moderada (IEV = 1).....	53
4.1.2.	Escenario 2: Erupción estromboliana (IEV = 2).....	54
4.1.3.	Escenario 3: Erupción estromboliana vigorosa – vulcaniana (IEV = 3)	55
4.1.4.	Escenario 4: Erupción vulcaniana – pliniana (IEV ≥ 4).....	56
4.2.	Análisis estadístico y probabilidad de ocurrencia de los escenarios eruptivos..	58
4.2.1.	Proceso de Poisson.....	60
4.2.2.	Probabilidad escenario 1	61
4.2.3.	Probabilidad escenario 2	65
4.2.4.	Probabilidad Escenario 3.....	69
4.2.5.	Probabilidad Escenario 4.....	70
4.2.6.	Análisis Global.....	72
4.3.	Volúmenes de flujos laháricos para cada escenario eruptivo.....	76
4.3.1.	Antecedentes previos	76
4.3.2.	Escenario 1 (IEV = 1).....	77
4.3.3.	Escenario 2 (IEV = 2).....	81
4.3.4.	Escenario 3 (IEV = 3).....	85
4.3.5.	Escenario 4 (IEV ≥ 4).....	91
5.	CARTOGRAFÍA Y VALORACIÓN DEL PELIGRO DE INUNDACIÓN POR LAHARES.....	93
5.1.	Modelación computacional.....	93
5.1.1.	Elección de parámetros modelo LAHARZ	93
5.1.2.	Modelación Escenario 1	111
5.1.3.	Modelación Escenario 2	111
5.1.4.	Modelación Escenario 3	111
5.1.5.	Modelación Escenario 4	112
5.1.6.	Limitaciones del modelo	117
5.2.	Cartografía y valoración del Peligro de Inundación por lahares	118
5.2.1.	Peligro Muy Alto.....	119
5.2.2.	Peligro Alto	119
5.2.3.	Peligro Moderado	119

5.2.4.	Peligro Bajo	119
5.2.5.	Peligro Muy Bajo.....	120
5.2.6.	Consideraciones adicionales	120
6.	CARTOGRAFÍA Y VALORACIÓN DE LA VULNERABILIDAD	124
6.1.	Concepto de vulnerabilidad.....	124
6.2.	Fuente de Datos.....	125
6.3.	Antecedentes generales.....	126
6.4.	Demografía e indicadores socioeconómicos de la comuna de Pucón	127
6.5.	División del área en entidades demográficas.....	130
6.6.	Vulnerabilidad Social.....	133
6.7.	Vulnerabilidad Física	137
6.8.	Vulnerabilidad Territorial	140
7.	Cartografía y Valoración del Riesgo	144
7.1.	Riesgo social ante la amenaza de lahar.....	144
7.2.	Riesgo Físico	152
7.3.	Riesgo Territorial.....	155
8.	DISCUSIONES	156
8.1.	Metodología para la cartografía de peligro	156
8.3.	Metodología de evaluación de la vulnerabilidad.....	160
8.4.	Fuentes de error e incertidumbres	160
8.5.	Peligro, vulnerabilidad y riesgo de inundación por lahares en Pucón	162
8.6.	Importancia y utilidad de la cartografía de peligro y riesgo	163
9.	CONCLUSIONES	166
10.	BIBLIOGRAFÍA.....	168
11.	ANEXOS	184
11.1.	Anexo A: tablas, gráficos y datos utilizados para el análisis estadístico	184
11.2.	Anexo B: Modificación DEM topográfico	198
11.3.	Anexo C: Descripciones de afloramientos	201
11.4.	Anexo D: Mapas	211

Índice de tablas

Tabla 3.1. Parámetros morfométricos de las cuencas en estudio.....	38
Tabla 4.1. Valores esperado con una distribución de Poisson y recurrencia observada para erupciones en el Villarrica con $IEV = 1$	63
Tabla 4.2. Test de bondad de ajuste χ^2 para la distribución de Poisson.....	64
Tabla 4.3. Valores esperado con una distribución de Poisson y recurrencia observada (a partir de tabla 11.2 de anexos) para erupciones en el Villarrica con $IEV = 2$. $N = 28$. $\Delta t = 10$ años, $\lambda = 41/28$	65
Tabla 4.4. Test de bondad de ajuste Chi – Cuadrado para el patrón de distribución de Poisson de las erupciones con $IEV = 2$	66
Tabla 4.5. Test de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov.....	66
Tabla 4.6. Probabilidades de ocurrencia de al menos un evento de $IEV = 2$, e $IEV \geq 2$, encontradas en este trabajo y en trabajos previos, respectivamente.....	68
Tabla 4.7. Probabilidad de ocurrencia de al menos un evento de $IEV = 3$ dentro de 20 y 50 años.	70
Tabla 4.8. Valores esperado con una distribución de Poisson, y recurrencia observada para erupciones en el Villarrica con $IEV \geq 4$	71
Tabla 4.9. Test de bondad de ajuste Chi – Cuadrado para el patrón de distribución de Poisson de las erupciones con $IEV \geq 4$	71
Tabla 4.10. Test de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov.....	71
Tabla 4.11. Probabilidad de ocurrencia de al menos un evento de $IEV \geq 4$ dentro de 20 y 50 años.	72
Tabla 4.12. Resumen de las probabilidades calculadas, y análisis general de los distintos escenarios, y valoración del peligro.	73
Tabla 4.13. Eventos lahárico del siglo XX y cuencas afectadas.....	76
Tabla 4.14. Antecedentes físicos y morfométricos de lahares en el volcán Villarrica.....	76
Tabla 4.15. Cobertura y espesor de nieve para cada cuenca, y volúmenes de agua potencialmente liberada	81
Tabla 4.16. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 1.....	81

Tabla 4.17. Antecedentes de dimensiones y alcance de distintas coladas de lava en el volcán Villarrica.	83
Tabla 4.18. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del río Turbio.....	83
Tabla 4.19. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del río Pedregoso.....	84
Tabla 4.20. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del Zanjón Seco.	84
Tabla 4.21. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 2.....	84
Tabla 4.22. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del río Turbio.	89
Tabla 4.23. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del río Pedregoso.	89
Tabla 4.24. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del Zanjón Seco.....	90
Tabla 4.25. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 3.....	90
Tabla 4.26. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 4.	92
Tabla 4.27. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 4.....	92
Tabla 5.1. Volúmenes de lahares modelados	96
Tabla 5.2. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en el volumen del flujo.	96
Tabla 5.3. Datos de secciones transversales y volúmenes de distintos lahares recopilados de distintas fuentes.	100
Tabla 6.1. Indicadores de la vulnerabilidad social y umbrales usados para las distintas clases de vulnerabilidad.	134
Tabla 6.2. Clasificación de viviendas por tipo de material	138
Tabla 7.1. Valoración numérica del peligro	147
Tabla 7.2. Valoración del riesgo	147

Tabla 8.1. Tabla de comparación de ventajas y desventajas entre los modelos numéricos y el registro geológico.	156
Tabla 11.1. Erupciones históricas documentadas en el volcán Villarrica	184
Tabla 11.2. Número de erupciones reportadas por unidad de tiempo ($\Delta t = 10$ años) en el volcán Villarrica, clasificadas por IEV, entre 1730 y 2010.	191
Tabla 11.3. Erupciones del volcán Villarrica reportadas históricamente incluyendo IEV reportado, lahares (negrita), y eventos volcánicos (gris claro) atribuibles al volcán Villarrica con la edad de varvas y la edad de calendario inferida.	1912
Tabla 11.4. Erupciones prehistóricas del Villarrica correspondientes a las unidades Villarrica 2 y Villarrica 3, y sus principales características.	193
Tabla 11.5. Número de eventos explosivos por unidad de tiempo ($\Delta t = 200$ años) en el volcán Villarrica, a partir de la tabla 11.4, desde 14.000 años A.P.	194
Tabla 11.6. Cronología de eventos laháricos asociados al volcán Villarrica.	196

Índice de figuras

Figura 1.1. Representación del área de estudio con los sistemas de drenaje del volcán Villarrica.....	5
Figura 1.2. Modelo de elevación digital (DEM) utilizado para la modelación computacional y como base topográfica de la distinta cartografía.	10
Figura 1.3. Conceptos y definiciones utilizados en la modelación numérica Laharz, para explicación ver el texto.	11
Figura 1.4. Construcción empírica de curvas de regresión utilizadas por el software Laharz.	12
Figura 1.5. Ubicación área de estudio dentro de Chile y vías de acceso.	14
Figura 2.1. Columna estratigráfica Unidad Villarrica 3.	25
Figura 2.2. Estructuras y lineamientos del volcán Villarrica y de la cadena volcánica Villarrica Quetrupillán Lanín.	28
Figura 3.1. Mapa de pendientes con unidades geomorfológicas definidas en el área de estudio.....	37
Figura 3.2. Delimitación de las tres cuencas que drenan el volcán Villarrica hacia el norte, noreste y este.....	40
Figura 3.3. Perfil de elevación río Turbio. Se muestran también las pendientes promedio y la ubicación de los perfiles transversales.	41
Figura 3.4. Secciones transversales a lo largo del río Turbio.....	42
Figura 3.5. Perfil de elevación río Pedregoso.....	44
Figura 3.6. Secciones transversales a lo largo del río Pedregoso.....	45
Figura 3.7. Secciones transversales a lo largo del río Turbio.....	46
Figura 3.8. Perfil de elevación río valle Zanjón Seco. Se muestran también las pendientes promedio y la ubicación de los perfiles transversales.	48
Figura 3.9. Secciones transversales a lo largo del valle Zanjón Seco.....	49
Figura 4.1. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con IEV =1, para el periodo entre 1730 y 2010 (Tablas 4.1 y 11.2)	63
Figura 4.2. Histograma de frecuencias de erupciones de IEV = 1 que presentan lahar y erupciones sin lahar asociado.	65

Figura 4.3. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con IEV =2, para el periodo entre 1730 y 2010 (Tablas 4.2 y 11.2)	66
Figura 4.4. Histograma de frecuencias de erupciones de IEV = 2 que presentan lahar y erupciones sin lahar asociado.	69
Figura 4.5. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con IEV \geq 4, para el periodo desde los 14.000 años A.P.	71
Figura 4.6. Distribución de los lahares espacialmente.	74
Figura 4.7. Imagen del área de estudio con los sistemas de drenajes afectados por lahares durante el siglo XX.....	75
Figura 4.8. Arriba, fotografía del Villarrica tomada antes de la erupción de 1948-49. La imagen de abajo fue tomada a fines de octubre de 1948, y muestra el estado en que quedo la cumbre tras las primeras fases de la erupción.	87
Figura 4.9. Imágenes del volcán Villarrica luego de la erupción de 1948, y en el verano del 2008	88
Figura 5.1. Análisis Sensibilidad del modelo respecto al punto de inicio de la descarga.	95
Figura 5.2. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en el volumen del flujo.	97
Figura 5.3. Gráfico de sección transversal versus volumen y línea de tendencia para los datos de la tabla 5.3.	101
Figura 5.4. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en la constante que modela la sección transversal del flujo.	102
Figura 5.5. Redes de drenaje derivadas del DEM topográfico y del IGM. Las elipses encierran zonas de desajuste del DEM.....	106
Figura 5.6. Diferencia en elevación entre el DEM ASTER y el DEM SRTM.....	107
Figura 5.7. Diferencia en elevación entre el DEM ASTER y el DEM topográfico.	108
Figura 5.8. Diferencia en elevación entre el DEM SRTM y el DEM topográfico.	109
Figura 5.9. Modelo de elevación digital utilizado para las modelaciones.	110
Figura 5.10. Resultados modelación escenario 1 y 2 para cuenca del Zanjón Seco. ..	113
Figura 5.11. Resultados modelación escenario 1 y 2 para cuenca del Turbio y Pedregoso.....	114
Figura 5.12. Resultados modelación escenario 4 para cuenca del Zanjón Seco.	115

Figura 5.135. Mapa de peligro de inundación por lahares	122
Figura 5.14. Mapa de peligro de inundación por lahares pa la zona urbana de Pucón	123
Figura 6.1. Leyenda utilizada en los mapas de vulnerabilidad y exposición	131
Figura 6.2. División administrativa básica del área de estudio. Fuente: Censo de Población y Vivienda, INE 2002	132
Figura 6.3. Mapa de vulnerabilidad social de la comuna de Pucón.....	136
Figura 6.4. Mapa que contiene el número de viviendas por manzana rural y en toda el área urbana de Pucón (según Censo de Población y Vivienda 2002)..	139
Figura 6.5. Mapa de peligro de inundación por lahares con infraestructura crítica	142
Figura 6.6. Mapa de peligro de inundación por lahares e infraestructura crítica para el área de Pucón.	143
Figura 7.1. Mapa de exposición de la población ante la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores.....	148
Figura 7.2. Mapa de exposición de la población ante la amenaza de lahar en el área urbana de Pucón.....	149
Figura 7.3. Mapa de riesgo social ante la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores.	150
Figura 7.4. Mapa de detalle de riesgo social ante la amenaza de lahar en la ciudad de Pucón.	151
Figura 7.5. Mapa de exposición de viviendas frente a la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores.....	153
Figura 7.6. Mapa de exposición de viviendas frente a la amenaza de lahar para el área urbana de Pucón.	154
Figura 11.1. Número acumulado de erupciones por año en el volcán Villarrica desde 1730.	190
Figura 11.2. Número acumulado de erupciones por año en el volcán Villarrica desde 1558.	190
Figura 11.3. Puntos de levantamiento topográfico con su precisión en la vertical	199
Figura 11.4. Puntos de levantamiento topográfico y diferencia en la elevación con el DEM topográfico.....	200
Figura 11.5. Ubicación de puntos con descripción de afloramientos.....	201
Figura 11.6. Depósito laháricos punto ViD01P04.....	203

Figura 11.7. Disposición general del afloramiento ViD01P06,.....	204
Figura 11.8. Afloramiento del depósito lahárico descrito en el punto ViD02P02	206
Figura 11.9. Fotografías del depósito, la descripción corresponde al punto ViD02P05	208
Figura 11.10. Corresponde a depósitos laháricos dispuestos sobre lavas pahoehoe en el cauce del extremo este del valle del Zanjón Seco.....	210

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

En la zona centro y sur de Chile, en la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica entre los 33°S y 46°S, se desarrolla una región con un amplio y activo volcanismo conocida como la Zona Volcánica Sur (ZVS). Esta zona está comprendida, en parte, entre las ciudades de Santiago y Puerto Montt, en un área donde habita la mayor parte de la población de Chile¹, y que recibe a un gran número de turistas durante prácticamente todo el año, especialmente en la zona lacustre cercana a los volcanes.

Uno de los volcanes más activos de la ZVS, y de Sudamérica, es el volcán Villarrica (Moreno, 1993), el cual registra más de 60 erupciones documentadas desde 1558, principalmente de tipo efusiva con pocos episodios de actividad explosiva (Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Clavero y Moreno, 2004). El Villarrica se encuentra ubicado en los Andes del Sur de Chile (39°25'12"S, 71°56'23"W, 2.847 msnm), y corresponde a un estratovolcán que se ha desarrollado durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Ha emitido productos esencialmente de composición basáltica a andesítico – basáltica (Lara, 2004), y está localizado en el extremo NW de una notable cadena volcánica de dirección NW-SE, controlada por una falla transcurrente regional de tipo sinistral, asociada a la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui.

Al igual que la mayoría de los volcanes de la ZVS, el Villarrica, debido a su latitud, posee una importante cobertura de hielo y/o nieve, la que es susceptible de un súbito derretimiento ante una eventual erupción. El volumen aproximado del glaciar que cubre al volcán desde los 1900 m.s.n.m. (Naranjo y Moreno, 2004) ha sido estimado en 2.3 km³, principalmente distribuido hacia el sur y el este donde puede alcanzar espesores

¹ Administrativamente, la ZVS está comprendida en su gran mayoría entre las regiones Metropolitana y de Los Lagos, las que según el Censo del año 2012 poseen un total de 12.579.601 habitantes, correspondientes al 75,6 % del país

por sobre los 150 m (Rivera *et al.*, 2006). Por otro lado, Moreno (1993) ha estimado el volumen total de la capa de nieve al final de la temporada invernal de 1992 en 1.2 km^3 . Esta información permite aproximar un volumen de agua equivalente de 2.7 km^3 al final de la temporada de nieve (Castruccio *et al.*, 2010).

Por los antecedentes presentados (*i.e.* la frecuente actividad del volcán y el gran volumen del glaciar que cubre la cima), la generación de lahares es uno de los procesos volcánicos más recurrentes y potencialmente más destructivos de la zona (Moreno, 1993; Naranjo y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006; Stern *et al.*, 2007), al punto que en los últimos 50 años se han registrado en este volcán dos flujos laháricos con consecuencias fatales para al menos una treintena de personas en los años 1964 y 1971 (Moreno y Clavero, 2006).

El término lahar, se refiere a flujos gravitacionales definidos por Vallance (2000) como flujos que ocurren durante erupciones volcánicas, o menos predeciblemente, debido a otros procesos comunes en terrenos volcánicos empinados, como lluvias intensas o movimientos sísmicos, en donde grandes masas de sedimentos, principalmente volcánicos, y agua, descienden a través de las laderas del volcán. Los grandes fragmentos de roca acarreados por los lahares, así como también el abundante contenido de agua que ellos poseen, que les permite inundar grandes extensiones de terrenos lejanos a la fuente y de pendientes más suaves, hacen de éstos un fenómeno altamente destructivo (Vallance, 2000).

La ciudad de Pucón se ubica a 16 km en línea recta del cráter del volcán Villarrica, y a solo 2 km al norte de la ciudad circula el río Pucón, el que nace de la unión de los ríos Turbio y Pedregoso, ambos nacientes en el flanco norte del volcán, y que constituyen una trayectoria potencial de descenso de lahares (Figura 1), dado que registran varios eventos históricos de este tipo. Además, 3 km hacia el oeste del centro de la ciudad, desemboca la quebrada Zanjón Seco, también naciente del flanco norte del volcán, y que al igual que los sistemas de los ríos Turbio y Pedregoso ha registrado lahares en tiempos históricos. Entre estos antecedentes, se encuentran los flujos laháricos producidos durante la erupción del 29 - 30 de diciembre de 1971, última erupción que

ha presentado este fenómeno, y cuyos flujos laháricos han sido estudiados por Naranjo y Moreno (2004) en el flanco norte, abarcando los sistemas de los Ríos Turbio y Pedregoso, y estero Zanjón Seco; y por Castruccio *et al.* (2010) en el flanco occidental, para los sistemas del río Voipir y del estero Chaillupén. Algunas características de los flujos laháricos de 1971 descritas por el primer trabajo (Naranjo y Moreno 2004) se enumeran a continuación: (1) Los peaks de descargas fluctuaron entre los 10.000 a los 20.000 m³/s, llegando a los valores máximos en la confluencia de los ríos Turbio y Pucón (12.000 – 20.000 m³/s) , a 18 km del cráter; y en la desembocadura de la quebrada Chaillupén en el lago Calafquén, a 17.5 km del cráter por el flanco Sur Oeste, donde se alcanzan descargas de entre 10.000 y 14.000 m³/s . (2) El volumen total de agua y sedimentos movilizados a lo largo del río Pucón en diferentes pulsos durante 8 horas excedió los 40 x 10⁶ m³. (3) En las zonas donde los canales se encuentran confinados y con gradientes entre 0.18 a 0.24 m/m, los depósitos abarcan todo el ancho de los valles, el cual en el río Pedregoso llega a alcanzar 1 km y en el Zanjón Seco 1.5 km en promedio. (4) Para el Río Pedregoso, en un sitio un 1 km aguas arriba de la unión con el río Turbio, donde el gradiente del canal es de 0.018 m/m, la profundidad central del canal se estima en 8 m, y considerando un ancho de 130 m para la totalidad del flujo, el área de la sección transversal puede estimarse entre 800 y 1.000 m². (5) En el segmento más bajo del río Turbio se desarrolla un abanico aluvial, caracterizado por depósitos de lahar de 300 m de ancho y 2 m de espesor, sin embargo, el lahar de 1971 desbordó hacia el oeste la terraza del río en este sector, alcanzando al aeródromo de Pucón. Por otra parte, Castruccio *et al.* (2010) estima que los depósitos del lahar de 1971 del río Voipir cubren un área de más de 11 km², con un volumen estimado de 10⁷ m³. En este mismo río, en las facies de mediana distancia (14 a 22 km del cráter principal), donde el canal no se encuentra confinado y la pendiente es menor a 5°, el área de inundación supera los 1.000 m de ancho (perpendicular a la dirección del flujo). En cuanto al sistema del estero Chaillupén, los lahares originados en 1971 alcanzaron el lago Calafquén, dejando facies de depósitos subacuáticos. El área cubierta por las facies subaéreas es de aproximadamente 4 km², con un volumen mínimo estimado en 6.5 x 10⁶ m³ (Castruccio *et al.*, 2010). Finalmente, Las velocidades reportadas para los lahares del Chaillupén en las proximidades de la línea costera del lago Calafquén son de alrededor de 10 m/s (Naranjo y Moreno, 2004), mientras que Castruccio *et al.* (2010),

estima una velocidad mínima de 8 m/s, en acuerdo con los primeros autores, justo antes de la entrada del lahar al lago Calafquén.

Por todo lo anterior, es evidente el peligro bajo el cual se encuentra la ciudad de Pucón y su entorno rural, por lo que es necesario hacer un análisis del riesgo en esta zona, con el fin de mejorar la gestión de las autoridades a la hora de un desastre de este tipo, y para poder ser aplicado en una futura planificación territorial. El riesgo se define según Varnes (1984) como el producto de la vulnerabilidad, peligro, y exposición (E):

$$\text{Riesgo (R)} = \text{Peligro (H)} * \text{Vulnerabilidad (V)} * \text{Exposición (E)}$$

Donde la vulnerabilidad (V) se refiere a al grado de pérdida de un elemento o una serie de elementos bajo riesgo resultado de la ocurrencia de un fenómeno natural de magnitud dada, y que puede ser medido en una escala de 0 (sin daños) a 1 (pérdida total); peligro (H) se refiere a la probabilidad de que suceda un evento natural potencialmente catastrófico durante un cierto periodo de tiempo en un sitio dado; y donde la exposición (E) se refiere al número de elementos expuestos al peligro, como población, viviendas, actividades económicas, entre otros.

A diferencia de otras disciplinas, los criterios para evaluar la vulnerabilidad frente a procesos volcánicos no han sido desarrollados sistemáticamente. Sin embargo, existen algunas experiencias aplicadas exitosamente a cierta tipología de peligros que podrían adaptarse al escenario concreto del caso de estudio (*e.g.* Biass *et al.*, 2013).

Este trabajo de memoria de título pretende evaluar cuantitativamente el riesgo de inundación por lahares para el área de Pucón.

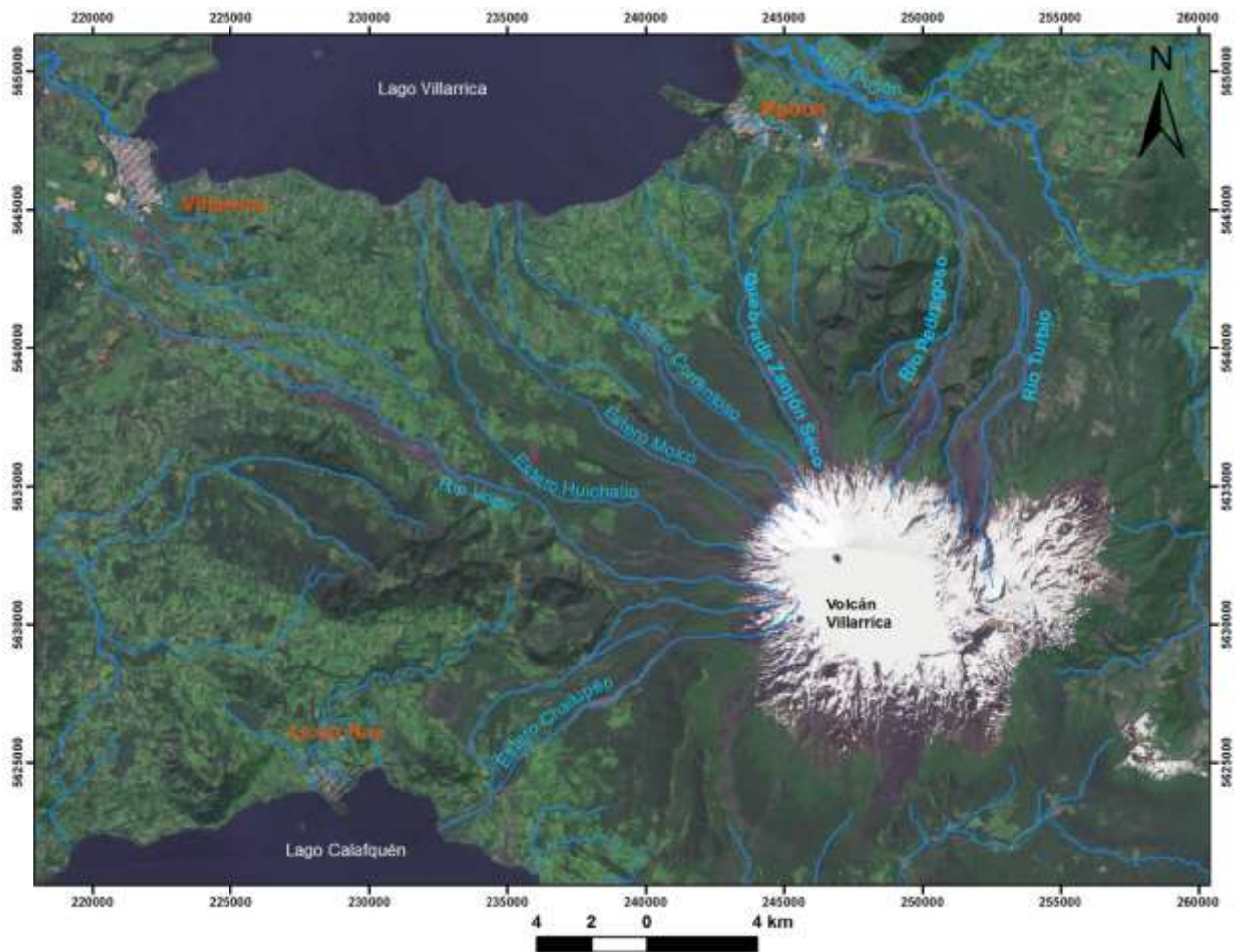


Figura 1.1. Representación del área de estudio con los sistemas de drenaje del volcán Villarrica

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos generales

- 1) Determinar las posibles áreas de inundación ante flujos laháricos en el sector de Pucón mediante un análisis de detalle.
- 2) Evaluar la vulnerabilidad y generar un mapa de riesgo volcánico a escala 1: 25.000 para la localidad de Pucón y sus alrededores.

1.2.2. Objetivos específicos

Para la realización de los objetivos generales se plantean los siguientes objetivos específicos:

- 1) Modelar numéricamente las posibles áreas de inundación por flujos laháricos, para los valles de los ríos Zanjón Seco, Turbio, Pedregoso y Pucón, mediante la utilización del modelo computacional LAHARZ, para distintos escenarios eruptivos.
- 2) Calcular las probabilidades de ocurrencia de los distintos escenarios eruptivos definidos, en un periodo de tiempo determinado.
- 3) Generar una función de vulnerabilidad de la población y/o infraestructura, y aplicarla al área de estudio para obtener un mapa de la vulnerabilidad.
- 4) Integrar la información de peligro de inundación y de vulnerabilidad con el fin de cuantificar espacialmente el riesgo volcánico en el área de Pucón.

1.3. Hipótesis de trabajo

El flanco norte del volcán Villarrica posee lugares susceptibles a la generación de flujos laháricos. Éstos podrían alcanzar lugares poblados y vías de comunicación, por lo que en la ciudad de Pucón y sus alrededores existirían zonas bajo riesgo de ser afectadas por esta amenaza. Con la información adecuada, la disponibilidad de un modelo de elevación digital (DEM) de resolución de 10 m, apropiada al tamaño de los valles y a la escala de trabajo, y la aplicación de modelos numéricos para representar las áreas de inundación por flujos laháricos, es posible zonificar el riesgo y proveer una herramienta de análisis *ex ante* que permita mitigar el impacto de este fenómeno.

1.4. Metodologías

1.4.1. Trabajo de gabinete previo a terreno

- Revisión bibliográfica de la geología del volcán Villarrica, y también, acerca de los flujos y depósitos laháricos.
- Generación de una modelación numérica inicial de las áreas de inundación, mediante la utilización del programa LAHARZ en base a trabajos previos, a fin de determinar los parámetros a calibrar y probar la calidad del DEM.
- Revisión de imágenes satelitales y/o fotografías aéreas para la planificación previa del terreno.
- Reconstrucción de la cronología eruptiva para la definición de posibles escenarios eruptivos y sus probabilidades.

1.4.2. Trabajo de terreno

- Mediciones morfológicas y topográficas de los depósitos laháricos y los cauces de descenso de los flujos.
- Descripción petrográfica de depósitos, incluyendo estructuras sedimentarias, granulometría y composición, e incluyendo también, las relaciones de contacto entre éstos.
- Confección de columnas estratigráficas esquemáticas.

1.4.3. Trabajo de gabinete posterior al terreno

- Definición de volúmenes característicos y calibración del modelo LAHARZ para su aplicación en los casos de estudio.

- Confección de una cartografía de peligro de inundación por lahares en el área de estudio.

1.4.4. Cartografía de vulnerabilidad y riesgo

- División del área en unidades administrativas básicas, definidas en base a entidades censales utilizadas por el Instituto Nacional de Estadística (INE) para la realización de los censos de población y vivienda.
- Generación de una función de vulnerabilidad y aplicación de ésta en el área de estudio.
- Integración del peligro y la vulnerabilidad para la valoración y cartografía del riesgo específico de inundación por lahares, de acuerdo a la definición de Varnes (1984).

1.4.5. Herramientas metodológicas

1.4.5.1. Modelos de elevación digitales

La modelación computacional realizada en este trabajo para determinar las áreas de inundación por lahares requiere de un Modelo de Elevación Digital (MED o DEM) para su aplicación. Un DEM es una representación visual y numérica de la altura o cota de la superficie terrestre respecto del nivel medio del mar, y con él se puede caracterizar la forma del relieve. Los DEMs pueden ser obtenidos de distintas maneras: por digitalización de las curvas de nivel de un mapa (DEM topográfico), mediante estereoscopía, mediante la utilización de sensores remotos (e.g., DEM ASTER, DEM SRTM), o a través de un sistema laser aerotransportado (Lidar), entre otros métodos. Cada uno de estos DEMs tiene un error asociado por lo que para su utilización es necesario tenerlos en cuenta para analizar la validez de los resultados. Para este trabajo se utilizará un DEM topográfico con una resolución de 10 m (Figura 1.2), el cual fue obtenido del estudio realizado por la consultora privada Geoestudios (2013) para el

Instituto Nacional de Hidráulica denominado “Construcción Mitigación Riesgos Volcánicos y Geológicos Asociados, Comuna de Villarrica, Pucón y Currarehue, Región de la Araucanía”. La base para la construcción del DEM fueron las curvas de nivel cada 10 m, entregadas para el mencionado proyecto por la empresa Cruz y Dávila Ingenieros Consultores (2007) y la topografía de terreno realizada por el Instituto Nacional de Hidráulica. Este DEM, será corregido en zonas donde la elevación muestra desajuste respecto al terreno real, para lo cual se realizará un levantamiento topográfico discreto, mediante el uso de un dispositivo de GPS diferencial.

1.4.5.2. Modelación Computacional

LAHARZ

Se trata de un modelo numérico, semi-empírico, desarrollado en el Servicio Geológico de Estados Unidos en 1998 (Schilling, 1998; Iverson *et al.* 1998) que combina un análisis dimensional y estadístico para determinar las posibles áreas de inundación por un flujo lahárico. Este programa cuenta con licencia libre y su implementación se realiza en el ambiente ArcGIS. Ha sido utilizado para modelar flujos lahárlicos en diversos volcanes del mundo (Schilling *et al.*, 2001; Canuti *et al.*, 2002; Stevens *et al.*, 2002; Hubbard *et al.*, 2007; Castruccio, 2008; Muñoz – Salinas *et al.*, 2009).

Las variables de entrada que utiliza el programa son un modelo de elevación digital (DEM) y el volumen del lahar, y además, requiere ser calibrado con la selección del cauce de descarga del flujo y la definición de la zona de peligro proximal (H/L) o el punto de inicio de la descarga (Figura 1.3). La zona de peligro proximal es el área más peligrosa y destructiva alrededor de un volcán debido a que ella abarca zonas de flujos piroclásticos, caída de bombas y tefra, flujos de lava y avalanchas volcánicas. Es un área de elevada pendiente y muy próxima al cráter principal, y para la modelación, el lahar puede iniciarse en cualquier lugar al interior de ella. El límite de la zona de peligro proximal define donde el volumen del flujo lahárlico es máximo, por lo que marca una transición desde una zona proximal donde el flujo va aumentando su volumen producto

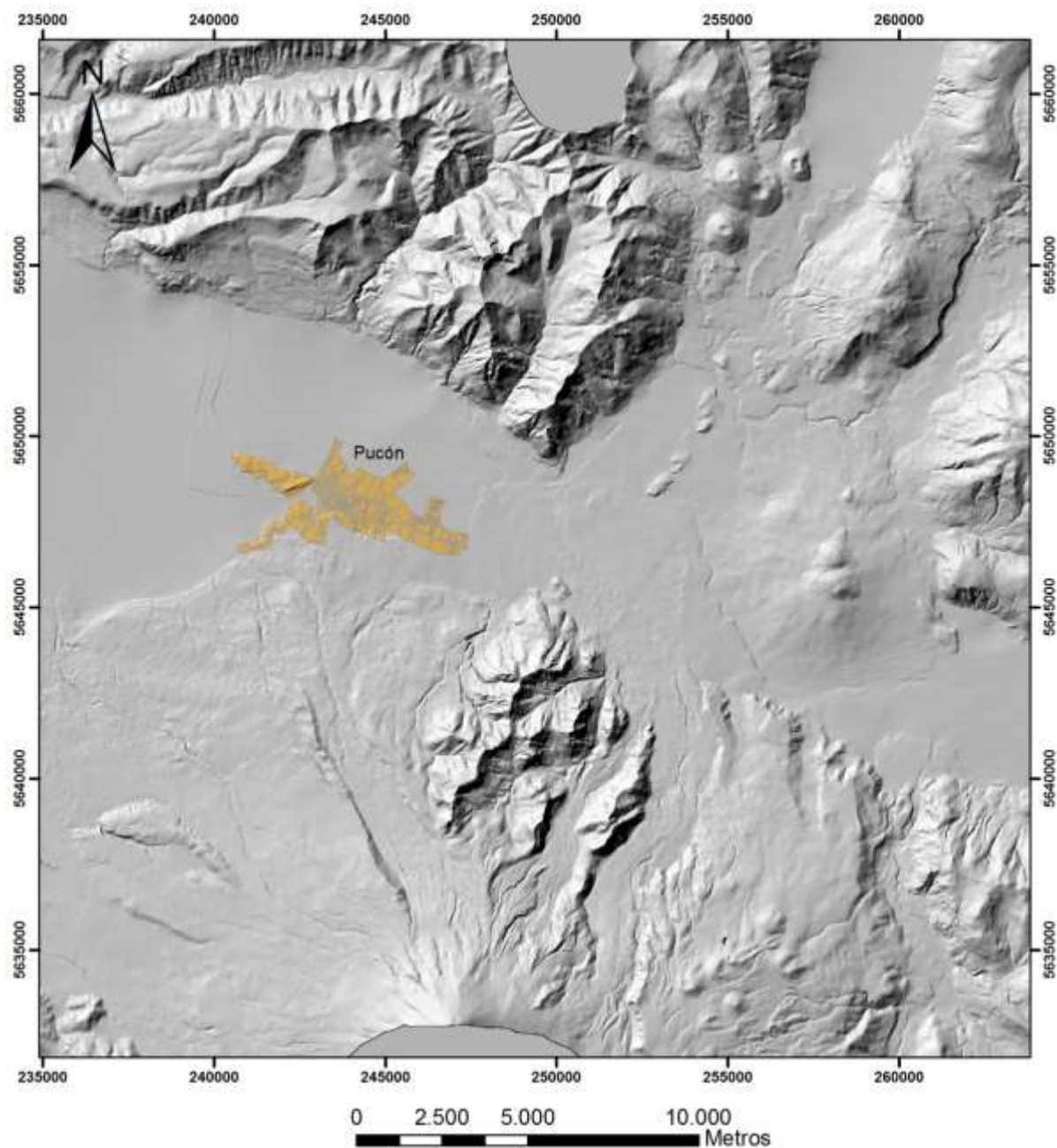


Figura 1.2. Modelo de elevación digital (DEM) utilizado para la modelación computacional y como base topográfica de la distinta cartografía. La resolución es de 10 m, y ha sido elaborado por la consultora privada Geoestudios (2013) por medio de la interpolación de curvas de nivel cada 10 m.

de la erosión, a una zona donde el flujo decae en su volumen producto del comienzo de la deposición, esto en términos netos. Además, este límite marca un cambio desde pendientes empinadas a pendientes más moderadas, donde por lo general los flujos dejan de estar canalizados.

El resultado que entrega la modelación es un área de inundación transversal (A), y una planimétrica (B), ambas en función del volumen del lahar, y determinadas a partir de las siguientes relaciones (los detalles de la derivación de las ecuaciones se pueden encontrar en Iverson *et al.*, 1998):

$$A = 0.05 V^{2/3}$$

$$B = 200 V^{2/3}$$

Estas ecuaciones fueron obtenidas mediante métodos estadísticos en base a datos de 27 eventos laháricos holocenos en una serie de volcanes, la mayoría ubicados en Estados Unidos, y otros tres volcanes de Canadá, México y Colombia; y otros datos obtenidos de experimentos de flujos a escala (Figura 1.4).

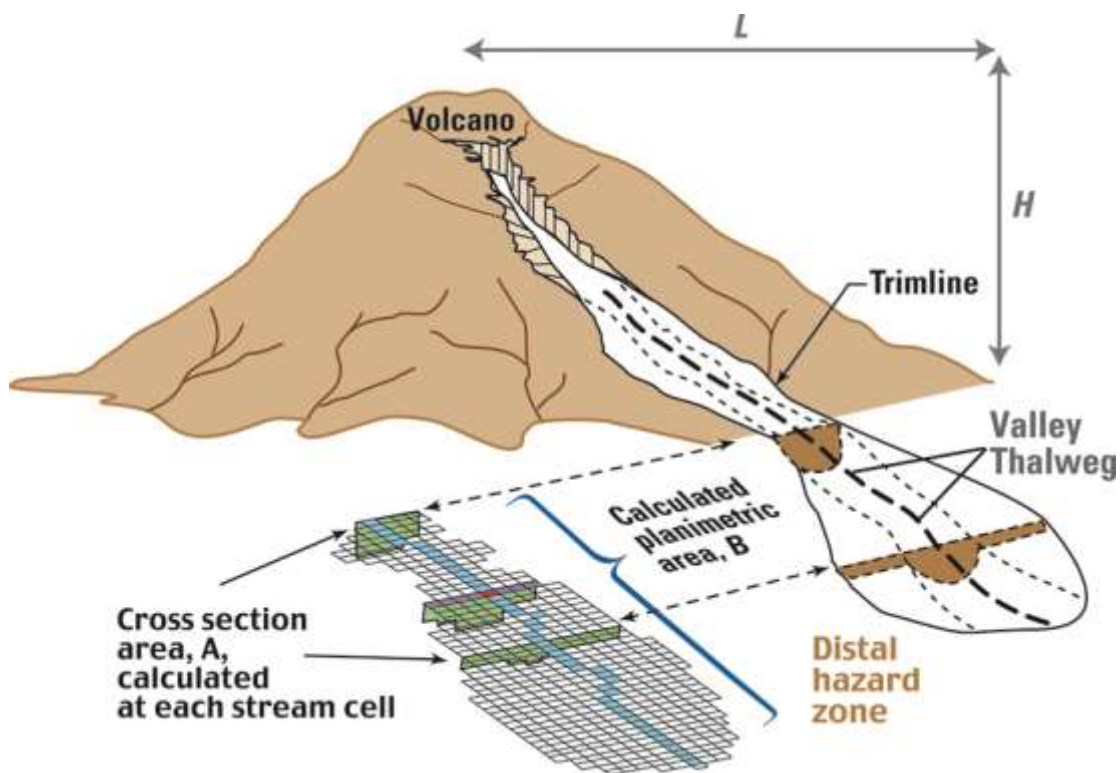


Figura 1.3. Conceptos y definiciones utilizados en la modelación numérica Laharz, para explicación ver el texto. Extraído de Criswold y Schilling (2012).

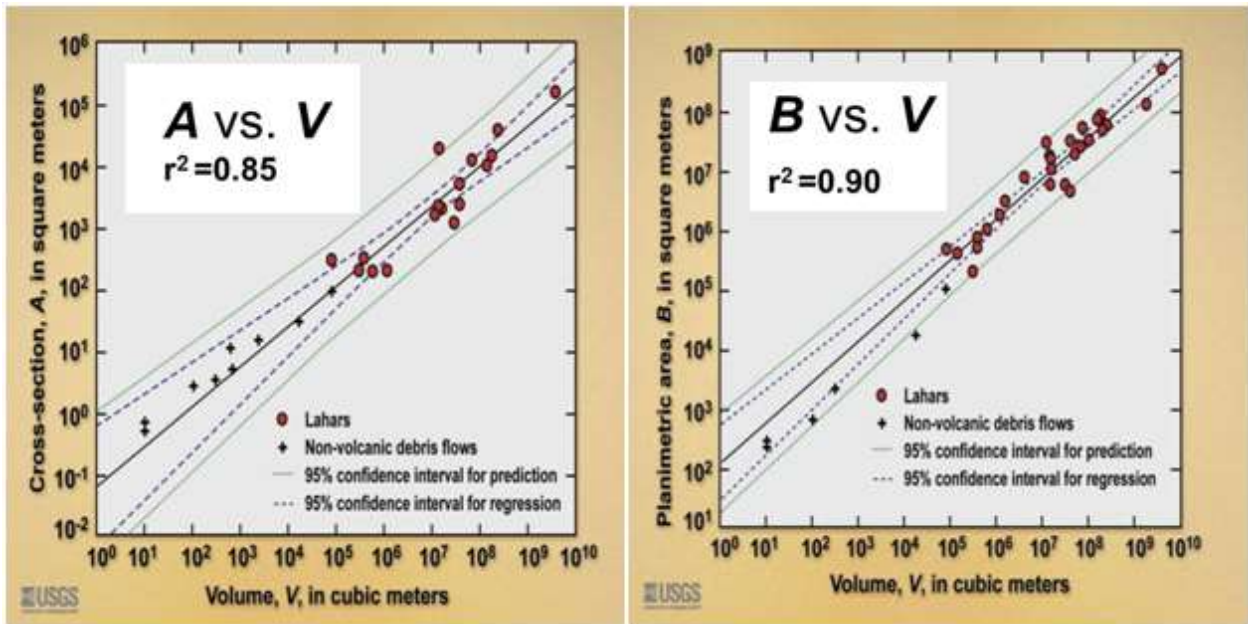


Figura 1.4. Construcción empírica de curvas de regresión utilizadas por el software Laharz. Extraído de Criswold y Schilling (2012).

Las ventajas de este modelo es la facilidad de uso y el bajo costo computacional que posee, lo que permite obtener resultados en poco tiempo, además para la implementación de la modelación sólo se requiere un DEM del área a estudiar y una estimación del volumen máximo del lahar, esto permite trabajar en zonas de difícil acceso o que no han sido estudiadas previamente. En cuanto a las desventajas, se pueden mencionar las siguientes: (1) las simplificaciones que utiliza el modelo como el uso de un volumen constante, la definición arbitraria del punto de inicio de la deposición, y considerar el flujo lahárico como un solo pulso; (2) El hecho de que el modelo esté calibrado en base a eventos en su mayoría ocurridos en Norteamérica, los cuales pueden tener un comportamiento distinto a los eventos de los volcanes del sur de Chile, y en particular al Villarrica; y (3) Se trata de un modelo semi – empírico, y no físico o determinista, por lo que la dinámica del flujo y sus propiedades reológicas no están incorporadas.

1.5. Ubicación y vías de acceso

El estudio se enmarca en el flanco norte del volcán Villarrica y los alrededores de la localidad de Pucón. Esta área pertenece administrativamente a la comuna de Pucón, provincia de Cautín, IX Región de la Araucanía. La principal ruta de acceso a la zona desde la Ruta 5 Sur, es la carretera asfaltada entre Freire y Villarrica (ruta CH199, 52 km), y desde ahí, la carretera Villarrica-Pucón (ruta CH199, 26 km). Otro posible acceso, si se viene desde el sur por la Ruta 5 Sur, es el camino asfaltado entre Loncoche y Villarrica (ruta S91, 40 km), para luego seguir hacia Pucón por la CH199. Dentro de la zona existen otras carreteras asfaltadas que unen las distintas localidades del área como la ruta Pucón – Currarrehue (ruta CH199, 38 km) y la Pucón – Caburgua (ruta S905, 18 km). La ruta CH199 corresponde al camino internacional del Paso Mamuil Malal, que conecta a Curarrehue con la localidad argentina de Junín De Los Andes. Existen además numerosos caminos ripiados y de suelo natural que conectan sectores rurales y sectores de interés turístico, entre éstos, destaca en el área el camino que une a Pucón con el Centro de Esquí Villarrica. Otra alternativa para acceder a la zona es la vía aérea, por la cual se puede llegar a los aeródromos de Pucón o Villarrica, o al Aeropuerto Maquehue en Temuco, distante a unos 120 km (Figura 1.5).

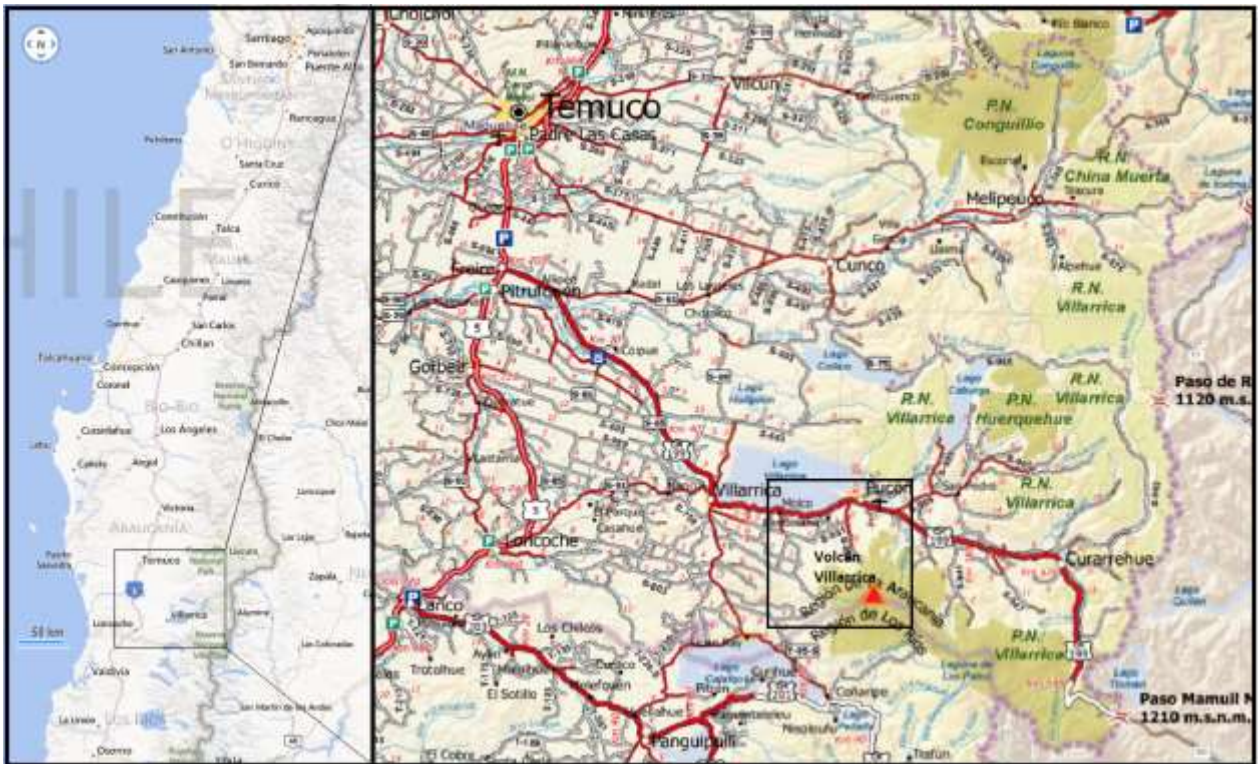


Figura 1.5. Ubicación área de estudio dentro de Chile y vías de acceso.

1.6. Fisiografía

El paisaje regional está caracterizado por: (1) la Cordillera de los Andes hacia el este, (2) la presencia de numerosos volcanes que superan los 2.000 m.s.n.m.; que representan las mayores elevaciones, y (3) la ocurrencia de numerosas cuencas lacustres de origen glacial, hacia el oeste de los volcanes, formadas gracias a las barreras morrénicas dejadas durante el último periodo glacial (*i.e.* Glaciación Llanquihue) que obstaculizan los drenajes andinos. De esta forma nacen los lagos Colico, Huilipilún, Caburgua, Calafquén y Villarrica, al este de la depresión central.

En el área de estudio la morfología es predominantemente volcánica, destacando notablemente por su altura y forma cónica, el edificio del volcán Villarrica. En cuanto a la hidrografía, se está inmerso en el límite entre dos hoyas hidrográficas importantes: la hoya del río Cautín por el norte, y la hoya del río Valdivia por el sur. Dentro de las cuencas que desaguan hacia la hoya del río Toltén destacan las de los ríos Trancura,

Palguín, Turbio - Pedregoso, Correntoso, Molco y Voipir; y hacia la hoya del río Valdivia destacan las cuencas del estero Chaillupén y Seco, el estero Diuco, y el río Llancachue. El clima de la región es templado cálido, con menos de cuatro meses secos, la temperatura media anual es de 11,5 °C fuertemente influenciada por las bajas invernales, y las precipitaciones anuales pueden alcanzar los 3.000 mm (Romero, 1985). La vegetación es mayoritariamente de tipo Bosque Andino –Patagónico y de bosques caducifolios (Gajardo, 1994), entre las especies más destacadas se encuentra la araucaria, el coihue, la lenga, el mañío y los matorrales. Finalmente, existe un amplio territorio de praderas antropogénicas ocupadas como suelo agrícola.

2. MARCO GEOLÓGICO E HISTORIA ERUPTIVA

2.1. Trabajos anteriores

El estudio del volcán Villarrica se ha abordado a partir de mediados del siglo pasado desde distintos frentes de las ciencias de la tierra, y en particular desde diferentes áreas de la geología.

En geología regional, destacan los primeros trabajos desarrollados en el área de estudio por Aguirre y Levi (1964), Parada (1975), y Moreno y Parada (1976), y los posteriores de Munizaga et al (1988), Cembrano y Moreno (1994), y Moreno y Clavero (2006). En geoquímica y petrología se pueden mencionar los trabajos de Vergara y Munizaga (1974), Moreno (1975), Hickey-Vargas *et al.* (1989), López *et al.* (1994), y los de Hickey –Vargas (1995, 2004). En tectónica se destaca el trabajo de Lara (2004), y en geomorfología se encuentra lo realizado por Börgel (1964).

Dentro de la volcanología, existen estudios en diversas materias como los de descripción de erupciones (Casertano, 1962, 1963 a,b,c; González, 1972), estudios de erupciones explosivas postglaciales (Clavero y Moreno, 1994; Moreno *et al.*, 1994; Clavero, 1996, Lohmar *et al.*, 2007, Costantini *et al.*, 2011; Silva *et al.*, 2010), sobre la evolución geológica (López et al., 1985; Clavero y Moreno, 2004), estudios sobre gases realizados por Fuentealba et al. (2000), y Witter y Calder (2004), y sobre el volcanismo explosivo durante la Glaciación Llanquihue por Gaytán (2006).

En ámbitos más cercanos al tema de esta memoria, se pueden mencionar los trabajos realizados sobre los peligros volcánicos del Villarrica por Emparán (1980), López *et al.* (1985), y Moreno (1993 y 2000); sobre lahares por Marangunic (1974), Naranjo y Moreno (2004), Castruccio (2005, 2008), y Castruccio et al. (2010); y sobre estudios estadísticos de recurrencia y de probabilidad de futuras erupciones por Dzierma y Wehrmann (2010), y Van Daele et al. (2014).

Finalmente, en el campo de otras disciplinas de las geociencias, cabe destacar las investigaciones en geofísica de Bohm *et al.* (2002), Ortiz *et al.* (2003), Calder *et al.* (2000) y Basualto *et al.* (2006); los estudios glaciológicos llevados a cabo por Casassa *et al.* (2004), Rivera *et al.* (2006), Brock *et al.* (2007) y Rivera *et al.* (2008); y en geoarqueología por Pino *et al.* (2004).

2.2. Basamento de los volcanes Pleistoceno – Holoceno

2.2.1. Rocas Estratificadas

Basamento Metamórfico (Paleozoico – Pre carbonífero)

Consiste en afloramientos de escasa distribución areal ubicados en el sector suroccidental del Volcán Villarrica, encontrándose hasta unos 7 km al noroeste de la localidad de Licán Ray. Las rocas corresponden a filitas, cuarcitas y gneises, afectados localmente por fuerte deformación y que se encuentran cubiertas por depósitos glaciales y/o piroclásticos provenientes del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006). Estas rocas han sido interpretadas por Campos *et al.* (1998) como parte del Complejo Metamórfico Trafún, de edad Devónico – Carbonífero, y corresponderían a la parte oriental del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa del Paleozoico Superior.

Formación Panguipulli (Triásico Superior)

Definida por Aguirre y Levi en 1964, se trata de limitados afloramientos ubicados en el sector suroccidental del área de estudio que se extienden desde la localidad de Licán Ray hasta dos kilómetros de ésta hacia el oeste. La secuencia se compone de lutitas alternadas con areniscas cuarcíferas, e intercalaciones de ortoconglomerados cuarcífero (Moreno y Clavero, 2006). En el sector de la península de Licán Ray las rocas se encuentran afectadas por un metamorfismo de contacto originado por intrusivos jurásicos (Parada, 1975; Parada y Munizaga, 1978). La edad de esta formación fue inicialmente asignada al Triásico por Aguirre y Levi (1964), aunque

diversos estudios basados en el contenido fosilífero reasignaron la edad a Triásico Superior (Arrondo *et al.*, 1988; Zavattieri *et al.*, 2003; Herbst *et al.*, 2005).

Estratos de Pino Huacho (Oligoceno? – Mioceno)

Definición informal hecha por Moreno y Clavero (2006) para una secuencia de rocas volcanoclásticas estratificadas que afloran principalmente en el sector occidental del volcán Villarrica, entre las localidades de Villarrica y Licán Ray, y también en los flancos norte y sur del volcán. Se componen de una secuencia de lavas, tobas brechosas y de lapilli, todas de composición andesítica, que habitualmente se encuentran con alteración a clorita y epidota y que han sido afectadas localmente por metamorfismo de contacto. La secuencia incluye también algunos cuerpos subvolcánicos como diques y filones de la misma composición que las capas (Moreno y Clavero, 2006).

Estratos de Península Pucón (Mioceno Medio a Superior?)

Denominación informal hecha por Moreno (1993). Se trata de una secuencia volcanoclástica que aflora en la península de Pucón, al oeste de esta ciudad. Está compuesta por capas subhorizontales a levemente plegadas al oeste de rumbo NNE, de lavas amigdaloidales, brechas piroclásticas y tobas líticas de lapilli de composición andesítica. Los estratos se encuentran cortados por numerosos diques y filones de composición andesítica, y están cubiertos parcialmente por depósitos piroclásticos y laháricos del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006).

Estratos de Huincacara (Plioceno Superior – Pleistoceno)

Secuencia volcanoclástica definida informalmente por Moreno (1993). Se dispone en discordancia angular sobre los estratos de Pino Huacho, y está formada por brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos (Moreno y Clavero, 2006). Petrográficamente, tienen aspecto similar a las rocas de la Formación Malleco del Plioceno - Pleistoceno, y corresponderían a facies medias y distales de antiguos centros volcánicos (Moreno y Clavero, 2006).

2.2.2. Rocas Plutónicas

En los alrededores del volcán Villarrica se presentan distintos afloramientos de rocas plutónicas designadas a distintas edades entre el Paleozoico y el Cenozoico Tardío, y de distinta litología. En el sector suroccidental del área de estudio, próximos a la localidad de Licán Ray, se encuentran afloramientos de granitos, granodioritas, y tonalitas de grano grueso (Moreno y Clavero, 2006). Campos *et al.* (1998), obtuvieron una edad U–Pb de $(304,7 \pm 2.1 \text{ Ma})$ para uno de estos cuerpos. En la zona suroriental del área de estudio Clavero y Moreno (2006), reconocen otro grupo de intrusivos en el que predominan las tonalitas, con cuerpos subordinados de granodioritas y dioritas cuarcíferas, estos corresponderían a miembros occidentales de la franja de granitoides cretácicos reconocida al este y al sureste del volcán Villarrica, en la zona de Liquiñe por Lara y Moreno (2004), quienes presentan una edad K-Ar de $97 \pm 3 \text{ Ma}$ en uno de estos cuerpos. Finalmente, se reconoce un tercer grupo de intrusivos de edad Miocena, los que tienen una mayor distribución areal respecto a los dos anteriores, y que se distribuyen hacia el norte, sur y este del volcán Villarrica. Estos cuerpos corresponden, en su mayoría, a dioritas, tonalitas y granodioritas (Moreno y Clavero, 2006). Las edades entregadas por Lara y Moreno (2004), obtenidas en dos dataciones para un mismo cuerpo intrusivo ubicado al sur del volcán Villarrica, son de $6,4 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (K-Ar en biotita) y $5,77 \pm 0,15$ ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en biotita).

2.3. Geología del volcán Villarrica

El Volcán Villarrica es un volcán Cuaternario localizado en los Andes del Sur de Chile, dentro de la ZVS ($39^\circ 25'S$ y $71^\circ 56'W$), y que se eleva hasta los 2847 m.s.n.m. Corresponde a un estratovolcán compuesto cuyos productos cubren un área de 700 km^2 , aunque el cono actual se distribuye en un área más pequeña, de aproximadamente 400 km^2 , con un volumen de cerca de 250 km^3 (Moreno 1993, 2000). Se ubica en el extremo noroccidental de una cadena volcánica de rumbo $N50^\circ W$, y 60 km de largo, formada por estratovolcanes cuaternarios y conos monogenéticos, los que

comprenden los volcanes Cordillera El Mocho, Quetrupillán, Quinquilil y Lanín (Lara, 2004).

El actual edificio se ha construido en el borde noroccidental de una caldera elíptica de 6,5 x 4,2 km, formada en un edificio mayor más antiguo (Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006). Su cima muestra un cráter abierto y activo, con actividad fumarólica continúa (emisiones de SO₂, HCl, HF y CO₂) (Clavero y Moreno, 2004), y un diámetro de 200 m. En cuanto a su composición, ha emitido productos principalmente basálticos a andesíticos-basálticos (50 – 58% SiO₂), éstos, en forma de lavas, y piroclastos escoriáceos y porfídicos con fenocristales de plagioclasa cálcica, clinopiroxeno y olivino (Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006). En adición a lo anterior, el volcán ha generado flujos piroclásticos de composición andesítica (53-58% SiO₂), y también, en su unidad más antigua, presenta escasas intrusiones dacíticas y domos (64,5% SiO₂), (Clavero y Moreno, 2004). El volcán posee en sus flancos, unos 30 centros eruptivos adventicios, los que consisten en conos de piroclastos formados a partir de fisuras menores (Moreno, 1993; Hickey-Vargas et al., 1989).

Un extenso glaciar cubre parcialmente su cima y el interior de la caldera, el área de éste es según Casassa *et al.* (2004) de 26,8 km² a 30,3 km², con un volumen total de 2,3 km³, estimado a partir de datos presentados por Rivera et al (2006).

Históricamente, se cuenta con registros de erupciones desde 1558, siendo hasta 1999, 53 el número de eventos eruptivos con distinto tipo de actividad, esto convierte al Villarrica en uno de los volcanes más activos de Sudamérica (Petit – Breuilh, 2004). Estas erupciones han sido desde hawaianas hasta estrombolianas, y eventualmente subplinianas (Moreno, 1993; Moreno y Clavero, 2006). La última erupción de importancia fue en 1984, donde se generaron flujos de lava, eyección de piroclastos y explosiones.

2.3.1. Unidades geológicas

El volcán Villarrica y sus productos han sido agrupados en tres unidades geológicas distintas, esto de acuerdo a tres etapas distintas de su evolución caracterizadas por rasgos estructurales, estratigráficos, geomorfológicos y geocronológicos. Estas unidades son las unidades Villarrica 1, 2 y 3 (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006).

Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio – Superior)

Corresponde a la unidad más antigua del volcán y consiste en una sucesión de 500 m de lavas, brechas volcanoclásticas (laháricas y piroclásticas), aglomerados, algunas tobas ignimbríticas, con composición basáltica a andesítica, y algunas intrusiones de diques dacíticos, lacolitos y pequeños domos (Clavero y Moreno, 2004). Esta unidad sobreyace inconformemente a granitoides Mioceno (Munizaga et al, 1988), y rocas volcanoclásticas Cenozoicas (Moreno, 1993). La Unidad Villarrica 1, aflora en las partes bajas de todos los flancos del volcán, pero principalmente hacia este, sureste y norte (Clavero y Moreno, 2004).

Moreno y Clavero (2006), han dividido esta unidad en dos subunidades separadas por un evento eruptivo mayor que generó el colapso parcial del edificio construido en la primera etapa. Ésta corresponde a la etapa de construcción del edificio ancestral de volcán Villarrica, el que habría comenzado a edificarse hace unos 600 ka hasta la formación de una primera caldera hace unos ca. 100 ka. Se inicia con la emisión de lavas basálticas a andesítica basálticas, acompañadas de brechas piroclásticas, tanto de caída como de flujo, y de numerosos depósitos laháricos. Éstos últimos tienen espesores de 2 a 5 m, y corresponden a brechas mono a polimícticas con fragmentos subredondeados a subangulosos, de hasta 1,5 m de diámetro inmersos en una matriz arenosa sin mayores estructuras. Las lavas y depósitos de esta unidad se encuentran muy afectados por erosión glacial y por un colapso que generó una caldera de unos 6,5 por 4,2 km de diámetros (Caldera 1) (Moreno y Clavero, 2006).

Post caldera 1, comienza una segunda etapa de construcción de este edificio ancestral, la que se inicia con la formación de domos dacíticos (64,5% SiO₂; Clavero y Moreno, 2004), y la inyección de filones y diques de la misma composición (Moreno y Claver, 2006). Esta etapa de acuerdo a Gaytán *et al.* (2005) se extiende hasta los 13,9 ka, lo que sumado a otros antecedentes presentados por Clavero y Moreno (2006), sugieren que el volcanismo en esta época está comprendido, al menos, entre los 95 ka y los 13,9 ka, es decir, previo y durante la glaciación Llanquihue, y que la actividad fue tanto efusiva como explosiva (Clavero y Moreno, 2004; Gaytán *et al.*, 2005; Gaytán *et al.*, 2006).

Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior – Holoceno)

Esta unidad representa una etapa evolutiva altamente explosiva del volcán. Comprende una secuencia de lavas andesítico- basálticas de tipo Aa y Pahoehoe, depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída, de composiciones andesítico - basálticas a dacíticas, y depósitos laháricos distribuidos por todos los flancos del volcán (Moreno y Clavero, 2006). La emisión de estos productos comienza desde los 13.850 años A.P. (Ignimbrita Licán), hasta los 3.700 años A.P.² (Ignimbrita Pucón), eventos que forman los depósitos más voluminosos de la historia eruptiva postglacial del volcán Villarrica (Moreno y Clavero, 2006).

La Ignimbrita Licán tiene un volumen estimado de 10 km³ (no – ERD³), y sus depósitos pueden encontrarse a más de 40 km del volcán, cubriendo un área de más de 1000 km² (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996). En sus depósitos, es posible reconocer al menos tres unidades de flujos y diversos niveles de oleada piroclástica, y en su base presenta un delgado nivel de depósitos de caída escoriáceos de hasta 15 cm de espesor, reconocidos localmente en los flancos norte y nororiental del volcán (Moreno y Clavero, 2006). El vaciamiento de la cámara magmática probablemente produjo un colapso parcial del edificio volcánico, el cual aprovechó las debilidades heredadas de su colapso temprano (Caldera 1), para generar una nueva caldera (Caldera 2) (Clavero y Moreno, 2004), sin embargo, Lohmar *et al.* (2007), proponen que la interacción agua-magma producto de una erupción freatomagmática, o de una

² A.P. : Antes del Presente (Presente = 1950)

³ ERD : Equivalente en Roca Densa

interacción durante el ciclo eruptivo, jugaría un rol importante en la alta explosividad de la erupción y el colapso del edificio.

Siguiendo a esta fase explosiva, una serie de erupciones tranquilas y explosivas fueron producidas, tanto por el conducto central, como por conos piroclásticos parásitos. Estos eventos eruptivos, generaron flujos de lava, depósitos de caída, de oleada y de flujo piroclástico, principalmente de composición basáltica a andesítica (50 – 57% SiO₂) (Clavero y Moreno, 2004). Estos productos, formaron un estratovolcán compuesto en la parte noroccidental de la Caldera 1, el cual colapsó con el segundo evento explosivo más grande del volcán Villarrica: la Ignimbrita Pucón de 3.700 años A.P. (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996; Moreno, 2000). Este colapso generó una caldera de 2 km de diámetro (Caldera 3), y los depósitos de esta erupción se estima que cubren una superficie superior a 500 km² con un volumen de cerca de 5 km³ (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996; Moreno y Clavero, 2006). Moreno *et al.* (1994a) y Clavero (1996) han obtenido diversas dataciones en madera carbonizada obteniendo edades 3.510 y 3.950 años A.P. Los productos de esta unidad se disponen normalmente en discordancia de erosión (en su mayoría por acción glacial) sobre lavas y depósitos piroclásticos de la Unidad Villarrica 1 y sobre depósitos glaciales de la Glaciación Llanquihue (Moreno y Clavero, 2006).

Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío)

Esta unidad está formada por lavas de composición basáltica a andesítico – basáltica de tipo Aa y Pahohoe, depósitos piroclásticos de flujo, oleada, y de caída de tipo estromboliano a sub-pliniano; todos de igual composición a las lavas, y depósitos laháricos (Moreno 1993; Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006) (Figura 7). Todos éstos se distribuyen hacia todos los flancos del volcán, y son los productos que constituyen el cono actual, de unos 450 m de altura, construido dentro de la caldera más joven (Caldera 3) luego de la erupción Pucón. A esta unidad pertenecen las 53 erupciones históricas (Petit – Breuilh, 2004), que incluyen flujos de lava y lahares (Clavero y Moreno, 2004). El último flujo piroclástico documentado habría ocurrido hace 530 años A.P., y su antecesor, el flujo piroclástico Cónquil, de edad 1600 años A.P.,

posee depósitos que se extienden ampliamente, cubriendo un área de más de 2.000 km² (Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006).

La actividad reciente e histórica del volcán ha sido principalmente efusiva, a excepción de algunas erupciones estrombolianas vigorosas a subplinianas, aunque un pequeño flujo piroclástico se habría producido en la erupción de 1948 (Moreno y Clavero, 2006). En sectores más elevados, las coladas de lavas se encuentran cubiertas por depósitos laháricos y detritos morrénicos y de aluviones. Históricamente, las lavas han escurrido esencialmente hacia el norte, oeste y sur del cono volcánico (Moreno, 1993).

Los productos y características de algunas de las erupciones históricas pertenecientes a la Unidad Villarrica 3 serán descritos más en detalle en los párrafos referentes al registro histórico de las erupciones del volcán Villarrica.

Columna Estratigráfica Unidad Villarrica 3

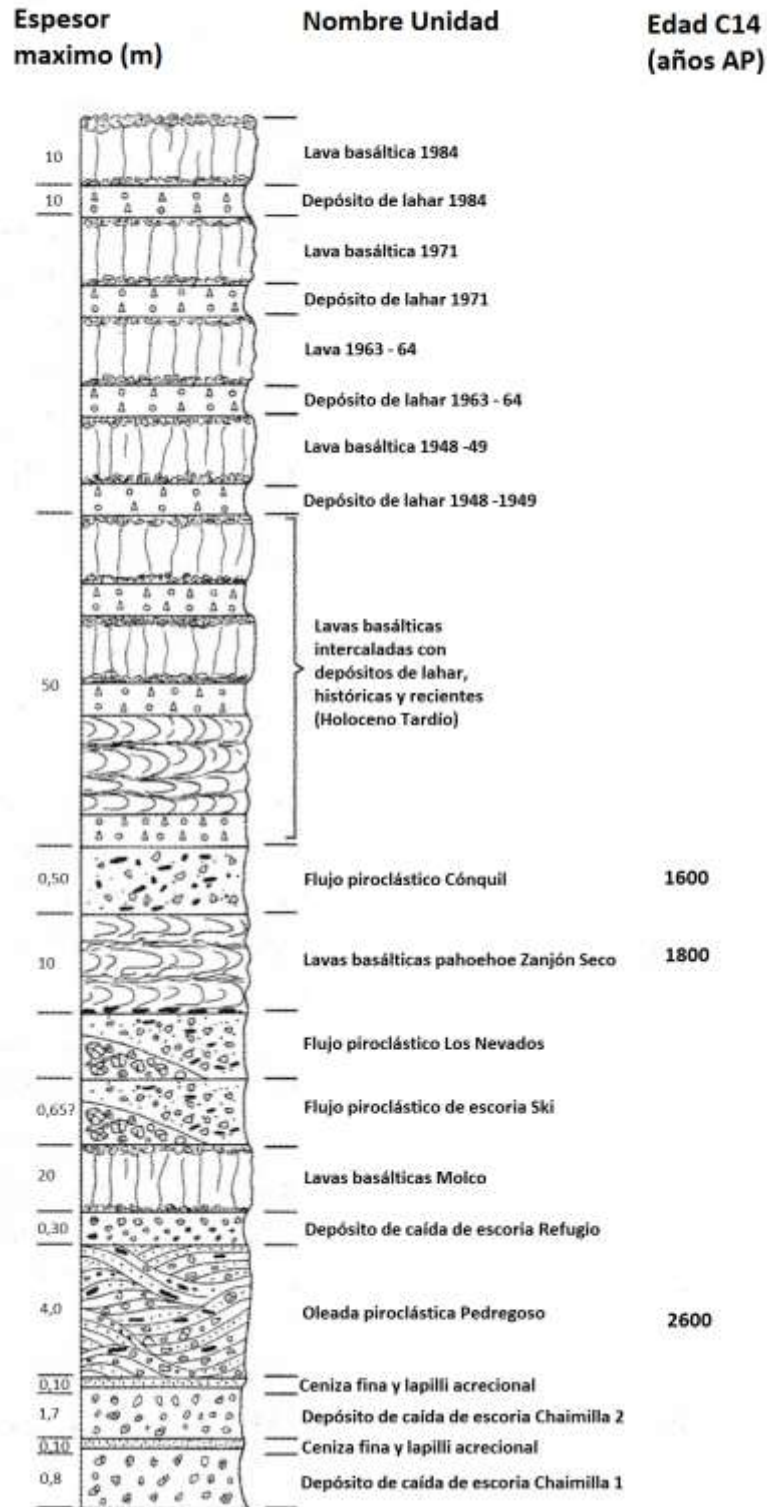


Figura 2.1. Columna estratigráfica Unidad Villarrica 3. Extraído y modificado de Clavero y Moreno (2004)

2.3.2. Centros eruptivos adventicios (Holoceno Tardío)

En los flancos del Villarrica se reconocen dos grupos de conos de piroclastos y lavas andesítico – basálticas asociadas: Grupo Los Nevados, localizado en el flanco oriental, y Grupo Chaillupén, sobre el flanco sur. El Grupo Los Nevados se ubica sobre la unidad Villarrica 1, a entre 5.5 y 10 km al nororiente del edificio actual, y está controlado en su mayoría por una serie de tres fisuras de orientación N60°E. El Grupo Chaillupén está ubicado en el flanco sur – suroccidental del volcán sobre la unidad Villarrica 2, presenta dos lineamientos, uno de dirección NS, y otro en dirección N35°E, y en total, sus productos cubren un área de ca. 15 km² (Moreno y Clavero, 2006).

2.4. Depósitos sedimentarios del Pleistoceno – Holoceno

Estos depósitos se puede dividir en dos grandes grupos de acuerdo a su edad: los depósitos de las glaciaciones Santa María Y Llanquihue, de edad Pleistoceno Medio a Superior y Pleistoceno Superior respectivamente; y los depósitos sedimentarios y volcanoclásticos del Holoceno. Estos últimos depósitos corresponden a depósitos coluviales, poligénicos aterrazados, de remoción en masa, glaciales recientes, de litoral, deltaicos, fluviales, y aluviales. Todos estos depósitos se encuentran nulos o poco consolidados y rellenan distintas cuencas, valles y quebradas. Depósitos laháricos se encuentran inmersos en los depósitos poligénicos aterrazados, junto a depósitos fluviales, e intercalaciones de depósitos de flujo piroclástico y aluviales, con espesores individuales que no superan los 1,5 m, y dispuestos sobre los valles de los ríos Pucón, Liucura, Trancura y Llancahue-Pellaifa (Moreno y Clavero, 2006). También es importante mencionar que los depósitos glaciales recientes son una de las principales fuentes de sedimentos para la formación de lahares (Naranjo y Moreno, 2004).

2.5. Estructuras

A una escala tectónica, la región entre los 38°S y los 47°S está dominada por un sistema de falla de intra-arco de 1.200 km de longitud, la zona de falla Liquiñe – Ofqui

(ZFLO) de rumbo N10°E. Esta mega estructura ejerce un control de primer orden en el volcanismo de la ZVS, el cual está sometido a un régimen tectónico dextral – transpresional producido por la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamérica, y es la responsable de la geometría, cinemática y estructuras de segundo orden como grietas de tensión, fracturas de cizalle y fisuras volcánicas (Cembrano y Lara, 2009). En la zona de estudio la falla aparece desplazada unos 15 – 18 km hacia el oeste y se presenta como un valle o depresión tectónica de unos 6 a 8 km de ancho (Moreno, 1993), además, Cembrano y Lara (2009), sugieren que la estructura y el régimen de esfuerzos actual, con esfuerzos horizontales máximos de orientación NE, controlan una serie de centros eruptivos menores en los flancos del volcán Villarrica que también siguen fisuras de orientación NE y cierta curvatura de forma sigmoidal, esto a pesar de que el volcán Villarrica se sitúa en el extremo de una cadena volcánica de orientación WNW (Figura 2.2).

Otra gran estructura presente en la zona es la fractura de rumbo N50°W, transversal al arco, y que controla el lineamiento de estratovolcanes y conos monogenéticos de la cadena volcánica Villarrica-Lanín, de 60 km de largo (Lara, 2004). Esta fractura representaría una herencia estructural del basamento, actualmente utilizada como canal para el ascenso de magmas, y reactivada como falla con desplazamiento en el rumbo de tipo sinistral – inversa (Cembrano y Lara, 2009). Según Cembrano y Lara (2009), esta cadena no representa una orientación ni una simetría respecto a la cinemática dextral transpresional actual del arco volcánico, y por lo tanto, requeriría una presión magmática supralitostática para volverse activa.

2.6. Registro histórico de la actividad eruptiva del volcán Villarrica

Según Petit – Breuilh (2004), en base a sus investigaciones históricas, el volcán Villarrica presenta 53 eventos eruptivos entre los años 1558 y 1991. Por otra parte, Van Daele et al. (2014), en base a un estudio estratigráfico de los sedimentos en el fondo de los lagos Villarrica y Calafquén, establecen un número 112 erupciones con un índice de

explosividad volcánica (IEV^4) ≥ 2 , en los último 600 años, donde al menos 22 de ellas han generado lahares, es decir, un promedio de casi 4 eventos laháticos destructivos por cada 100 años.

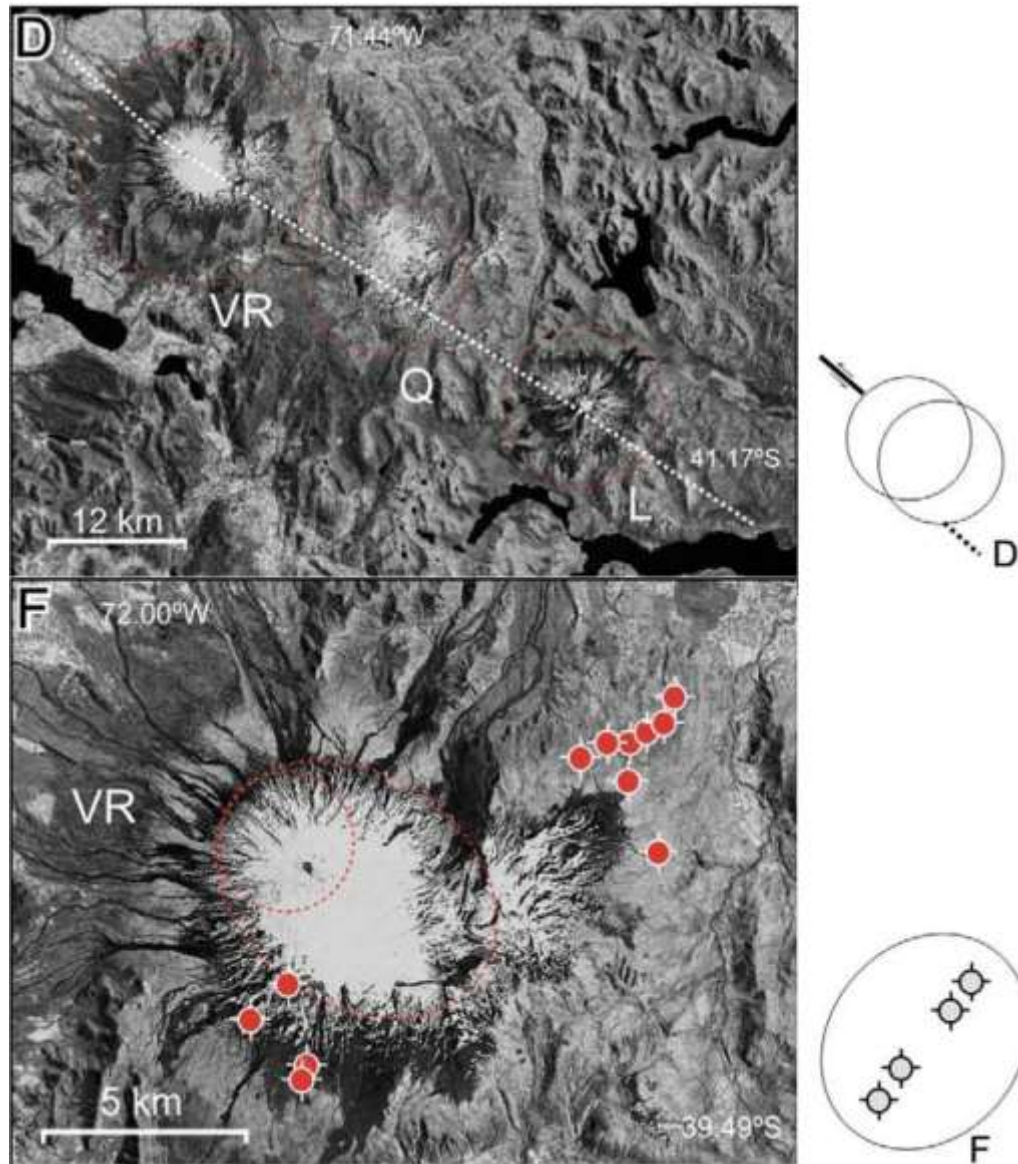


Figura 2.2. Estructuras y lineamientos del volcán Villarrica y de la cadena volcánica Villarrica Quetrupillán Lanín. Extraído y modificado de Cembrano y Lara (2009).

A continuación se presenta una descripción de las principales erupciones ocurridas durante el siglo XX:

⁴ IEV = Índice de Explosividad Volcánica (Newhall y Self, 1982)

Erupción de 1904

Petit – Breuilh y Lobato (1994) la describen con un IEV = 2, y con una actividad que consistió en explosiones, la formación de una columna de gases y cenizas de 1000 m, la emisión de piroclastos y lahares. Naranjo y Moreno (2004) describen numerosos flujos de detritos y la formación de una presa aguas arriba de la unión de los ríos Turbio y Pucón, la cual colapsó luego de unas horas. Lütgens (1909) menciona que a lo largo del río Turbio el flujo de detritos cubrió un área de aproximadamente 15 x 3,8 km, describiendo olas de 3 m en la unión mencionada y depósitos con 1 m de espesor, además menciona la llegada de bloques de hielo al lago Villarrica. Los lahares descendieron por los sistemas de los ríos Turbio – Pedregoso, Zanjón Seco – Carmelito, Molco y estero Chaillupén.

Erupción de 1908 (31 de Octubre – 12 de Diciembre)

Durante esta erupción se generaron sismos volcánicos, explosiones, lahares, derrumbes, y una columna eruptiva de 3000 m. La erupción tuvo un IEV =2 (Petit – Breuilh y Lobato, 1994). Los lahares descendieron por los sistemas de los ríos Turbio – Pedregoso, Zanjón Seco (hasta la ciudad de Pucón), Correntoso, Molco – Huichatio, y Chaillupén. Marcas de olas por sobre los 10 m de alto fueron identificadas en árboles a lo largo del río Pucón (Naranjo y Moreno, 2004).

Erupción de 1909 (19 de Agosto – 1910)

En esta erupción se registraron explosiones, emisión de piroclastos, flujos de lava y lahares. La altura de la columna eruptiva fue superior a los 3000 m y tuvo un IEV = 2 (Petit – Breuilh y Lobato, 1994).

Erupción de 1920 (10 – 13 de Diciembre)

La altura de la columna fue de más de 2000 m con un IEV = 2 (Petit – Breuilh y Lobato, 1994). Los lahares descendieron por los ríos Turbio – Pedregoso, Molco – Huichatio, Voipir y Palguín (Naranjo y Moreno, 2004).

Erupción de 1948 – 1949 (Octubre – Febrero)

Esta importante erupción ha sido descrita por Flores (1951), Casertano (1963a) y Moreno (1993). Es la de mayor magnitud del siglo XX con un IEV = 3. La actividad estuvo marcada por una serie de explosiones, sismos, emisión de piroclastos, coladas de lava, flujos laháricos y flujos piroclásticos de pequeño volumen (Moreno y Clavero, 2006). La altura de la columna eruptiva se estima en más de 8000 m (Petit – Breuilh, 2004, Moreno y Clavero, 2006). Una gran colada de lava se generó en este ciclo eruptivo, relleno parcialmente el valle del estero Molco, corresponde a una lava andesítico – basáltica con morfología de tipo Aa, con hasta 15 m de espesor en su frente, y que alcanzó 15 km desde su origen. Los flujos laháricos se generaron en distintas fases del ciclo eruptivo y descendieron por los cauces de los ríos Turbio – Pedregoso, Zanjón Seco – Carmelito, Correntoso, Molco – Huichatío, Voipir y Chaillupén, siendo los más voluminosos los generados en los ríos Correntoso, Turbio, Molco y Voipir. Naranjo y Moreno (2004) señalan que grandes troncos y bloques de rocas de más de 20 m³ fueron cargados por el lahar, también mencionan a testigos que dicen que el nivel del agua del lago Villarrica aumentó en un metro, dando cuenta del gran volumen de los lahares. Finalmente estos autores reportan una velocidad promedio de 30 km/h.

Erupción de 1963 (8 de Marzo – 25 Mayo)

Descrita por Casertano (1963b,c) y Moreno (1993). Petit – Breuilh y Lobato (1994) y el Proyecto de Observación Visual del Volcán Villarrica (POVI) han asignado un IEV = 2 para esta erupción, lo que es coherente con las características eruptivas descritas por los primeros autores, sin embargo en otros trabajos (Dzierma y Wehrmann, 2010; Van Daele et al., 2014) y en el sitio web del Global Volcanism Program (Smithsonian Institution, 2014) se le atribuye a esta erupción un IEV = 3. Dentro de los rasgos de este evento, se tiene que generó explosiones, eyección de piroclastos, flujos de lava y lahares. Los flujos lávicos fueron dirigidos hacia el suroeste, emitidos tanto del cráter central como de una fisura en el flanco suroeste del edificio. El 2 de mayo se formó una gruesa y densa columna de material piroclástico, generando caída de éstos en las localidades de Pucón y Palguín (NNE), así como un flujo lahárico dirigido hacia el flanco norte. El 21 de mayo nuevas emisiones de lava produjeron lahares que

descendieron por los esteros del valle del Chaillupén. En septiembre, nuevamente emisiones de lava generaron lahares dirigidos hacia el norte, los que cortaron el camino entre Villarrica y Pucón, y generaron aumento en los caudales de los ríos (Moreno y Clavero, 2006).

Erupción de 1964 (02 de Marzo – 21 de Abril)

Correspondió a una erupción de tipo estromboliana, donde fueron emitidas columnas de piroclastos y flujos de lava (Moreno y Clavero, 2006). Tuvo un IEV = 2, y la columna eruptiva se alzó a 1.500 m (Petit – Breuilh, 2004). Las emisiones de lava generaron una serie de lahares, los que en su mayoría descendieron por el flanco norte del volcán, entre las localidades de Villarrica y Pucón, sin embargo uno de ellos lo hizo a través de estero Diuco, hacia el sur, destruyendo parcialmente la localidad de Coñaripe en la ribera oriental del lago Calafquén, causando 22 fatalidades (Moreno y Clavero, 2006). Naranjo y Moreno (2004), documentan un flujo con una sección de 3 m de alto y 50 m de ancho, con una descarga de entre 4.000 a 8.000 m³/s (en Coñaripe, a 17.5 km del volcán la descarga se estima entre los 2.000 y los 2.400 m³/s), y una velocidad promedio superior a los 10 m/s.

Erupción de 1971 – 1972 (29 octubre – 12 Febrero)

Esta erupción ha sido descrita por González (1972), Marangunic (1974), y Moreno (1993). El ciclo eruptivo comenzó con violentas explosiones freatomagmáticas en la zona del cráter. El 29 de noviembre se produjo una emisión de lava sobre la cubierta de hielo, descendiendo hacia el flanco suroeste. El 29 de diciembre a las 23:45 hrs. el ciclo eruptivo entró en su fase culminante y final, una fractura de 2 km de largo y de rumbo N30°E se produjo a través del cráter, eyectando dos potentes cortinas o fuentes de lava de 400 m de altura. Por el cráter principal fueron emitidos gases y piroclastos, los que formaron una columna de hasta 3.000 m sobre el cráter, además, dos coladas de lava de tipo Aa descendieron por los valles de los ríos Pedregoso (noreste) y Chaillupén (suroeste), alcanzando en 48 horas una longitud de 6 km y 16,5 km, respectivamente; la última alcanzando casi hasta la ribera del lago Calafquén. (Moreno y Clavero, 2006). Naranjo y Moreno (2004), describen en detalle los lahares generados durante esta erupción, éstos descendieron por los ríos Turbio – Pedregoso, Chaillupén, Zanjón Seco

–Carmelito, Correntoso y Voipir, alcanzando velocidades máximas de hasta 60 km/hr según Marangunic (1974), causando daños a la infraestructura y la muerte de al menos 17 personas.

Naranjo y Moreno (2004), describen bloques superiores a los 30 – 40 m³ cargados por los lahares, las descargas las estiman de 10.000 a 20.000 m³/s. El volumen total de agua y sedimentos movilizados a lo largo del río Pucón en diferentes pulsos a lo largo de 8 horas excedió los 40 x 10⁶ m³. Los flujos a través del Turbio – Pedregoso y Chaillupén fueron particularmente voluminosos con olas que sobrepasaron los 10 m, generando la destrucción de todos los puentes. El delta de abanico del río Pucón en su desembocadura en el lago Villarrica fue completamente transformado. Para Naranjo y Moreno (2004), la erupción de 1971 da evidencias claves acerca de las velocidades de los lahares como se vio en el clímax de la erupción. De hecho, luego de la fractura generada la noche del 29 de diciembre (23:45 hrs), el glaciar de 50 – 60 m de grosor fue parcialmente fundido luego de 50 minutos de actividad, gatillando la liberación del agua a eso de las 00:40 hrs. del 30 de diciembre. Los flujos laháricos según estos autores alcanzan velocidades de más de 10 m/s. En adición a lo anterior, Castruccio *et al.* (2010) estiman que el área cubierta por los depósitos del lahar de 1971 en el río Voipir supera los 11 km², y tienen un volumen estimado de 10⁷ m³. Por este mismo cause en depósitos de mediana distancia (14 a 22 km del cráter) donde el canal no se encuentra confinado y la pendiente es menor a 5°, el área de inundación supera los 1000 m de ancho (perpendicular a la dirección del flujo). En el caso del estero Chaillupén, los lahares alcanzaron el lago Calafquén, llegando en este punto a tener una velocidad mínima de 8 m/s, y dejando facies de depósitos subacuáticos. Las facies subaéreas, cubren un área de 4 km², con un volumen de 6.5 x 10⁶ m³.

Erupción de 1984 – 1985 (30 de Octubre – 18 de noviembre)

Descrita por Fuentealba *et al.* (1985), Keller (1985), y Moreno (1993). Es la última erupción de IEV =2, se generaron explosiones en el cráter central y, derrames de lava hacia el flanco NNE que fundieron la cubierta de hielo y creando un canal de 40 m de profundidad en él. Además se formó un cono de piroclastos y un lago de lava dentro del cráter principal. El 18 de noviembre una nueva emisión de lava escurrió hacia el

noroeste y formó un nuevo canal en el glaciar. El 6 de diciembre flujos lávicos más voluminosos fluyeron hacia la cabecera del estero Correntoso (flanco noroeste), mientras que otra colada de lava fluyó hacia NNE, por el cauce labrado en el hielo en dirección al río Pedregoso (Moreno y Clavero, 2006). Las tasas de efusión desde el cráter principal no superaron los 20 m³/s (Moreno, 1985; Moreno 1993). Naranjo y Moreno (2004) proponen que la no generación de lahares durante el evento de 1984 – 1985, a pesar de la emisión continua de lava, podría deberse a que la cantidad de sedimento disponible para movilizar no fue la suficiente, bajo esta condición es esperable la formación de flujos de torrente o “floods”, los que no superan el 20 % en volumen de sólidos (Vallance, 2000), esto sería consistente con el aumento de caudal reportado en los ríos por Petit – Breuilh (2004), y lo visto en la sedimentación del lago Villarrica para ese año por Van Daele *et al.* (2014). Otra teoría para explicar la no generación de lahares podría ser la baja tasa de efusión, la cual no sería suficiente para fundir un volumen crítico de agua capaz de generar un lahar.

3. GEOMORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LOS CAUCES

La zona norte del volcán Villarrica y el área alrededor de la ciudad de Pucón se pueden dividir en distintas unidades geomorfológicas. Estas unidades se definen en base a: (1) la topografía, utilizando el DEM y un mapa de pendientes; (2) una imagen aérea ortorectificada de alta resolución y su foto interpretación; y (3) el mapa geológico de Moreno y Clavero (2006). Cada unidad se puede observar en la figura 3.1, y son descritas a continuación:

- **Zona Superior Edificio Volcánico:** Corresponde a una zona de alta pendiente ($> 15^\circ$) que incluye el edificio volcánico actual desde aproximadamente los 1500 m.s.n.m., y también las Calderas 1 y 2, que se extienden hacia el SE del cono más reciente, con una pendiente más baja y cubierta por el glaciar Pichillancachue – Turbio. Esta unidad está formada por productos de las unidades Villarrica 2 y 3, principalmente lavas con intercalaciones de depósitos piroclásticos y lahares (Moreno y Clavero, 2006). La zona se encuentra cubierta de nieve y/o hielo en su estación de máxima cobertura desde aproximadamente los 1.400 m.s.n.m., y durante la estación cálida, de mínima cobertura, desde los 1.800 – 1.900 m.s.n.m.
- **Zona Intermedia Edificio Volcánico:** abarca una zona con alturas entre los 700 y los 1.500 m.s.n.m., y con pendientes que en general van entre los 5 y los 15°. La litología consiste en lavas y productos piroclásticos pertenecientes principalmente a las unidades Villarrica 1 y 2, con algunos flujos históricos de lava de la unidad Villarrica 3 (Moreno y Clavero, 2006).
- **Sector Calabozos – Cerro Chaimilla:** Esta zona corresponde a una serie de cerros con alturas que van entre los 800 y 1400 m.s.n.m, situados hacia el norte del volcán, en sus faldeos inferiores. Según Moreno y Clavero (2006), están formados por rocas correspondientes al basamento del volcán, específicamente corresponden a afloramientos de los Estratos de Pino Huacho y a Intrusivos dioríticos y granodioríticos del Mioceno (ver sección 2.2.1.). Estas rocas más antiguas y

resistentes que los productos volcánicos del Villarrica, no están asociadas a la dinámica del volcán, sin embargo controlan la orografía y la red de drenaje que desciende desde el flanco norte y noreste, lo que si influye en la dinámica que adquieran algunos productos emitidos por el Villarrica como flujos de lava, lahares y flujos piroclásticos.

- **Volcanes Los Nevados:** Se trata de un centro volcánico adventicio (apartado 2.3.2.), con topografía irregular, y que forma el límite este del valle del río Turbio.
- **Zona baja:** Corresponde a zonas situadas a más de 10 km del cráter del Villarrica, próximas al lago del mismo nombre, que se encuentran a una cota inferior a los 700 m.s.n.m. y con un relieve caracterizado por suaves lomajes con pendientes que en general no superan los 15°. En esta zona afloran principalmente depósitos morrénicos correspondientes a la glaciación Llanquihue (Moreno y Clavero, 2006), y en ella se desarrolla una importante actividad antropogénica, principalmente basada en el turismo y la agricultura.
- **Cuerpos Intrusivos (I):** Corresponden a cerros ajenos al volcán, con afloramientos de diorita, tonalita y granodiorita del Mioceno (Moreno y Clavero, 2006).
- **Coladas de lava (L):** se trata de una serie de coladas de lava de las distintas unidades del Volcán (Villarrica 1, 2 y 3), que por sus dimensiones, representan un obstáculo para el flujo de los lahares en los inicios de los valles aguas arriba.
- **Península (P):** Afloramiento de los Estratos de Península de Pucón (Mioceno Medio-Superior) que forman parte del basamento del volcán (Moreno y Clavero, 2006).
- **Depósitos de fondo de valle:** De acuerdo al mapa geológico del volcán Villarrica de Moreno y Clavero (2006), los valles del Zanjón Seco, Pedregoso y Turbio, se encuentran rellenos en su gran mayoría por depósitos laháricos tanto prehistóricos como históricos, con intercalaciones de lavas de las unidades Villarrica 2 y 3, y en

menor cantidad depósitos piroclásticos en los valles del Zanjón Seco y Pedregoso. Estas zonas representan las zonas más peligrosas dentro de la figura 3.1, esto pues constituye el camino natural que han seguido los lahares a lo largo de la historia geológica del volcán, y las zonas bajas aledañas a ellas y con bajas pendientes, son también susceptibles a ser inundadas.

- **Valle del río Pucón:** esta zona está compuesta en gran parte por depósitos laháticos, y en menor medida por depósitos fluviales en las riberas del río Pucón, deltaicos en su desembocadura, y lacustres próximo a la costa del lago Villarrica. Constituye la zona más plana y baja de toda la figura 3.1., por lo que es susceptible de sufrir inundaciones por desbordes del río Pucón o por algún tipo de crecida en el nivel del lago, la primera situación podría provocarse por un flujo lahático descendiendo por el sistema de drenaje Turbio-Pedregoso el cual desemboca directamente en el río Pucón. Además en esta zona se emplaza una gran parte de la ciudad de Pucón, junto con su aeropuerto y otros servicios por lo que es una zona donde a priori, dado estos antecedentes, existiría el mayor riesgo de inundación por lahares.

Los sistemas hidrográficos que drenan el volcán desde su ladera norte y noreste, y que descienden hasta las cercanías de la ciudad de Pucón, corresponden de este a oeste y en sentido anti horario al sistema río Turbio y río Pedregoso, y al sistema de la quebrada Zanjón Seco (figura 3.2). Algunos parámetros morfométricos de las cuencas mencionadas se presentan en la tabla 3.1, éstos se obtuvieron del análisis del DEM mediante el uso de GIS, y observando 2 imágenes aéreas del área, una obtenida a fines de julio, con el máximo de hielo acumulado, y otra obtenida en el mes de marzo, donde la cobertura nival es mínima. En términos generales, estos valles se pueden agrupar en cauces inmersos en amplios valles de entre 1 a 2 km de ancho, de paredes laterales escarpadas con un fondo de baja pendiente en su sección transversal, y que se encuentran notablemente rellenos de sedimento volcanogénico y productos volcánicos. Una descripción hidrológica de los cauces se presenta en los párrafos siguientes, donde todos los perfiles o secciones topográficas fueron construidos con el DEM de resolución de 10 m, descrito en la metodología.

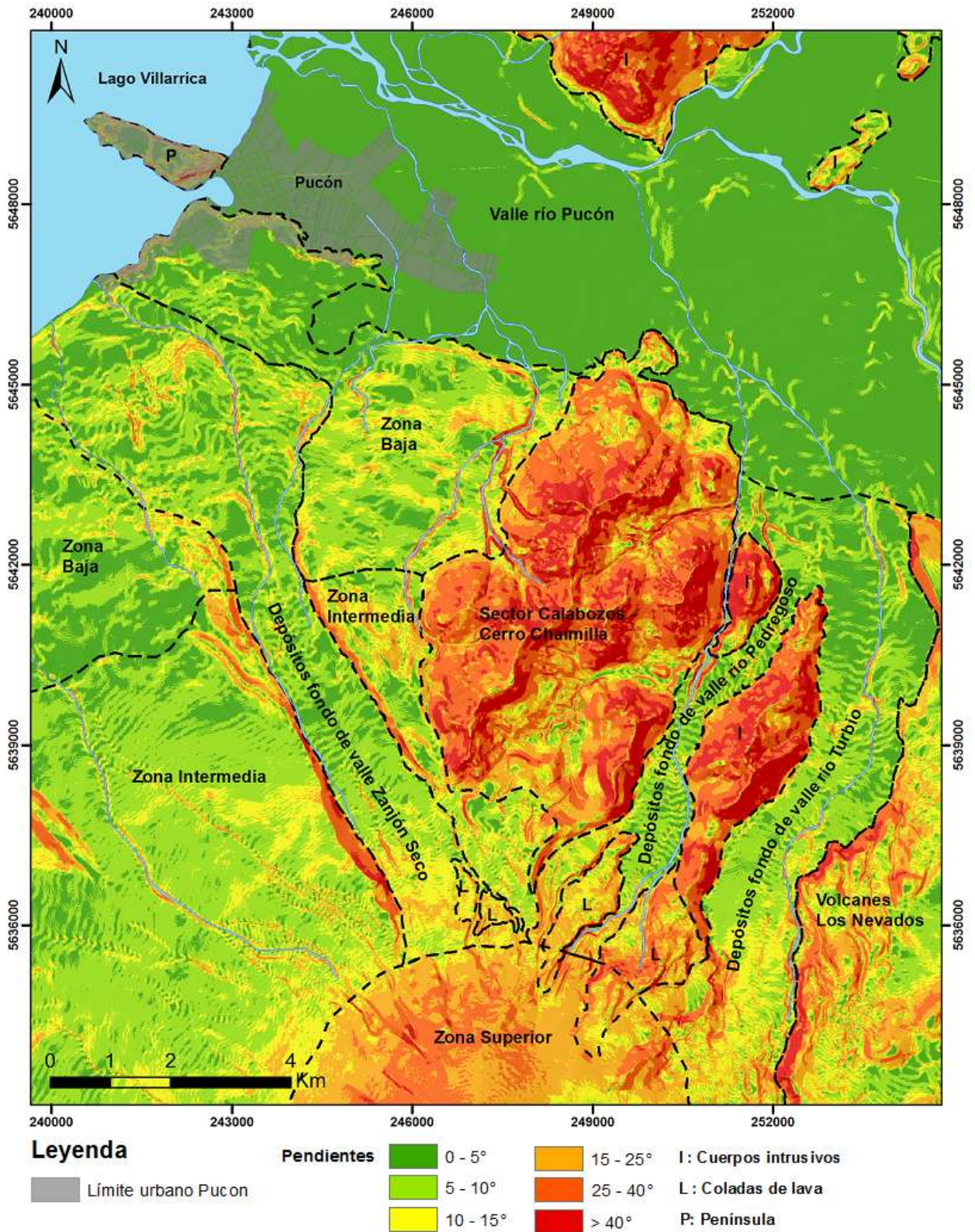


Figura 3.1. Mapa de pendientes con unidades geomorfológicas definidas en el área de estudio. Las pendientes fueron calculadas a partir del DEM de resolución 10 m citado en la introducción de este trabajo

Tabla 3.1. Parámetros morfométricos de las cuencas en estudio. Los calculos fueron realizados mediante el software ArcGis 10, con la utilización del DEM ya mencionado, y un DEM Aster para la cuenca del río Turbio.

Cuenca	Área [km ²]	Perímetro [km]	Zmin [m.s.n.m]	Zmax [m.s.n.m]	Largo Cauce principal [km]
Zanjón Seco	23,00	46,00	229	2.730	18,8
Hielo Mín	1,26	6,63	1.805	2.730	
Hielo Máx	4,07	10,38	1.401	2.730	
Turbio	50,65	43,30	330	2.281	16,8
Hielo Min	9,63	12,55	1.718	2.281	
Hielo Max	14,94	16,20	1.398	2.281	
Pedregoso	36,82	34,36	329	2.691	13,5
Hielo Mín	2,63	6,57	1.732	2.691	
Hielo Máx	4,56	9,88	1.351	2.691	

3.1. Río Turbio

Este río nace a una cota aproximada de 1.900 m.s.n.m., por la ladera este y noreste del volcán, y por el borde externo de la Caldera 1 -2. Es uno de los principales drenes del glaciar Pichillancachue-Turbio, el que ocupa la parte alta de la captación de la hoya en un área estimada en 9,63 km². En la cabeza de esta cuenca, como también en la del río Pedregoso, Naranjo y Moreno (2004) reconocieron ridges de gruesos sedimentos morrénicos, los que según ellos serían la principal fuente de sólidos para los lahares de los estos ríos. Dentro del depósito de fondo del valle, compuesto por coladas de lava, piroclastos y depósitos laháricos, se conforma la red de drenaje principal, la cual está conformada en un principio por una serie de cauces que corren paralelos entre sí de sur a norte, con un tramo intermedio de dirección SO – NE, donde distintas coladas de lavas desvían los cursos localmente, y en que los dos cauces principales corren por los límites occidental y occidental del valle (figura 3.4.a). Ambos brazos terminan juntándose unos 12 km aguas abajo del inicio, en una cota de 480 m.s.n.m., desde donde del río empieza a correr en dirección SO-NW con una baja pendiente (< 3°) hasta llegar al río Pucón, en este último tramo es donde se une su principal afluente, el río Pedregoso (figuras 3.2 y 3.3). Las pendientes del cauce son por lo general bajas (< 10°). En su nacimiento, el valle es ancho (2 km) y de pendientes moderadas a bajas

(8,5° en promedio para los primeros 5 km), en su camino aguas abajo se producen 3 cambios en la pendiente promedio, el primero es a 6.000 m del inicio del drenaje principal a lo largo de éste, donde la pendiente baja de 8,5° a 5° en promedio, luego a los 10.000 m donde la pendiente promedio cae a 2,2°, y un último tramo que posee una pendiente de 1,8° (figura 3.3).

Las figura 3.4 muestra tres perfiles transversales realizados a lo largo del cauce, justo en los lugares indicados en las figuras 3.2 y 3.3. En ellos puede observarse el ancho del valle que ya en su primer tramo tiene cerca de 1.300 m, y que llega a alcanzar casi los 2.000 m en su zona media (perfiles A-A' y B-B'), además, queda evidencia lo escarpadas de las paredes de los bordes, con desniveles sub verticales que llegan hasta los 200 m. Lo anterior, sumado a la evidencia de la acumulación de sedimentos de origen glacial en las cabezas de los valles del Turbio y el Pedregoso, hacen presumir que estos valles se emplazan sobre paleo valles glaciares actualmente rellenos por una gran cantidad de productos volcánicos y material volcano-sedimentario.

En cuanto a la alimentación de la cuenca, está es de régimen pluvio-nivo-glacial, donde las lluvias se reciben principalmente en invierno sobre un área de 36,6 km² desde la desembocadura del Turbio en el río Pucón hacia arriba, y sobre un área de 31,5 km², desde la confluencia con el río Pedregoso aguas arriba. En cuanto al aporte nivo-glacial, éste es muy importante durante los meses de verano con un área de captación máxima de hielo y nieve de aproximadamente 15 km².

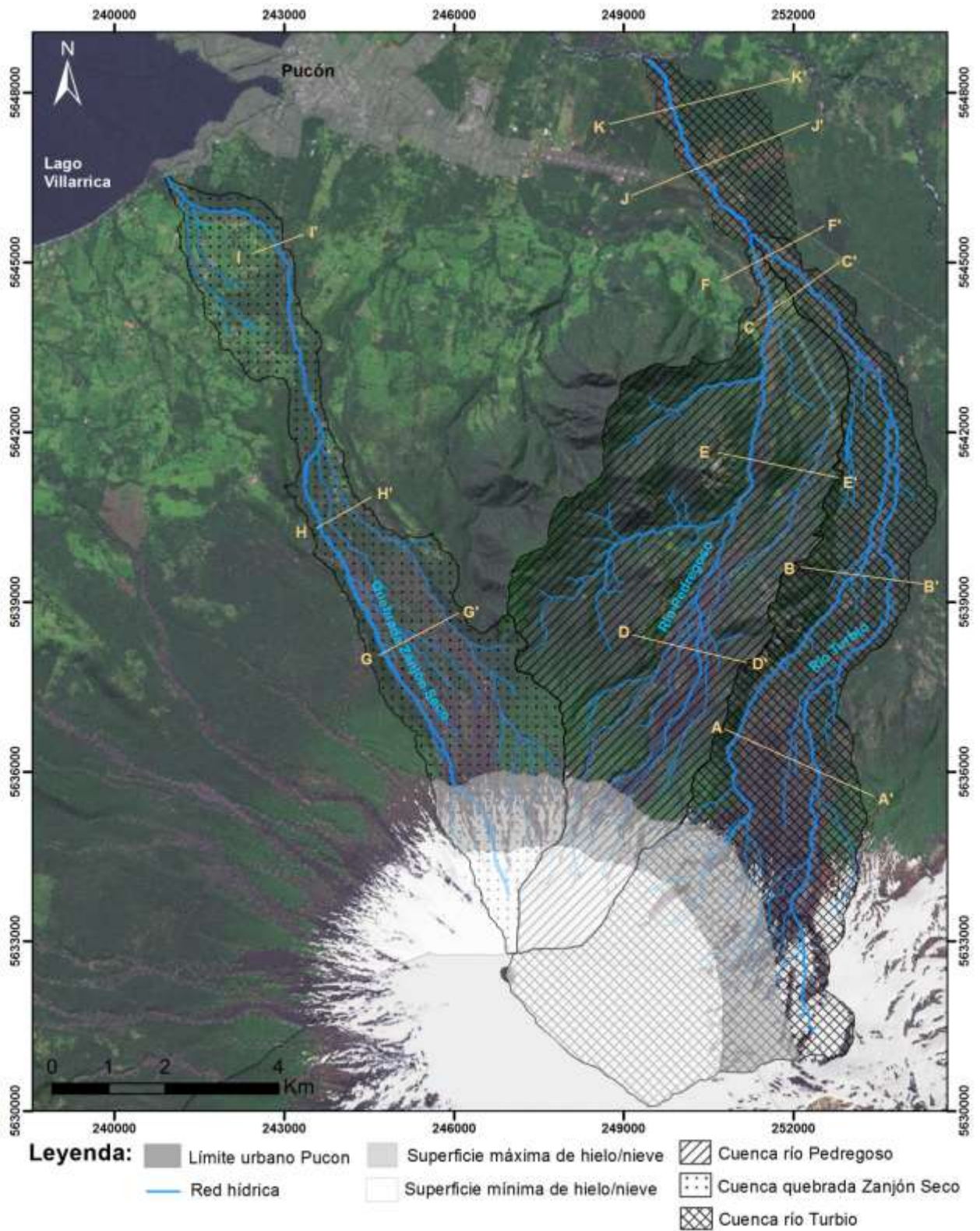


Figura 3.2. Delimitación de las tres cuencas que drenan el volcán Villarrica hacia el norte, noreste y este. La imagen también muestra el área cubierta por el hielo y/o nieve durante las temporadas de mínima y máxima acumulación, y la ubicación de los perfiles realizados.

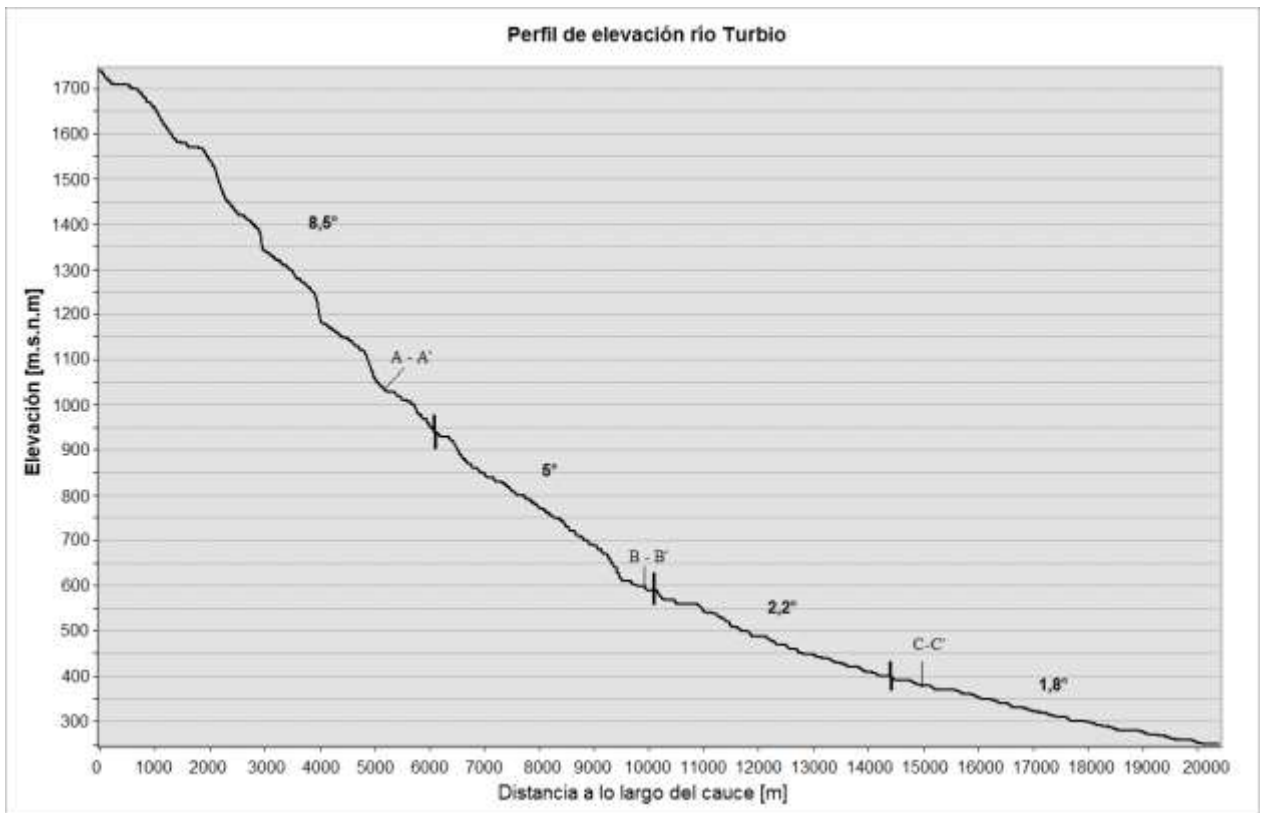


Figura 3.3. Perfil de elevación río Turbio. Se muestran también las pendientes promedio y la ubicación de los perfiles transversales.

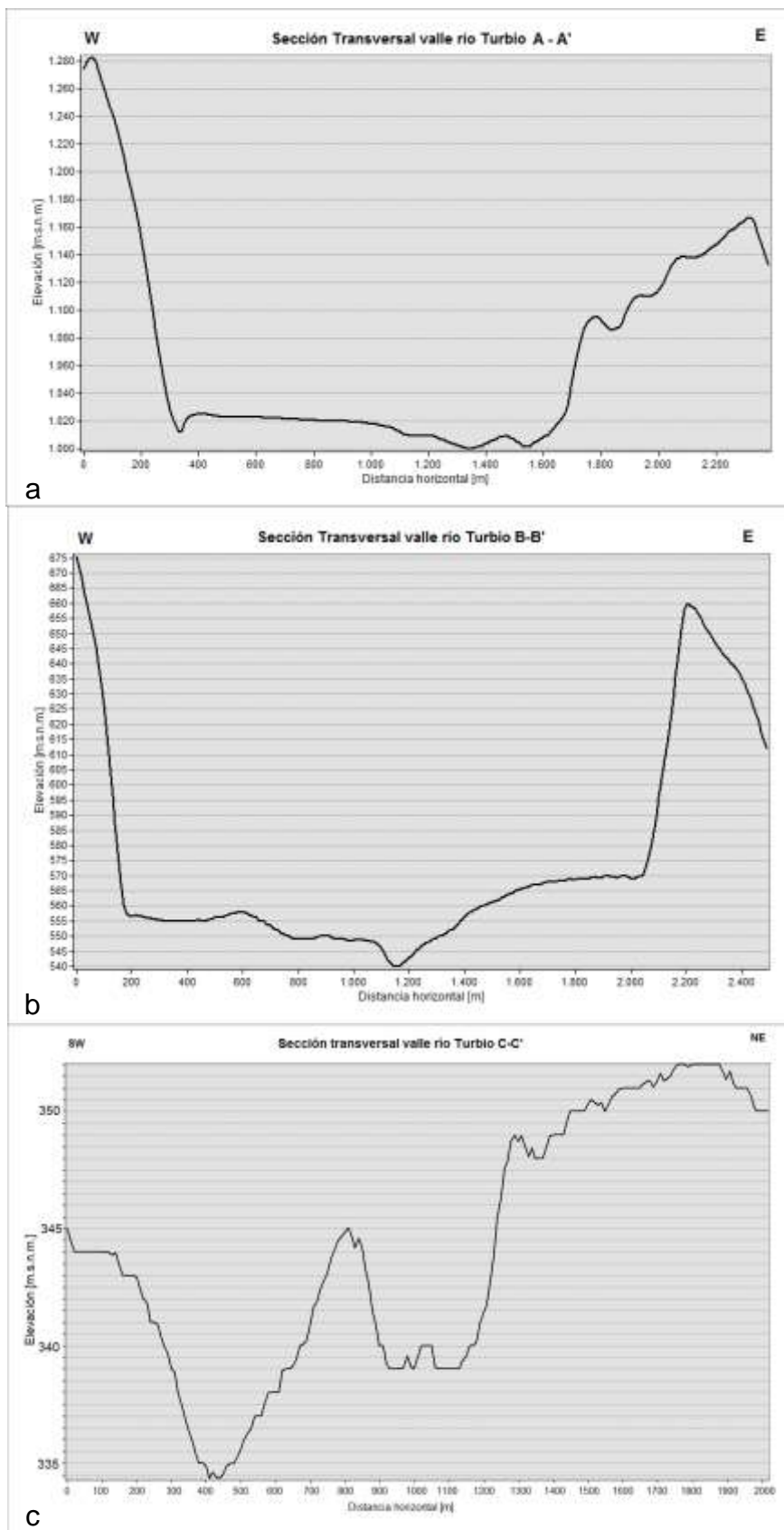


Figura 3.4. Secciones transversales a lo largo del río Turbio

3.2. Río Pedregoso

Este valle posee características similares a las del río Turbio, con una orientación principalmente en dirección NNE. Es un valle de origen glacial que se encuentra relleno por materiales como coladas de lava, piroclastos y depósitos laháricos, aunque se diferencia al valle del Turbio en el ancho, ya que el valle del Pedregoso es algo más angosto, no superando los 1.000 m en su zona más amplia, y encajonándose en ciertos tramos (figura 3.1; y figuras 3.6a y 3.6b).

En su nacimiento, a una cota de 1.900 m, y al NNE del cráter del volcán y del glaciar Pichillancahue-Turbio, el río se divide en dos cauces principales, uno en el borde occidental del valle y el otro en el borde oriental, el primero corre encajonado por coladas de lava, y el segundo corre por un valle amplio de unos 300 m de ancho junto a otros cauces menores. En este tramo proximal, la pendiente es de $17,3^\circ$, lo cual constituye una alta energía potencial que favorece el incremento de la fracción sólida del flujo y su velocidad. Esto podría ser la causa de lo planteado por Naranjo y Moreno (2004), quienes afirman que la carga sólida más grande y densa movilizadas por el río Pucón provienen principalmente del río Pedregoso, más que del Turbio, mientras que en este último, sus depósitos laháricos son más ricos en matriz de arena fina. La situación de mayor pendiente del río Pedregoso respecto al río Turbio, se mantiene a lo largo de todo el cauce como se observa al comparar las figuras 3.3 y 3.5, el primer cambio de pendiente se observa a la cota 1300, donde la pendiente promedio baja de $17,3^\circ$ a $7,3^\circ$ lo que podría generar un cambio energético suficiente como para que el flujo empiece su deposición.

En la figura 3.6, pueden observarse tres perfiles transversales construidos en las zonas media y distal del valle (ubicación de perfiles en figura 3.2 y 3.5). El perfil D-D', muestra la zona más amplia del valle a unos 5 km de la cabecera, en él se puede observar lo plano del fondo producto de la gran cantidad de material volcánico acumulado, entre ellos depósitos laháricos, y también, que el ancho del valle es de unos 1.000 m. El perfil E-E' muestra como el valle se abre para dividirse en dos brazos,

el occidental de unos 50 m inmerso en un estrecho cañón formado por rocas plutónicas, y el oriental formado por un valle algo más plano y amplio, con unos 600 m de ancho.

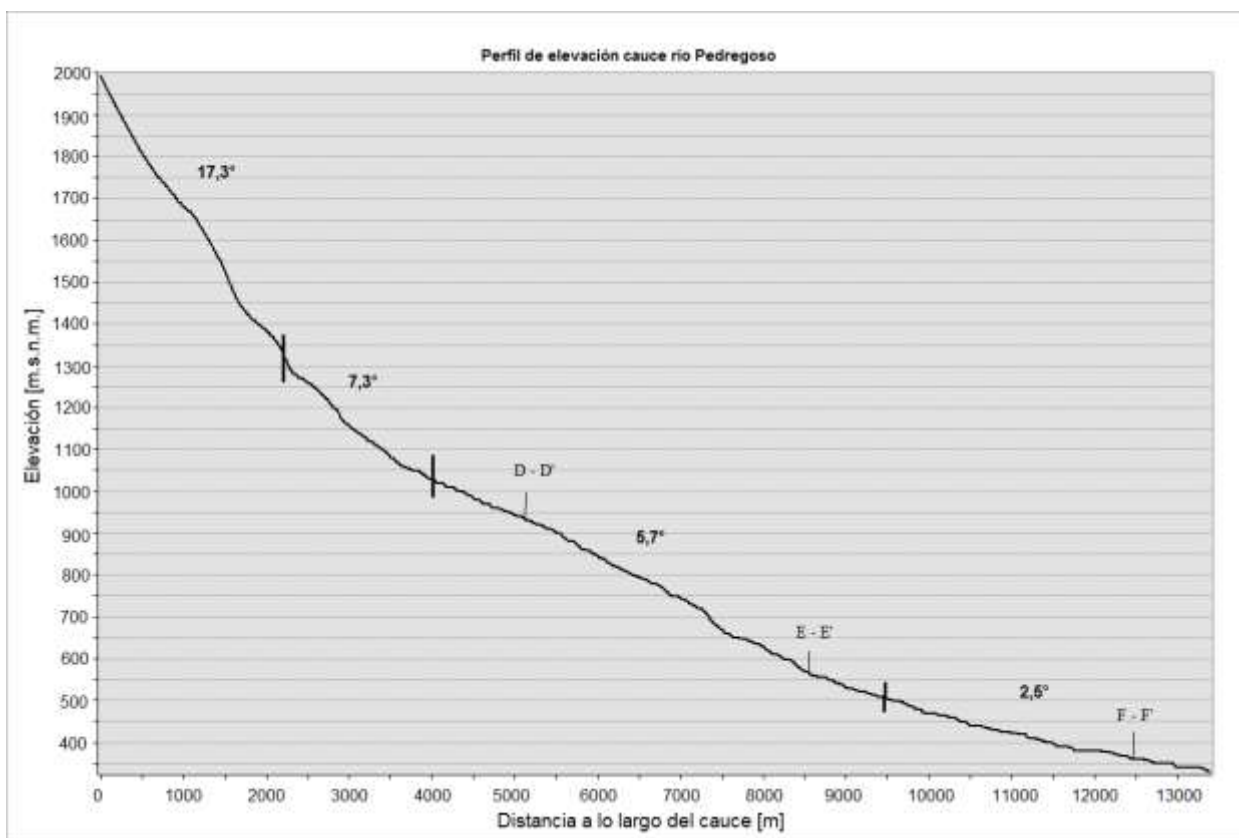
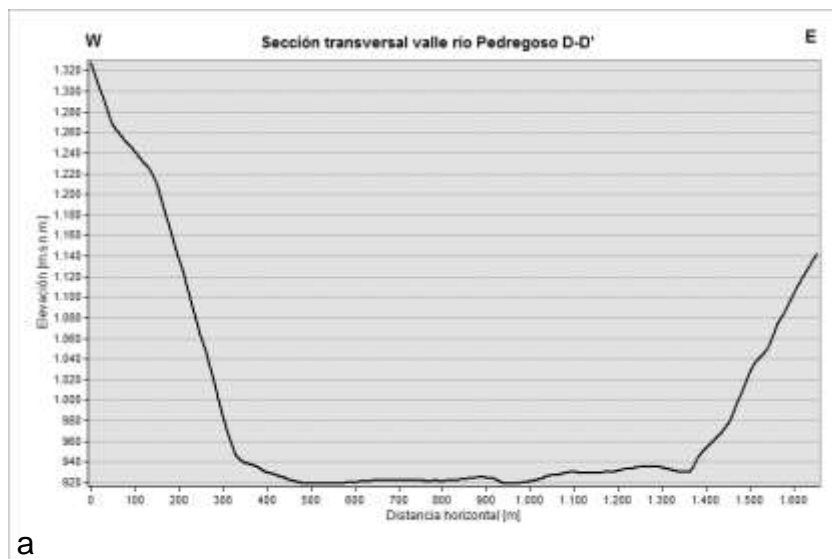
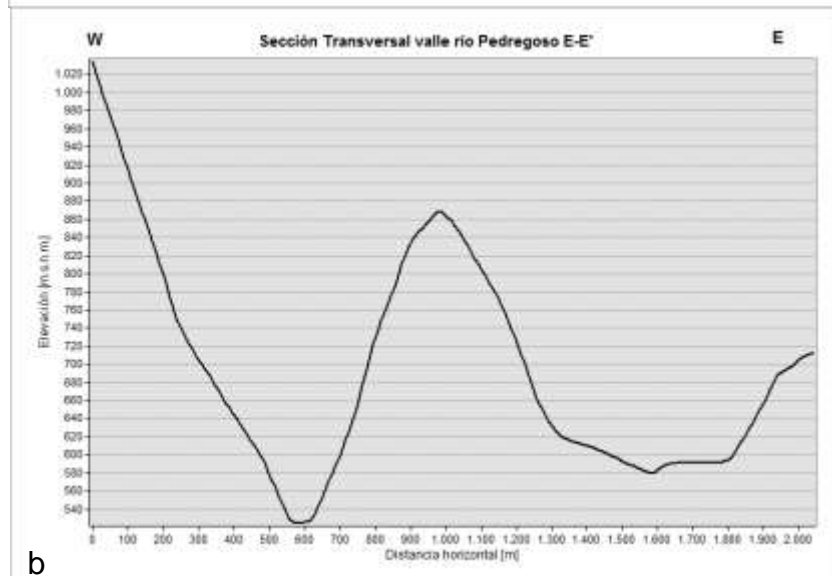


Figura 3.5. Perfil de elevación río Pedregoso. Se muestran también las pendientes promedio y la ubicación de los perfiles transversales.

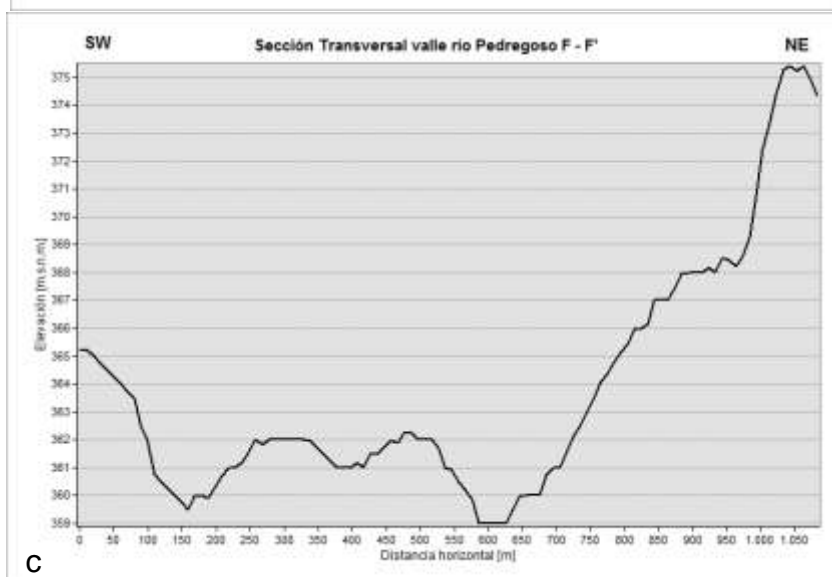
Aguas abajo, a unos 1.300 m antes de la confluencia del río Pedregoso con el Turbio, ambos brazos terminan juntándose. Finalmente el perfil F-F' muestra la sección transversal de los ríos Pedregoso y Turbio, unos 300 m antes de que éstos confluyan. En él se observa, al igual que en el perfil C-C', que la zona ubicada hacia la ribera oeste del río es aproximadamente entre 10 y 20 m más baja que el área ubicada hacia el este del río, esto se corrobora al ver un perfil del río Turbio antes de su desembocadura en el río Pucón, a la altura del aeropuerto de la ciudad del mismo nombre, como los de la figura 3.7 Esta situación pone bajo claro riesgo el aeropuerto de Pucón y la zona aledaña, esto pues en caso de una crecida importante del caudal como ocurriría al generarse un lahar, al desbordarse el canal del flujo, la zona inundada sería la zona occidental, precisamente donde se ubica el aeropuerto.



a



b



c

Figura 3.6. Secciones transversales a lo largo del río Pedregoso

Al igual que el Turbio, el régimen hidrológico del Pedregoso es pluvio-nivo-glacial. El área de la cuenca desde la confluencia con el río Turbio es de aproximadamente 37 km², siendo la cobertura de hielo/nieve mínima de 2,6 km², y la cobertura máxima de 4,6 km², aproximadamente.

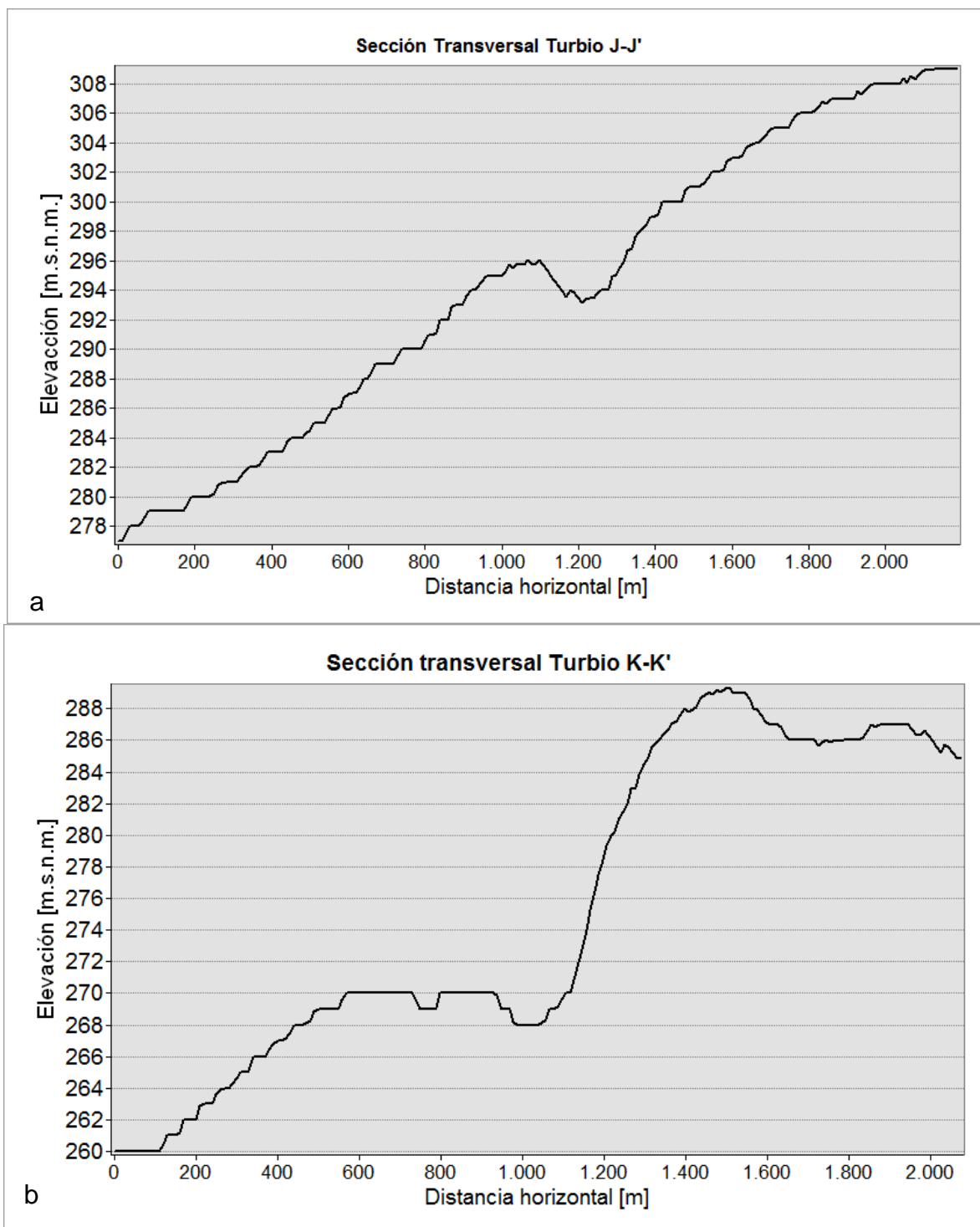


Figura 3.7. Secciones transversales a lo largo del río Turbio

3.3. Zanjón Seco

Esta cuenca es la más pequeña de las tres estudiada con un área de 23 km², donde la superficie de su captación que se encuentra cubierta de hielo/nieve es de 4,1 km² en su máxima acumulación, y de 1,3 km² como mínimo (tabla 3.1, y figura 3.1). El cauce nace a una altura aproximada de 1900 m.s.n.m., directamente desde el cono superior del volcán lo que le confiere una alta pendiente en su tramo inicial, la cual disminuye a 11,5° en la cota 1600 justo antes de que el cauce se adentre en un ancho valle de paredes escarpadas y que se encuentra relleno por material volcánico. Este valle tiene una orientación NNW y un ancho casi constante de unos 1.400 m, en él, numerosos cauces se entrelazan hasta juntarse en uno solo a los 650 m.s.n.m., en este punto, el drenaje se encajona entre lavas y depósitos piroclásticos en una pequeña quebrada de no más de 50 m de ancho y con una pendiente menor a 5° (figuras 3.8 y 3.9). En su último tramo el cauce se desarrolla sobre una serie de depósitos laháricos en forma de abanico, en una zona de baja pendiente (<4°), formando un estrecho canal de no más de 100 m de ancho hasta llegar a la desembocadura en el lago Villarrica conocido como estero Carmelito. Esta zona es de especial interés a la hora de analizar el peligro de inundación por lahares ya que el valle principal se abre y subdivide en tres cauces menores y encajonados sobre terrazas de depósitos laháricos como son el estero Calabozos o Zanjón Seco hacia el oriente y que corre en dirección NE directamente hacia Pucón, el estero Carmelito que es la continuación del cauce principal del Zanjón Seco y que forma un pequeño abanico en su desembocadura en el lago Villarrica, y el estero Candelaria hacia la Occidente el cual vuelve a juntarse con el Carmelito a poco menos de 1 km de su desembocadura en el lago. Esta situación podría generar una gran distribución de la inundación en caso de producirse un lahar con un volumen suficientemente grande como para distribuirse y desbordar los tres canales mencionados, lo que afectaría a una gran cantidad de viviendas e infraestructura turística y agrícola instalada en la zona.

La circulación de agua por este canal es intermitente, formándose flujos ocasionales durante las lluvias de invierno y durante la primavera debido al derretimiento de nieve. En una visita realizada al lugar en noviembre del 2013 el cauce se encontraba seco.

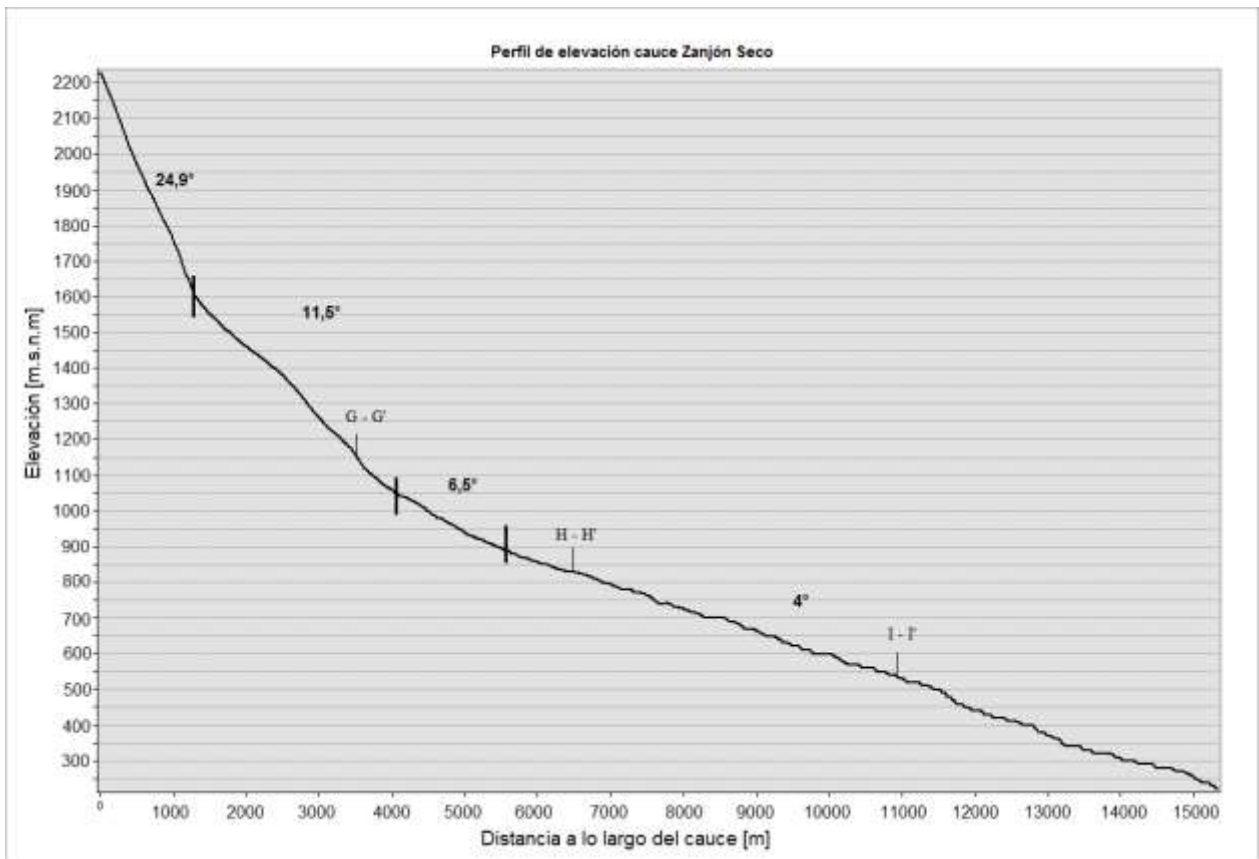


Figura 3.8. Perfil de elevación río valle Zanjón Seco. Se muestran también las pendientes promedio y la ubicación de los perfiles transversales.

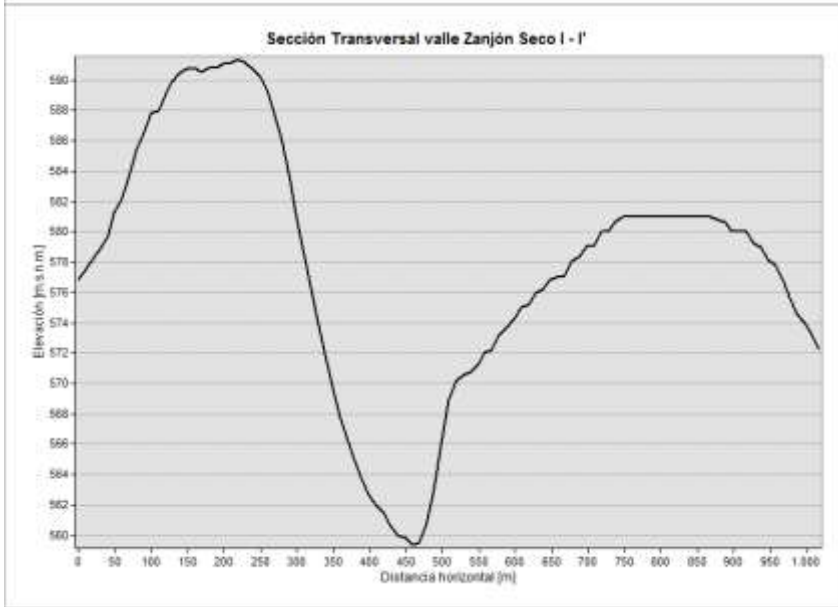
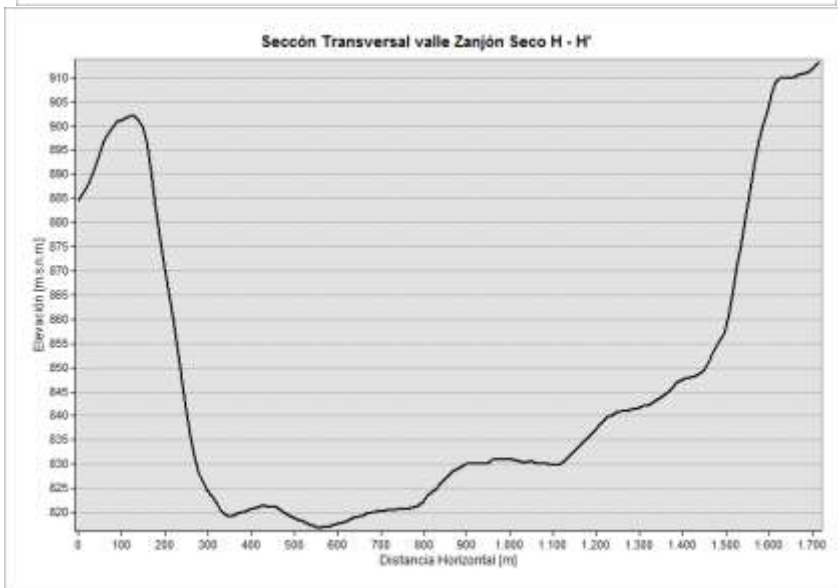
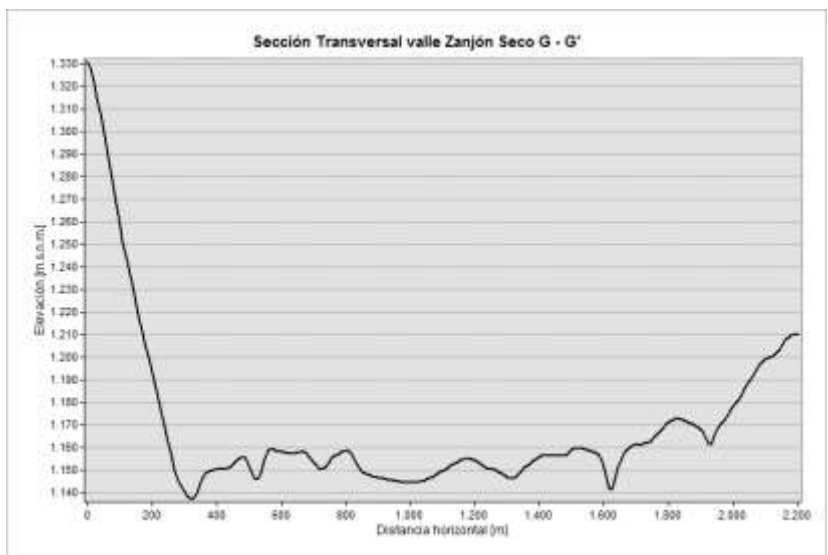


Figura 3.9. Secciones transversales a lo largo del valle Zanjon Seco

4. ESCENARIOS ERUPTIVOS Y SUS PROBABILIDADES

4.1. Definición de escenarios eruptivos

Para poder cuantificar la peligrosidad de un lahar, y así lograr la valoración del riesgo específico asociado a este fenómeno, es necesario establecer la probabilidad de que se generen distintos escenarios eruptivos, y la probabilidad de que dado alguno de estos escenarios, se produzca un flujo lahárico. Los distintos escenarios eruptivos se definen principalmente en base a los siguientes dos aspectos: (1) Dinamismo eruptivo, es decir los tipos de erupciones que podrían acontecer en el volcán Villarrica, y (2) La magnitud de las erupciones, estas se establecen en base al conocimiento de la historia geológica del volcán y su evolución, y la distribución de sus productos.

Además de la naturaleza de la erupción en sí, se debe considerar la interacción y la transferencia de calor que ocurre entre los productos incandescentes de ésta y la cobertura de nieve o hielo del volcán, como también el tamaño o área del glaciar susceptible a interactuar con los productos volcánicos. A grandes rasgos, los fenómenos altamente energéticos, como flujos piroclásticos, favorecen la interacción y la transferencia de calor, y eventos menos energéticos como flujos de lava, caída de tefra, o impacto de fragmentos balísticos tienen una interacción menor (Samaniego *et al.*, 2011).

Entre los principales fenómenos volcánicos que pueden fundir o desestabilizar un casquete de hielo y/o nieve se encuentran los siguientes:

- La caída de tefra y el bombardeo de fragmentos balísticos durante una erupción del tipo estromboliana o vulcaniana (sin generación de flujo u oleadas piroclásticas). Estos fragmentos pueden penetrar el casquete glaciar, provocando alguna interacción entre ellos y el hielo y/o nieve, sin embargo la transferencia de calor de esta manera no resulta muy efectiva, aunque si se trata de un gran volumen de

material, podría generarse una avalancha mixta de roca y nieve debido a la desestabilización de la ladera (Pierson y Janda, 1994).

- La circulación de un flujo de lava por sobre el glaciar. Esto permitiría una mayor interacción y transferencia de calor entre la roca caliente y el glaciar que el fenómeno anterior. Sin embargo, esta interacción estaría localizada en los alrededores de los flancos por los cuales desciende la lava (Samaniego *et al.*, 2011), y el volumen de hielo o nieve fundido estaría limitado al tamaño del canal de lava formado sobre el glaciar, que a su vez dependería entre otros factores como la viscosidad de la lava y la tasa efusiva.
- Las corrientes de densidad piroclásticas diluidas (surge u oleadas piroclásticas), las que pueden provocar la erosión de la capa superficial del glaciar, especialmente la correspondiente a nieve y neviza (Pierson *et al.*, 1990; Thouret, 1990), haciendo más eficiente la transferencia de calor.
- Los flujos piroclásticos densos. Éstos causarían erosión térmica y mecánica del glaciar, provocando una importante interacción entre los productos volcánicos calientes y el glaciar, esto repercutirá en un porcentaje elevado de fusión del glaciar respecto a los fenómenos anteriores (Major y Newhall, 1989; Waitt *et al.*, 1994; Walder, 2000a).

Además de los fenómenos volcánicos mencionados anteriormente, existen otros factores que pueden influir en el debilitamiento del casquete glaciar y/o en la génesis de un lahar, estos también deben considerarse, al menos cualitativamente, a la hora de evaluar la generación de lahares. Estos factores son:

- El grado de fracturamiento del glaciar, producido por factores climáticos o actividad sísmica, fumarólica o freática que antecede a la fase paroxismal de la erupción (Thouret *et al.*, 1990). Este fracturamiento puede aumentar la superficie del glaciar expuesta al contacto con los materiales calientes, así como también permitir la

acumulación de escombros en las grietas glaciales, favoreciendo la transferencia de calor.

- La fragmentación del magma. Esto debido a que un magma más fragmentado provocaría la emisión de partículas piroclásticas más finas, con la consecuencia de un aumento en la superficie de contacto entre la partícula caliente y el hielo, favoreciendo la transferencia de calor. Así, una erupción altamente explosiva con la generación de flujos piroclásticos de pómez, tendrá un mayor impacto en el derretimiento del glaciar que una erupción menos explosiva que genere flujos piroclásticos de escoria (Samaniego *et al.*, 2011).
- La composición del magma, la cual controla el tipo de erupción, los productos, explosividad, etc. Además magmas andesíticos basálticos o basálticos como los del Villarrica, tienen mayores temperaturas de erupción (950 – 1200 °C), que magmas dacíticos o riolíticos (<900°C).
- La morfología del edificio volcánico. En el caso del Villarrica la presencia de una antigua caldera forma una gran depresión de 6.5 x 4.2 km (Calderas 1 y 2), permitiendo una gran extensión para la acumulación de hielo y nieve. Además, la existencia de una pequeña caldera a 2.400 m.s.n.m (Caldera 3), produce un quiebre estructural de pendiente, que favorece la acumulación de lavas subglaciares durante erupciones efusivas con la consecuente formación de pequeños lagos subglaciales, los que pueden eventualmente fracturarse por efectos de buoyancia, liberando un gran volumen de agua de manera súbita, como lo observado en 1971 (Naranjo y Moreno, 2004). Además la propia pendiente del volcán es una característica que podría determinar la ocurrencia de lahares, ya que pendientes más empinadas generan laderas más inestables.
- Las erupciones fisurales y su orientación también podrían determinar la ocurrencia o no de un lahar, esto, ya que determinadas orientaciones alrededor del edificio tienen una mayor acumulación de hielo o nieve, y disponen de más sedimentos removibles, como también de una topografía que podría favorecer el descenso de los flujos.

Es necesario recalcar que los escenarios eruptivos aquí definidos no corresponden a una erupción “tipo”, o a casos específicos de erupciones, sino que se refieren a rangos del comportamiento volcánico agrupables por sus similitudes y por las necesidades del presente estudio, y que son esperables dentro del dinamismo eruptivo del volcán. Los escenarios eruptivos se presentan a continuación:

4.1.1. Escenario 1: Erupción hawaiana – estromboliana moderada (IEV = 1)

Este escenario corresponde a eventos pequeños, donde la actividad radica en leves explosiones estrombolianas, emisión de piroclastos, columnas de gases y cenizas de no más de unos 1.000 m, y la emisión de flujos de lava principalmente desde el cráter central con tasas eruptivas menores a los 100 m³/s (tasa eruptiva crítica para la generación de lahares según Geoestudios (2013)). En ciertos volcanes y en determinados periodos de tiempo esta actividad podría presentarse de manera cuasi – continua, y en algunos casos podría evolucionar hacia una erupción de mayor magnitud (Samaniego *et al.*, 2011). Ejemplos reciente de este tipo de erupciones en el volcán Villarrica serían las erupciones de 1977, 1983, 1992 y 1994, entre otras.

En caso de ocurrir una actividad volcánica sostenida y continua, consistente en emisión de lava y/o explosiones estrombolianas durante varias horas e incluso días, el principal fenómeno que podría afectar al glaciar serían el impacto de fragmentos balísticos producidos por las explosiones y/o fuentes de lava (Samaniego *et al.*, 2011). La interacción producida en este caso entre los productos volcánicos incandescentes y el hielo sería muy menor respecto a lo que ocurre con otros fenómenos volcánicos (por ejemplo, flujos piroclásticos). Según Major y Newhall (1989), la caída de piroclastos funde una cantidad muy limitada de hielo y/o nieve por lo que consideran muy poco probable que se puedan producir lahares directamente, sin embargo, podrían generarse avalanchas mixtas de nieve y roca (Pierson y Janda, 1994), las que podrían evolucionar aguas abajo hacia flujos de lodo y escombros de limitado alcance. Para este último caso, Samaniego *et al.* (2011) considera que solo se vería afectada la cobertura de nieve y neviza del glaciar.

Cabe mencionar que en este escenario, el flujo lahárico y su volumen no serían generados de manera inmediata, sino que el volumen de agua se iría generando a medida que la actividad volcánica se prolonga durante varias horas o días, hasta desestabilizar completamente la capa de nieve y formar una avalancha compuesta de nieve, roca y agua que eventualmente evolucionaría en un flujo lahárico

4.1.2. Escenario 2: Erupción estromboliana (IEV = 2)

Este escenario es similar al anterior, en cuanto a sus características y a su recurrencia histórica, pero se presenta con un aumento en la explosividad, y erupciones que van de estrombolianas más vigorosas a vulcanianas leves. La diferencia con el escenario anterior radica en que los fenómenos se incrementan en su magnitud, es decir se observan columnas eruptivas mayores al del escenario 1 (hasta 3.000 m), las tasas de efusión pueden ser mayores a 100 m³/s, se generarían erupciones fisurales, y algunas explosiones freatomagmáticas. Ejemplos de este tipo de erupciones lo constituyen las dos últimas erupciones donde se han registrado lahares en el volcán Villarrica, estas son las erupciones de 1964, y 1971, y también las erupciones de 1980, 1984 y 1991.

La fusión que afectaría al glaciar en este escenario sería mayor al escenario anterior, esto pues la actividad en este caso sería más explosiva, y habrían flujos de lava con altas tasas efusivas, que como ya se mencionó son fenómenos moderadamente eficientes en cuanto a la transferencia de calor entre el hielo y el producto incandescente.

Los lahares producidos en este tipo de erupciones son principalmente gatillados por las coladas de lavas, las cuales históricamente en el volcán Villarrica han sido de composición basálticas – andesíticas. Estas coladas pueden fundir directamente el glaciar desde su superficie, o bien, provocar fusión en la base del glaciar para formar pequeños lagos subglaciares, esta interacción hielo – lava se ve afectada

favorablemente por la morfología del edificio volcánico, y está en directa relación con las dimensiones de la colada de lava, tal como se mencionó en los párrafos anteriores.

Un punto importante respecto a estas coladas es que en el caso de erupciones fisurales, sus trayectorias dependen tanto de la estructura interna del cono y su régimen de esfuerzos (ver punto 2.5), la inyección de magma, y también de los posibles caminos que encuentre en superficie. Estas variables, hacen difícil la predicción de las posibles rutas que las lavas y lahares tomarán, pues solo una pequeña variación en la orientación de la fisura, hace que el fenómeno lahático afecte a una u otra cuenca, con un determinado volumen, o, que en definitiva no ocurra.

4.1.3. Escenario 3: Erupción estromboliana vigorosa – vulcaniana (IEV = 3)

Corresponde a un escenario moderadamente explosivo caracterizado por actividad estromboliana altamente vigorosa hasta una de tipo vulcaniana, con columnas eruptivas que alcanzan entre los 8.000 – 10.000 m, y fenómenos volcánicos tales como importante caída de tefra en las proximidades del volcán, generación de flujos y oleadas piroclásticas de alcance proximal por todos los flancos, avalanchas volcánicas, flujos de lava con altas tasas eruptivas, sismicidad, entre otros. La última erupción de este tipo ocurrió el año 1948, y corresponde a la erupción más grande del siglo XX, en ella se generaron pequeños flujos piroclásticos e importantes emisiones de lava. Algunos autores también clasifican a la erupción de 1963 con un IEV = 3 (Dzierma y Wehrmann, 2010; Van Daele *et al.*, 2014), sin embargo, dadas las características de tal erupción descritas por Casertano (1963b,c) y Moreno (1993), es más factible que esta erupción haya tenido un IEV = 2, en acuerdo con lo asignado por Petit - Breuilh y Lobato (1994). Para tener una idea, el flujo de lava más grande ocurrido en la erupción de 1948 corresponde a una lava con morfología Aa, con un espesor en sus zonas proximales de 8 m, y de 15 m en su frente, alcanzando ~11 km de longitud, de las imágenes aéreas se observa que esta colada de lava tienen en promedio un ancho de unos 50 m. Por otro lado, Moreno (1993), estima la tasa de efusión para esta erupción en ca. 500 m³/s, cifra cinco veces superior al umbral necesario para la generación de lahares según este mismo autor. Otro ejemplo de un evento clasificado dentro de este escenario

corresponde a la erupción histórica de 1640, aunque los relatos sobre esta erupción son algo inciertos, el trabajo de Van Daele *et al.*, (2014), confirma la ocurrencia de este evento en el Villarrica junto con la ocurrencia de lahares, esto basado en su análisis estratigráfico a los sedimentos de los lagos Villarrica y Calafquén.

La generación de lahares en este escenario sería casi segura, y estaría determinada por las altas efusiones de lava, y los flujos piroclásticos, además, ciertos procesos anexos a la erupción, como sismos volcánicos y avalanchas, podrían favorecer el debilitamiento del glaciar y la generación de lahares.

4.1.4. Escenario 4: Erupción vulcaniana – pliniana (IEV \geq 4)

Se trata de un escenario altamente explosivo, de tipo vulcaniano o pliniano, del cual no se tiene registros en tiempos históricos. Los volúmenes (no ERD) superarían los 0.1 km³, con columnas eruptivas de al menos 10.000 m.s.n.m. Las emisiones de tefra alcanzarían una distribución e impacto a escala regional, y los flujos piroclásticos, originados por el colapso de la columna eruptiva, se desplazarían por todos los flancos del volcán, con un gran alcance. Clavero y Moreno (1994) y Clavero (1996), definen dos eventos post glaciales altamente explosivos, correspondientes a las ignimbritas Licán (13.850 años A.P), y Pucón (3700 años A.P.), las cuales por sus volúmenes y por las consecuencias en el edificio volcánico (formación de calderas), (ver apartado 2.3.1), se pueden asignar a una evento de tipo pliniano. En el siglo XX, es posible encontrar ejemplos de este tipo de erupciones en otros volcanes de la ZVS y del mundo, como los son las erupciones del Quizapú (1932), Santa Helena (1980), Pinatubo (1991), y Chaitén (2008), entre otros.

Un análisis de la evolución geológica del Villarrica a partir del trabajo de Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006), indica que en él se han registrado un total de 17 eventos explosivos desde los últimos 14.000 años (Unidades Villarrica 2 y 3), incluyendo las ignimbritas Licán y Pucón. Esto daría una recurrencia promedio de 823 años, por lo que, considerando que el depósito piroclástico asociado a un evento de este tipo más reciente tiene una edad reportada por Moreno y Clavero (2006) de 530 \pm

50 años A.P., se estaría dentro de un intervalo promedio de inactividad de tipo explosiva. Si bien estos tiempos de recurrencia son solo una herramienta estadística y no tienen por qué representar fielmente lo que ocurre en la realidad, ha pasado suficiente tiempo con numerosas erupciones efusivas, como para pensar que el volcán ha entrado en una fase más bien efusiva (Moreno, 1993).

En este escenario, el casquete glaciar resultaría severamente afectado, según Major y Newhall (1989), el principal fenómeno generador de lahares son los flujos piroclásticos o las avalanchas volcánicas producidas por explosiones que destruyen parte o la totalidad del cono volcánicos (e.g. Monte Santa Helena, 1980). La alta capacidad de gatillar lahares de los flujos piroclásticos radica en que éstos afectan al glaciar tanto por el tránsito por encima del hielo y/o nieve (abrasión mecánica), como por la diferencia de temperaturas entre el material piroclástico y el hielo (abrasión térmica). Sumado a los procesos anteriores, los movimientos sísmicos que pueden acompañar estos tipos de erupciones producirían un mayor debilitamiento del glaciar, favoreciendo la fusión de éste, y llegando a producir importantes deslizamientos de masas de hielo hacia los márgenes exteriores del volcán. A diferencia del escenario anterior, para estos eventos los flujos piroclásticos serían de gran alcance, y estarían constituidos por un mayor porcentaje de material fino (cenizas), lo cual facilitaría la transferencia de calor entre el material piroclástico y el hielo. Además, de acuerdo a lo ocurrido en las erupciones de las ignimbritas Licán y Pucón, es posible que para este escenario ocurra un colapso del edificio volcánico y la formación de una caldera, en cuyo caso el casquete glaciar sería gravemente afectado y probablemente desaparecería en su totalidad, junto con una parte del edificio.

La liberación de agua y la generación de lahares serían prácticamente de manera instantánea, esto debido a la alta velocidad que alcanzarían los flujos, los que pueden alcanzar hasta los 14 m/s según Naranjo y Moreno (2004) para la erupción del Villarrica en 1971, y a la corta distancia que hay entre la cima del cráter y el límite inferior de hielo/nieve (4 km aproximadamente en la mayoría de las cuencas).

4.2. Análisis estadístico y probabilidad de ocurrencia de los escenarios eruptivos

Como ya se ha mencionado anteriormente, abordar el problema de la valoración del riesgo requiere de la valoración del peligro de una zona determinada a ser afectada por un proceso natural de potenciales consecuencias nefastas. En este punto, se buscará realizar una evaluación del peligro de inundación por lahares para el área de estudio, tarea que puede hacerse de manera cualitativa; o de manera cuantitativa, para lo cual es necesario establecer de forma numérica la probabilidad de ocurrencia del fenómeno en estudio, para un tiempo futuro. Este trabajo pretende en una primera instancia valorar el peligro de acuerdo a la segunda alternativa, lo cual se hará considerando las erupciones volcánicas como un proceso estocástico (*i.e.* no determinístico), para así, con la utilización de este tipo de modelos, y gracias a: (1) los trabajos de recopilación histórica sobre las erupciones del Villarrica (Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Proyecto Observación Villarrica Internet, POVI), (2) los trabajos sobre la evolución y geología del volcán (Moreno *et al.*, 1994; Clavero, 1996; Clavero y Moreno, 1994; Moreno y Clavero, 2006; entre otros), y (3) los estudios sobre series de tiempo de erupciones (Muñoz, 1983; Polanco y Clavero, 2003; Dzierma y Wehrmann, 2010; Van Daele *et al.*, 2014); sumando además las herramientas de análisis estadístico descritas por De La Cruz – Reyna (1991; 1993; 1996) y por Mendoza-Rosas y De La Cruz-Reyna (2008; 2009; 2010); estimar la probabilidad de ocurrencia de los distintos escenarios definidos anteriormente para distintos intervalos de tiempo.

Para hacer esta tarea se abordará el problema tomando en cuenta dos tipos de datos. Primero, en el caso de erupciones más pequeñas y poco explosivas como lo son las erupciones de los escenarios 1, 2 y 3, se usarán los datos del registro histórico de erupciones (tabla 11.1, Anexos) para los análisis estadísticos, y se discutirán los resultados de cálculos de probabilidades de erupciones futuras obtenidos en trabajos previos (Polanco y Clavero, 2003; Dzierma y Wehrmann, 2010), además se discutirán los resultados obtenidos por Van Deale *et al.* (2014) en base a la estratigrafía reciente (últimos 500 años) de los lagos Villarrica y Calafquén, esto último con el fin determinar la aplicación directa de dichos resultados en este trabajo. Por otro lado, para las

erupciones explosivas, que entran en la categoría del escenario 4, se usarán los datos del registro geológico (ver sección 2.3., y tabla 11.2 de anexos) con el fin de estimar la recurrencia promedio de los eventos y sus probabilidades de ocurrencia en el futuro.

La razón de abordar el problema de esta forma radica en que para el caso de las erupciones de baja explosividad y menor IEV (escenarios 1, 2 y 3), que son por lejos las más recurrentes en el Villarrica, su registro en tiempos remotos, anteriores a la colonización española, es prácticamente nulo, esto pues este tipo de erupciones al ser de menor magnitud reparten sus productos de forma más bien proximal, y éstos al poseer poco volumen son altamente susceptibles a desaparecer por retrabajo posterior, y por lo tanto no dejar huellas en la columna estratigráfica del volcán. Así, obtener una cronología eruptiva para este tipo de eventos en tiempos previos a los de las crónicas escritas de la zona es prácticamente imposible. Para el caso de las erupciones explosivas (Escenario 4), no se tiene registro de ellas en tiempos históricos, por lo tanto se hace imperioso buscar en el registro geológico este tipo de eventos para realizar una adecuada cronología eruptiva explosiva, confiando en que debido a su magnitud, todas estas erupciones quedan registradas en la columna estratigráfica del volcán.

Es necesario realizar un par de observaciones en este punto. Primero, las probabilidades aquí entregadas son una estimación estadística de primer orden, y no pretenden pronosticar la fecha ni magnitud de una futura erupción en el volcán Villarrica. Por otro lado, el objetivo que se persigue, es entender cuál o cuáles escenarios son más probables que otro, y en qué orden de magnitud, es decir tener probabilidades relativas de la ocurrencia de los distintos escenarios eruptivos. Esto, es suficiente para las implicancias de este trabajo, una de las cuales pretende ser la gestión del riesgo y la emergencia, y la planificación territorial, para lo cual es necesario conocer: (1) La probabilidad de cada escenario, (2) De qué manera se comportarían tales escenarios, y finalmente, (3) Cómo afectarían los distintos escenarios a la población. Esto es distinto a apuntar el hacia una metodología predictiva de erupciones, para lo cual además se necesitan conocer otras variables y usar otras técnicas, aquí no descritas.

La segunda observación, es el hecho de que el fenómeno natural que aborda este trabajo, no es una erupción volcánica en sí, sino que son los lahares, es decir un proceso específico, que puede ocurrir o no dentro de una determinada erupción. Ahora bien, determinar la probabilidad de que ocurra un lahar dado cierto escenario eruptivo, *i.e.*, $P(\text{Ocurra lahar} | \text{Escenario eruptivo } X)$, de una manera cuantitativa, es una tarea bastante complicada y que involucraría un alto grado de incertidumbre, esto debido a la multiplicidad de factores que interaccionan a la hora de generarse un lahar. Por lo tanto se determinará de manera cuantitativa las probabilidades de ocurrencia de los distintos escenarios eruptivos, y se realizará un análisis multicriterio (en base a lo discutido en los párrafos de la sección 4.1.), para analizar la potencialidad de los distintos escenarios para generar lahares, y determinar semi cuantitativamente una probabilidad de ocurrencia de lahar.

4.2.1. Proceso de Poisson

Son variados los autores que han modelado los eventos volcánicos como procesos estocásticos de Poisson tanto a nivel global (De La Cruz-Reyna, 1991; 1993), como en volcanes particulares como el Villarrica (Muñoz, 1983; Polanco y Clavero, 2003; Dzierma y Wehrmann, 2010); en este estudio se trabaja con esa hipótesis, demostrándola para el caso de erupciones explosivas del Villarrica, y aplicando los resultados directamente.

Una distribución de Poisson, tiene la siguiente forma matemática:

$$P(X) = \frac{\lambda^x e^{-\lambda}}{x!} \quad (1)$$

Donde λ es la tasa promedio de erupciones ocurridas por unidad de tiempo, *i.e.* el número total de erupciones dividido por el número total de intervalos Δt considerados; y $P(X)$ es la probabilidad de que X erupciones ocurran en un intervalo dado. Para un caso simplificado e ideal, los eventos, como las erupciones volcánicas, modeladas como procesos poissonianos cumplen las siguientes características (para las definiciones matemáticas y derivación de estas propiedades ver, entre otros, Cox y Lewis, 1966):

- 1) Ocurren raramente, es decir son una excepción, por lo tanto la probabilidad de que dos o más eventos ocurran contemporáneamente es casi nula.
- 2) Los eventos son independientes, esto quiere decir que la probabilidad de que un evento ocurran en un determinado intervalo de tiempo es independiente de lo que ha pasado en el intervalo pasado, a menos que los intervalos se traslapen.
- 3) La probabilidad es constante en el tiempo, esto se conoce como la propiedad de falta de memoria.

Un último apunte respecto a esta distribución es que el análisis estadístico presente en este trabajo considera al proceso eruptivo del volcán Villarrica como un proceso de Poisson estacionario, esto quiere decir que la tasa de erupciones por unidad de tiempo (λ), se considera constante. Esta simplificación es validada por Dzierma y Wehrmann (2010) (Ver figura 11.1 en anexos), para tiempos recientes (desde 1730 en adelante), y confirmado en el posterior trabajo de Van Daele *et al.* (2014); aunque en estricto rigor, la dependencia de λ con el tiempo es de esperar a medida que puedan ir cambiando los regímenes eruptivos, esto por distintos motivos tanto externos al volcán (e.g. climáticos), motivos tectónicos, como también motivos internos, propios del magmatismo. Una de las consecuencias de considerar este proceso de Poisson como un caso estacionario simple, es que el proceso da lugar a una función de probabilidad de distribución exponencial (Dzierma y Wehrmann, 2010; Polanco y Clavero, 2003) con la siguiente forma:

$$P(\text{Ocurrencia}) = 1 - e^{(-\lambda t)} \quad (2)$$

Donde $P(\text{Ocurrencia})$, es la probabilidad de ocurrencia de al menos una erupción en un lapso de tiempo t , y λ es la tasa de erupciones por unidad de tiempo.

4.2.2. Probabilidad escenario 1

Resulta difícil encontrar un patrón eruptivo claro para erupciones de pequeña magnitud (i.e. erupciones de $IEV = 0 - 1$), lo que hace que el análisis estadístico no

tenga mayor validez. Esto ha sido comprobado por De La Cruz-Reyna (1991; 1993), quien encuentra que estos patrones se alejan significativamente de un comportamiento poissoniano, con los datos disponible a nivel global y en el volcán Colima (México), respectivamente. Esta situación se repite en el Villarrica, donde se comparan los valores observados de ocurrencia de erupciones en intervalos de 10 años comprendidos entre 1730 y 2010, con los valores esperados de acuerdo a una distribución de Poisson para los mismos intervalos y ventana de tiempo, encontrándose grandes diferencias entre ambos valores.

En la tabla 4.1 y la figura 4.1, pueden observarse las diferencias discutidas anteriormente entre el valor observado y el esperado de acuerdo a un modelo de Poisson, la tabla mencionada, muestra además las siguientes columnas: "CALC", que se refiere al valor esperado de esa probabilidad calculado como $N \cdot P(x)$ (con N el número total de intervalos); "OBS", que describe el comportamiento observado; y las columnas "H", " $\sum P(X)$ ", " $\sum (OBS/N)$ ", y "DN"; y los valores " χ^2 " y "DNmax"; que hacen referencia a la calidad del ajuste, tal como se explica a continuación.

El ajuste entre los valores reportados y los valores esperados es examinado mediante dos métodos independientes: (1) Chi – Cuadrado y (2) Kolmogorov – Smirnov. La columna H en la tabla 4.1 muestra los valores de $(CALC - OBS)^2 / CALC$, y la suma de esos valores, χ^2 , corresponde al valor Chi-cuadrado de discrepancia entre las frecuencias observadas y las esperadas. Las columnas $\sum P(X)$, $\sum (OBS/N)$, y DN muestran respectivamente, la probabilidad de Poisson acumulada, la frecuencia observada relativa acumulada, y el valor absoluto de sus diferencias $|\sum P(X) - \sum (OBS/N)|$, para cada valor de X. DNmax corresponde a la diferencia absoluta más grande, este último valor se usará para realizar el test de bondad de ajuste de Kolmogorov – Smirnov (Una mayor profundización respecto a la metodología estadística utilizada se puede encontrar en los trabajos de De La Cruz- Reyna (1991, 1993,1996), Dzierma *et al.* (2010); y las referencias citadas en esos trabajos

Tabla 4.1. Valores esperado con una distribución de Poisson y recurrencia observada (tabla 11.2 de anexos) para erupciones en el Villarrica con IEV = 1. N = 28. $\Delta t = 10$ años, $\lambda = 26/28$.

IEV = 1 ; $\Delta t = 10$ años; N = 28; $\lambda = 26/28$							
X	P(X)	CALC	OBS	H	$\Sigma P(X)$	$\Sigma (OBS/N)$	DN
0	0,3951	11,0633	13	0,3390	0,3951	0,4643	0,0692
1	0,3669	10,2731	10	0,0073	0,7620	0,8214	0,0594
2	0,1703	4,7696	3	0,6566	0,9324	0,9286	0,0038
3	0,0527	1,4763	0	1,4763	0,9851	0,9286	0,0565
4	0,0122	0,3427	0	0,3427	0,9973	0,9286	0,0688
5	0,0023	0,0636	1	13,7752	0,9996	0,9643	0,0353
6	0,0004	0,0099	1	99,5309	0,9999	1,0000	0,0001
7	0,0000	0,0013	0	0,0013	1,0000	1,0000	0,0000
			χ^2	116,1293	DN max		0,0692

El resultado del test de bondad del ajuste se muestra en la tabla 4.2, En él se ve que la hipótesis de distribución de Poisson no se acepta para el 0.1 nivel de significancia, con esto se descarta de plano la hipótesis sin necesidad de corroborar con el otro test la bondad del ajuste.

Este desajuste encontrado en la distribución de Poisson podría deberse a varios motivos, el primero podría ser la dificultad en el muestreo de todas las erupciones de baja magnitud, sobre todo las más antiguas, esto debido a su impacto más localizado, lo que limita el número de testigos y podría hacer que algunos eventos hayan pasado

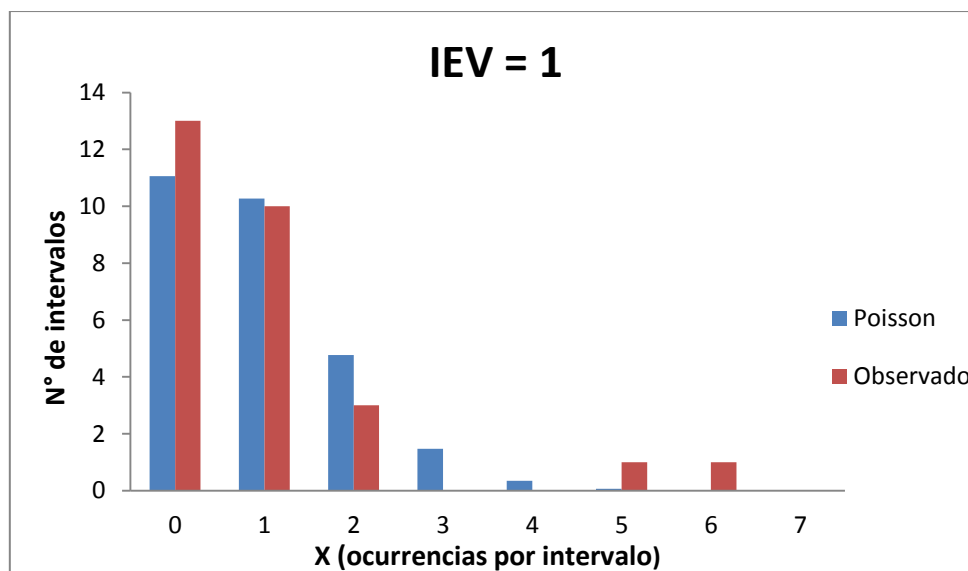


Figura 4.1. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con IEV =1, para el periodo entre 1730 y 2010 (Tablas 4.1 y 11.2)

inadvertidos, y a que existe dificultad para separar tal actividad en eventos singulares, por lo que un mismo evento podría ser contado más de una vez. Otro motivo podría ser la dificultad para cuantificar eventos de menor magnitud, y cómo el Índice de Explosividad Volcánica (IEV) es definido (Newhall y Self, 1982) para magnitudes pequeñas, donde sutiles diferencias pueden cambiar la clasificación, e insuficiencias en los depósitos, o subjetividad en los relatos de testigos podrían distorsionar las magnitudes reales alcanzada por la erupción.

Tabla 4.2. Test de bondad de ajuste para la distribución de Poisson. χ^2 corresponde al valor de Chi-Cuadrado obtenido de la tabla 4.1. χ^2_{90} , Valor de tablas de estandarización de test de bondad de ajuste para un 0.1 nivel de significancia. G.L. corresponde a los grados de libertad = $h - 1 - m$, donde h es el número de salidas, y m , el número de parámetros usados en la estimación de las frecuencias.

IEV	G.L.	χ^2	χ^2_{90}	¿Se acepta distribución de Poisson?
1	6	116,1293	10,645	No

Por lo discutido anteriormente es que la estimación de la probabilidad de ocurrencia de lahar dado este escenario se hará de manera semi cuantitativa, y comparando directamente la frecuencia de erupciones con IEV =1 que presentan lahar y las que no, como se muestra en el histograma de la figura 4.2, construido a partir de los datos recopilados del registro histórico y del trabajo de Van Daele *et al.* (2014), (ver tablas 11.1 y 11.3 del anexo).

Como se observa en la figura, de un total de 29 erupciones en 363 años comprendidos entre 1647 y 2010 reportadas con IEV = 1 (lo que corresponde a un promedio de una erupción cada 12,5 años), en cerca de un 90% de ellas no se presentan lahar, y solo en un 10%, correspondiente a 3 erupciones, sí. Si bien este es un dato que, debido a las limitaciones discutidas más arriba, no tiene la validez suficiente como para calcular una probabilidad, es una buena aproximación para tener una noción respecto a que tan probable es que ocurra un lahar en este escenario, definido como uno de baja magnitud, donde los lahares podría provocarse por una desestabilización de la ladera del casquete glaciar, desencadenada por una gran acumulación de fragmentos balísticos y tefra en una alta pendiente, generando una avalancha mixta de hielo, nieve y roca (Manville *et al.*, 2000).

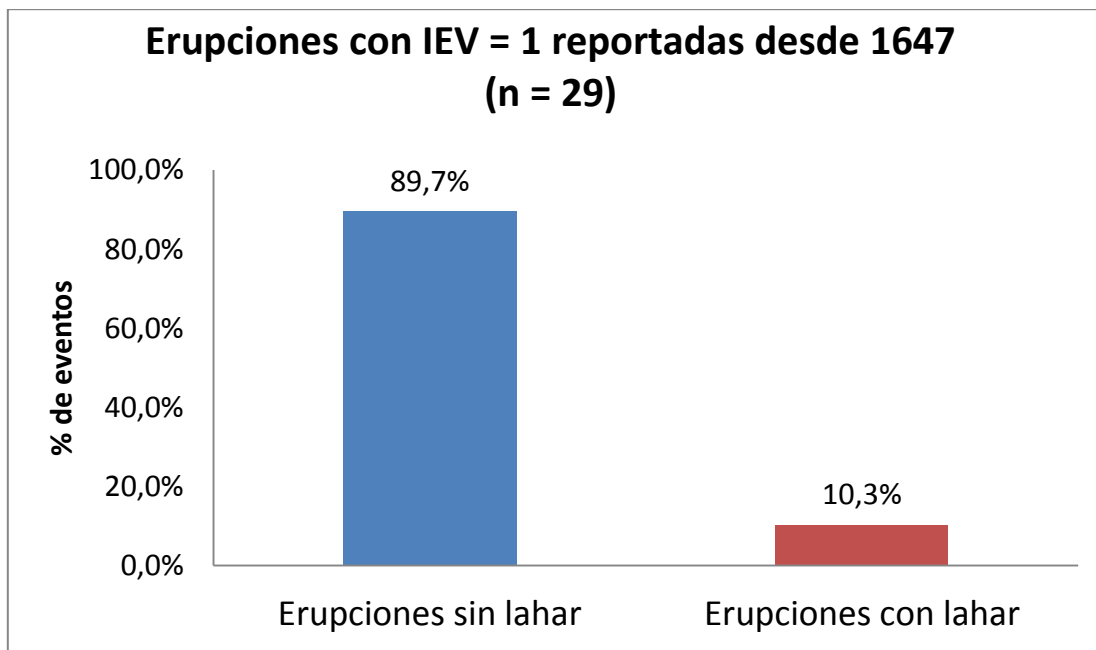


Figura 4.2. Histograma de frecuencias de erupciones de IEV = 1 que presentan lahar y erupciones sin lahar asociado.

4.2.3. Probabilidad escenario 2

Siguiendo un procedimiento similar al utilizado para el caso anterior, se comparan los valores de recurrencia esperados para un proceso de Poisson versus las ocurrencias observadas en el registro histórico (tabla 4.3, figura 4.3) encontrándose con buenos resultados para los test de bondad de ajuste (tablas 4.4. y 4.5), pero que sin embargo, a juicio de este autor, este único criterio no es concluyente para determinar un régimen eruptivo para este caso, ya que no se aprecia un patrón absolutamente claro en el comportamiento observado, ni se tiene certeza respecto de la validez del muestreo ni de la cuantificación de las magnitudes de los eventos, tal como se discutió algunos párrafos atrás.

Tabla 4.3. Valores esperado con una distribución de Poisson y recurrencia observada (a partir de tabla 11.2 de anexos) para erupciones en el Villarrica con IEV = 2. N = 28. $\Delta t = 10$ años, $\lambda = 41/28$.

IEV = 2 ; $\Delta t = 10$ años; N = 28; $\lambda = 41/28$							
X	P(X)	CALC	OBS	H	$\sum P(X)$	$\sum (OBS/N)$	DN
0	0,2397	6,7102	7	0,0125	0,2397	0,2500	0,0103
1	0,3424	9,5860	9	0,0358	0,5820	0,5714	0,0106

Continúa en página 66

Continuación tabla 4.3.

IEV = 2 ; $\Delta t = 10$ años; N = 28; $\lambda = 41/28$							
X	P(X)	CALC	OBS	H	$\Sigma P(X)$	$\Sigma (OBS/N)$	DN
2	0,2445	6,8472	9	0,6769	0,8266	0,8929	0,0663
3	0,1164	3,2606	0	3,2606	0,9430	0,8929	0,0501
4	0,0416	1,1645	2	0,5995	0,9846	0,9643	0,0203
5	0,0119	0,3327	1	1,3383	0,9965	1,0000	0,0035
6	0,0028	0,0792	0	0,0792	0,9993	1,0000	0,0007
			χ^2	5,9903	DN max		0,0663

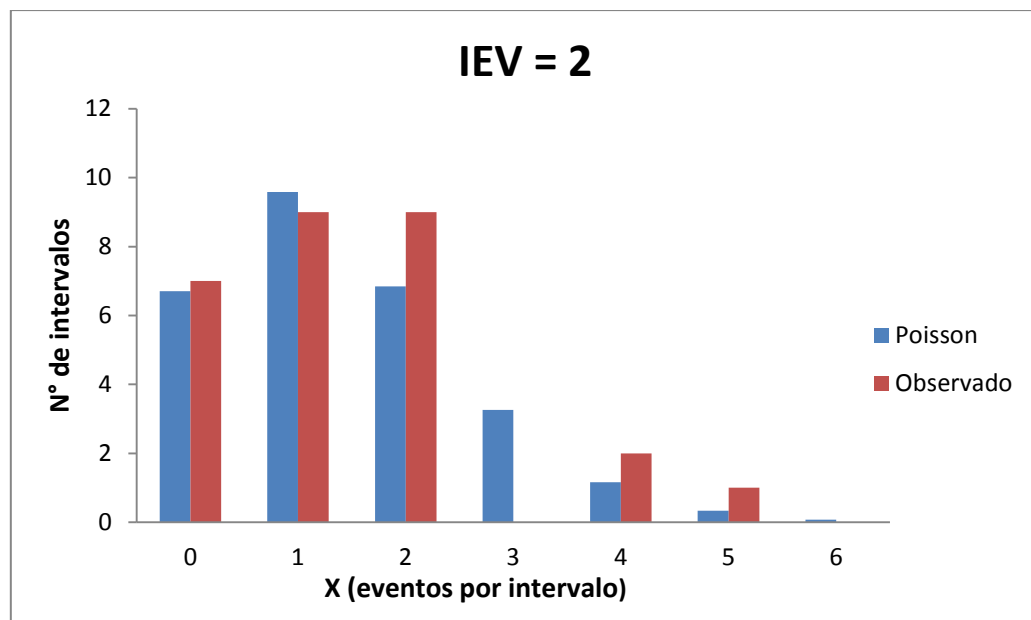


Figura 4.3. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con IEV =2, para el periodo entre 1730 y 2010 (Tablas 4.2 y 11.2)

Tabla 4.4. Test de bondad de ajuste Chi – Cuadrado para el patrón de distribución de Poisson de las erupciones con IEV = 2. Para explicación ver nota de tabla 4.2.

IEV	G.L.	χ^2	χ^2_{90}	¿Se acepta distribución de Poisson?
2	5	5,990	9,236	Si

Tabla 4.5. Test de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov

IEV	DN máx	K - S 90	¿Se acepta distribución de Poisson?
2	0,0751	0,2022	Si

La tabla 4.6 muestra distintas probabilidades encontradas en el presente estudio y en trabajos previos. Éstas, se refieren a la probabilidad de que al menos se presente un evento eruptivo de $IEV = 2$ o $IEV \geq 2$, en un plazo de 20 y 50 años. La probabilidad de una erupción de $IEV = 2$ encontrada en este trabajo utilizando la ecuación (2) para un plazo de 20 años es de un 94,3% la que asciende a un 99,9% a los 50 años. Si bien estos resultados pueden ser discutidos producto de las limitaciones ya mencionadas, la misma tabla muestra los resultados obtenidos por otros autores para erupciones con $IEV \geq 2$, en donde todos muestran por sobre un 75% de probabilidad de ocurrencia de una erupción dentro de 20 años, y sobre un 90% de probabilidad para un plazo de 50 años. Aunque las probabilidades anteriores hacen referencia a eventos con $IEV \geq 2$, de todos estos eventos registrados desde 1558, solo tres de ellos son de $IEV = 3$, mientras 43 son $IEV = 2$, lo que representa un 93 %, mientras que si se considera solo las erupciones desde el año 1730, espacio muestral en el que se basan los resultados de Dzierma y Wehrmann (2010), se tiene que de un total de 42 erupciones con $IEV \geq 2$, 40 son de $IEV = 2$ (i.e. un 95%), y solo 2 presentan un $IEV = 3$ (i.e. un 5%). Por lo tanto podría considerarse que las probabilidades encontradas en estos trabajos para las erupciones de $IEV \geq 2$, varían muy poco de las probabilidades esperadas para un evento de $IEV = 2$. Además, si se analizan las características definidas por Newhall y Self (1982) en su definición del IEV, se puede deducir que erupciones de $IEV \geq 3$, dada sus características , como son volúmenes eyectados superiores a los 10^7 m^3 y columnas eruptivas de más de 3.000 m difícilmente hayan pasado desapercibidas pues su impacto ya no es tan solo local, sus tamaños son de moderados a grandes, y poseen características explosivas; e incluso, si es que algunas erupciones de este tipo pasó desapercibida o se subestimó en magnitud asignándola a una erupción de $IEV = 2$, el registro histórico y la estadística respecto a erupciones de $IEV = 2$ no cambiaría mayormente. Por lo tanto, finalmente se acepta el resultado obtenido en este trabajo para la probabilidad de ocurrencia de una erupción de $IEV = 2$.

Tabla 4.6. Probabilidades de ocurrencia de al menos un evento de IEV = 2, e $IEV \geq 2$, encontradas en este trabajo y en trabajos previos, respectivamente.

IEV	Referencia	Fuente de datos	Periodo de tiempo estudiado	Distribución	λ	P (20 años*)	P (50 años*)
2	Este trabajo	Registro Histórico	280 años (1730 - 2010)	Exponencial	0,1429	94,3%	99,9%
≥ 2	Polanco y Clavero (2003)	Registro Histórico	1558 - 1984	Exponencial	0,0704	-	97,00%
≥ 2	Polanco y Clavero (2003)		1822 - 1984	Exponencial	0,1173	-	99,70%
≥ 2	Dzierma y Wehrmann (2010)	Registro Histórico	1730 - 2010	Exponencial	-	95,8%	100,0%
≥ 2	Dzierma y Wehrmann (2010)			Weibull	-	98,8%	100,0%
≥ 2	Dzierma y Wehrmann (2010)			Log - Log	-	76,5%	92,7%
≥ 2	Dzierma y Wehrmann (2010)			MOED		82,40%	98,6%
≥ 2	Dzierma y Wehrmann (2010)			MOED (Bayes)	0,0961	85,40%	99,2%
≥ 2	Van Daele et al.(2014)			Estratigrafía Lagos Villarrica y Calafquén	Últimos 500 años	Exponencial	-
≥ 2	Van Daele et al.(2014)	Weibull	-			100%	-
≥ 2	Van Daele et al.(2014)	Log - Log	-			83%	-

*Desde el año de la publicación

Para finalizar el análisis de este escenario se presenta un histograma donde se plotean las frecuencias de erupciones de $IEV = 2$ que generaron lahar y las que no (figura 4.4). De ahí se puede observar que prácticamente la mitad de las erupciones son gatillantes de lahares, donde el principal factor que condicionaría la génesis de estos flujos sería la tasa eruptiva, cuyo umbral según Geoestudios (2013) sería de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, aunque también una serie de otros elementos determinaría la ocurrencia o no de un lahar. Entre estos elementos se encuentra la cantidad de hielo y/o nieve; y de sedimento removible disponible, la orientación que toma el flujo de lava en su descenso por los flancos, la orientación de posibles fuentes fisurales, y además, la interacción de todos los factores discutidos en la primera parte de este capítulo. Debido a la multiplicidad de variables que entran en juego e interaccionan para gatillar el lahar, es que hacer una predicción sobre la ocurrencia de éstos dada una erupción como las clasificadas en el presente escenario es altamente difícil. Sin embargo, al observar la estadística de 43 erupciones, se observa que el comportamiento es prácticamente de un 50% de probabilidad de generar lahar

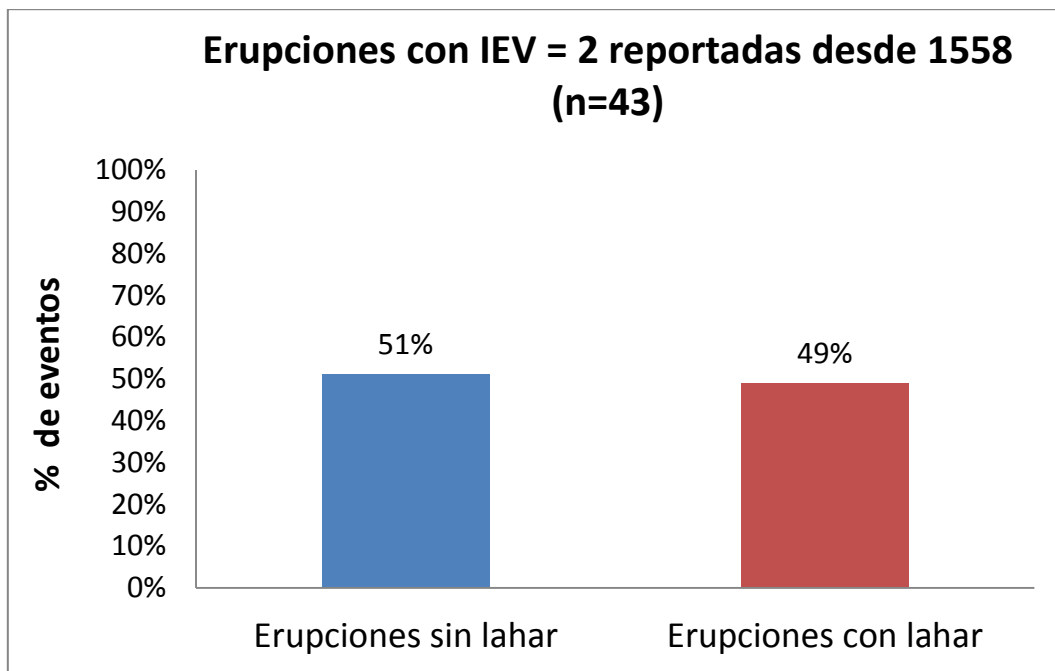


Figura 4.4. Histograma de frecuencias de erupciones de IEV = 2 que presentan lahar y erupciones sin lahar asociado.

4.2.4. Probabilidad Escenario 3

Para este escenario se cuenta con escasa información ya que solo dos eventos se han reportado históricamente, y además, ningún depósito dentro del registro geológico se ha asignado a este tipo de erupciones, esto último quizás porque no son suficientemente grandes en magnitud como para dejar un depósito en zonas más distales que resista a la erosión y permanezca en la columna. Esto hace que hacer una interpretación respecto a la recurrencia de este escenario y establecer una probabilidad con algún modelo estocástico sea complicado. Sin embargo, en este trabajo se hará una aproximación de primer orden de la probabilidad, asumiendo un comportamiento de Poisson para erupciones explosivas (De la Cruz-Reyna, 1991; Dzierma y Wehrmann, 2010; Polanco y Clavero, 2003), y usando la distribución exponencial, cuya forma se muestra en la ecuación (2). Los resultados se muestran en la tabla 4.7, donde se observa una probabilidad bastante menor que el escenario anterior, aunque igualmente considerable.

Tabla 4.7. Probabilidad de ocurrencia de al menos un evento de IEV = 3 dentro de 20 y 50 años.

IEV	Referencia	Fuente de datos	Periodo de tiempo estudiado	Distribución	$\lambda = 2/452$	P (20 años)	P (50 años)
3	Este trabajo	Registro Histórico	452 años (1558 - 2010)	Exponencial	0,0044	8,5%	19,8%

En caso de incluir a la erupción de 1963 dentro de los eventos de IEV = 3 como lo hacen los trabajos de Dzierma y Wehrmann (2010) y Van Daele *et al.* (2014), las probabilidades aumentarían respecto a las que se observan en la tabla 4.7, llegando a un 12,4% de probabilidad de ocurrencia de al menos una erupción de este tipo a un plazo de 20 años, y alcanzando un 28,2% de probabilidad a un plazo de 50 años.

Por el lado de la ocurrencia de lahares, es de esperar que prácticamente un 100% de estas erupciones presenten lahares asociados, lo que es de esperar dada las altas tasas eruptivas y la generación de flujos piroclásticos, y que se ratifica en los eventos de 1640 y 1948.

4.2.5. Probabilidad Escenario 4

Para este caso, los datos del registro geológico (tabla 10.4, en anexos) permiten hacer una buena reconstrucción estadística de la cronología eruptiva explosiva (IEV \geq 4) del volcán Villarrica. Esta cronología se ha elaborado a partir de distinta información en torno a los eventos explosivos del Villarrica disponibles en los trabajos de Moreno (1993), Clavero (1996), Clavero y Moreno (2004), Moreno y Clavero (2006), Constantini *et al.* (2010), y Silva *et al.* (2010); y asignando un IEV a cada evento en base a los volúmenes eyectados, y en acuerdo con la definición de IEV de Newhall y Self (1982). En ella se observa que la distribución de los eventos se ajusta bastante bien a un comportamiento de Poisson, tal como se puede apreciar en la tabla 4.8, y en la figura 4.6, presentando este escenario el mejor ajuste de los cuatro (tablas 4.9 y 4.10).

Tabla 4.8. Valores esperado con una distribución de Poisson, y recurrencia observada (tabla 11.5 en anexos) para erupciones en el Villarrica con $IEV \geq 4$. $N = 70$. $\Delta t = 200$ años, $\lambda = 11/70$.

IEV ≥ 4 ; $\Delta t = 200$ años; $N = 70$; $\lambda = 11/70$							
X	P(X)	CALC	OBS	H	$\Sigma P(X)$	$\Sigma (OBS/N)$	DN
0	0,85458197	59,8207377	59	0,0113	0,8546	0,8429	0,0117
1	0,13429145	9,40040164	10	0,0382	0,9889	0,9857	0,0032
2	0,01055147	0,73860299	1	0,0925	0,9994	1,0000	0,0006
3	0,0005527	0,03868873	0	0,0387	1,0000	1,0000	0,0000
			χ^2	0,1807	DN max		0,0117

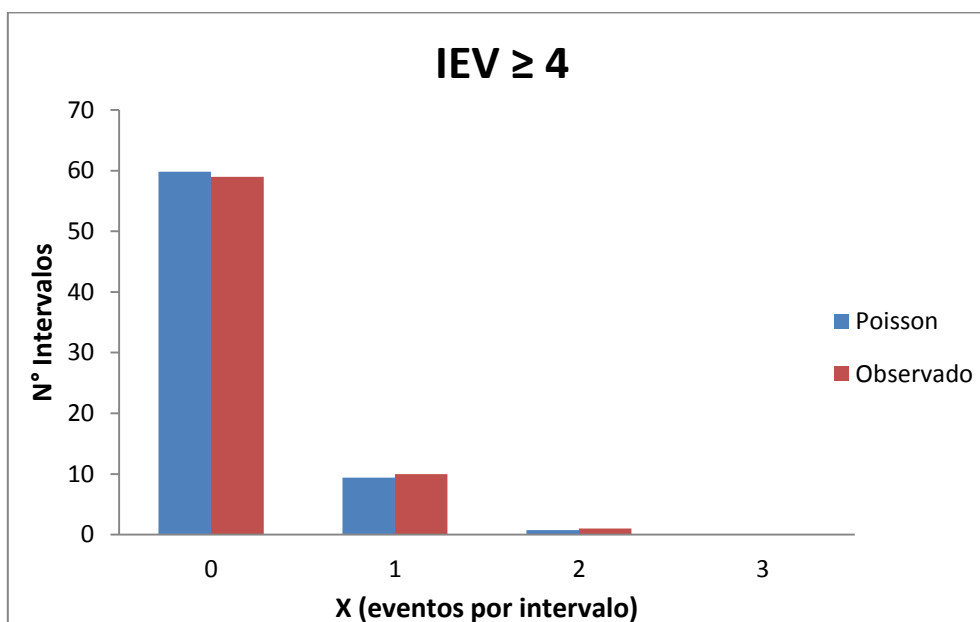


Figura 4.5. Distribución de Poisson esperada y distribución observada de erupciones con $IEV \geq 4$, para el periodo desde los 14.000 años A.P.

Tabla 4.9. Test de bondad de ajuste Chi – Cuadrado para el patrón de distribución de Poisson de las erupciones con $IEV \geq 4$.

IEV	G.L.	χ^2	χ^2_{90}	¿Se acepta distribución de Poisson?
≥ 4	2	0,13369746	4,605	Si

Tabla 4.10. Test de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov

IEV	DN máx	K - S 90	¿Se acepta distribución de Poisson?
≥ 4	0,1279	0,0123	Si

Las probabilidades calculadas con la ecuación (2) se presentan en la tabla 4.11. Para los 20 años se tiene una probabilidad de 2,3%, de ocurrencia de al menos una

erupción ≥ 4 , la que asciende a 5,6% a los 50 años, esta probabilidad es muy baja y es consistente con lo que muestra la historia geológica del volcán (ver sección 2.3). Cabe mencionar que para el cálculo de estas probabilidades solo se han considerado 12 de los 17 eventos explosivos reconocidos en la columna estratigráfica post glacial del volcán, esto, pues solo en estos 12 eventos se tiene información sobre la edad de la erupción, y la magnitud, en términos del volumen eyectado.

Tabla 4.11. Probabilidad de ocurrencia de al menos un evento de IEV ≥ 4 dentro de 20 y 50 años.

IEV	Referencia	Fuente de datos	Periodo de tiempo estudiado	Distribución	λ	P (20 años)	P (50 años)
≥ 4	Este trabajo	Registro Geológico	14000 años	Exponencial	0,0011	2,3%	5,6%

En cuanto a los flujos laháricos, su ocurrencia dado este escenario es prácticamente segura, esto por la ocurrencia de grandes flujos piroclástico y el debilitamiento del glaciar asociado a posibles colapsos parciales o totales del edificio volcánico (una discusión más completa al respecto se presenta más arriba, en el punto 4.1.4.).

Por último, cabe destacar que como se mencionó anteriormente una erupción de este tipo tendría un impacto regional, donde sumado a los lahares, otros fenómenos como la caída de tefra, las explosiones laterales, o los grandes flujos piroclásticos, entre otros, representarían una amenaza tanto o más grande que los mismo lahares para la ciudad de pucón y sus alrededores.

4.2.6. Análisis Global

En la tabla 4.12, se presenta un resumen de las probabilidades calculadas, y un análisis general para cada escenario.

Tabla 4.12. Resumen de las probabilidades calculadas, y análisis general de los distintos escenarios, y valoración del peligro.

Escenario	P _{estimada} (20 años)	P _{estimada} (50 años)	Estadística ocurrencia lahares	Análisis cualitativo	Conclusión
1 (IEV=1)	s/i	s/i	10%	La estadística muestra un promedio de 1 erupción de este tipo cada 12,5 años, donde 1 de cada 10 erupciones generaría lahar. Sin embargo esta cifra podría ser mayor dado que lahares pequeños pueden haber pasado desapercibidos. Además a este escenario pueden asociarse lahares secundarios, es decir no asociados a eventos eruptivos, y gatillado pos lluvias intensas u otros procesos desestabilizadores	Escenario de muy alto peligro
2 (IEV=2)	94%	100%	49%	La probabilidad de ocurrencia de este escenario eruptivo es la más alta de todos los escenarios. En términos estadísticos es prácticamente un hecho que habrá una erupción de este tipo de aquí a 50 años. La generación de los lahares, para este caso, estaría determinada por la tasa eruptiva, pues ésta determinaría la tasa de transferencia de calor de la lava al hielo, lo que a su vez controlaría el volumen instantáneo de agua disponible.	Escenario de alto peligro
3 (IEV=3)	8,5%	19,8%	100%	Escenario altamente favorable para la generación de lahares, pero con recurrencia baja.	Escenario de moderado a bajo peligro
4 (IEV≥4)	2%	6%	s/i	Dada las características geológicas del volcán, como son la composición de sus productos (andesíticos basálticos); su desgasificación y su lago de lava cuasi permanente; es que la ocurrencia de erupciones altamente explosivas como las de este escenario es muy poco probable.	Escenario de bajo peligro

Por otro lado, haciendo un análisis estadístico desde la variable espacial, se observa que de todos los lahares registrados en el Villarrica por medio de la estratigrafía reciente (últimos 500 años) de los sedimentos de los lagos Villarrica y Calafquén (Van Daele *et al.*, 2014), un 60% de ellos se desencadena solo hacia el flanco norte, llegando al lago Villarrica; un 30% de los eventos con lahares los genera tanto hacia el flanco norte, como hacia el flanco sur; y solo un 10% de los lahares desciende solo por el flanco sur, alcanzando el lago Calafquén (figura 4.7). Para el análisis anterior se considera que todos los lahares desembocan en uno u otro lago, lo que en estricto

rigor, podría no ocurrir considerando lahares de muy bajo volumen o considerando eventos que solo desencadenen lahares hacia el río Voipir, el cual desemboca directamente en el río Toltén, pero estas dos situaciones son poco probables. Por lo tanto, podría interpretarse lo anterior diciendo que los cauces que desciende por el flanco norte son más peligrosos respecto a los drenajes del flanco sur, pues en términos estadísticos registran un mayor número de eventos; y que existen eventos de tal magnitud, que son capaces de generar lahares en todas las orientaciones.

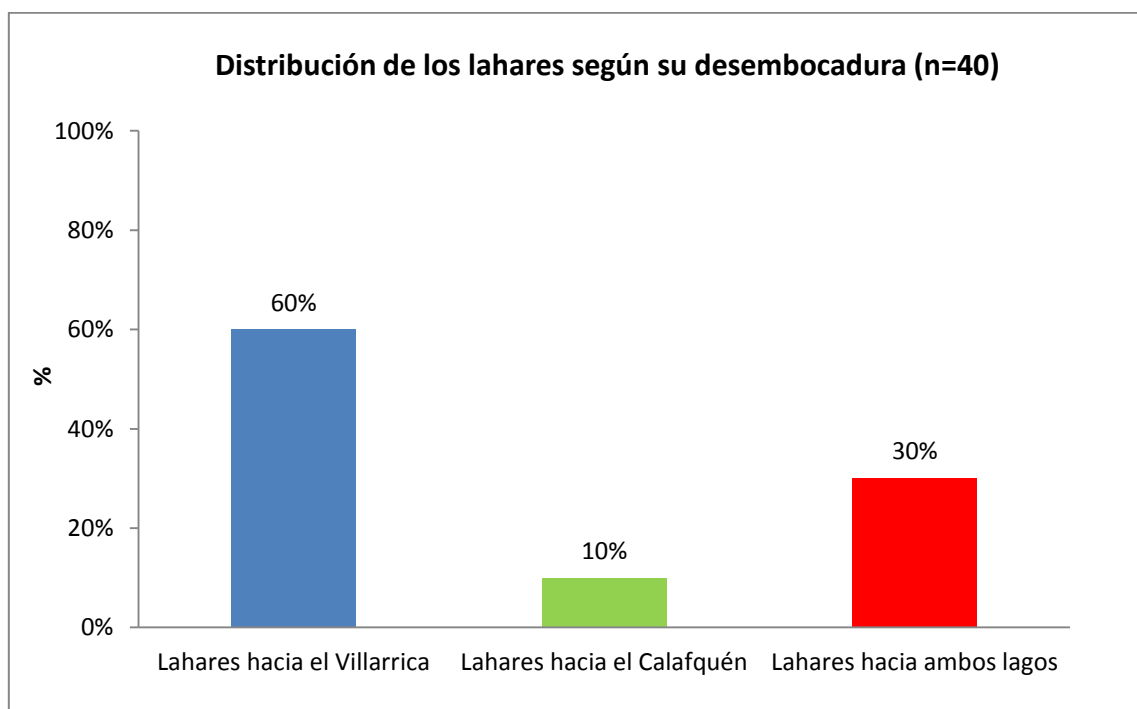


Figura 4.6. Distribución de los lahares espacialmente. Los datos fueron recogidos de Van Daele *et al.* (2014), y se encuentran en las tablas 11.3 y 11.6 de los anexos.

Esta situación puede ratificarse al analizar los lahares acontecidos en el siglo XX reportados por Naranjo y Moreno (2004), éstos se muestran en la tabla 4.13, donde además se aprecia que las cuencas más susceptibles a transportar estos flujos son la de los ríos Turbio-Pedregoso, la de los esteros Molco-Huichatío, y la del río Zanjón Seco, con 5 de un total de 6 eventos descendiendo por sus drenajes cada uno (figura 4.8).

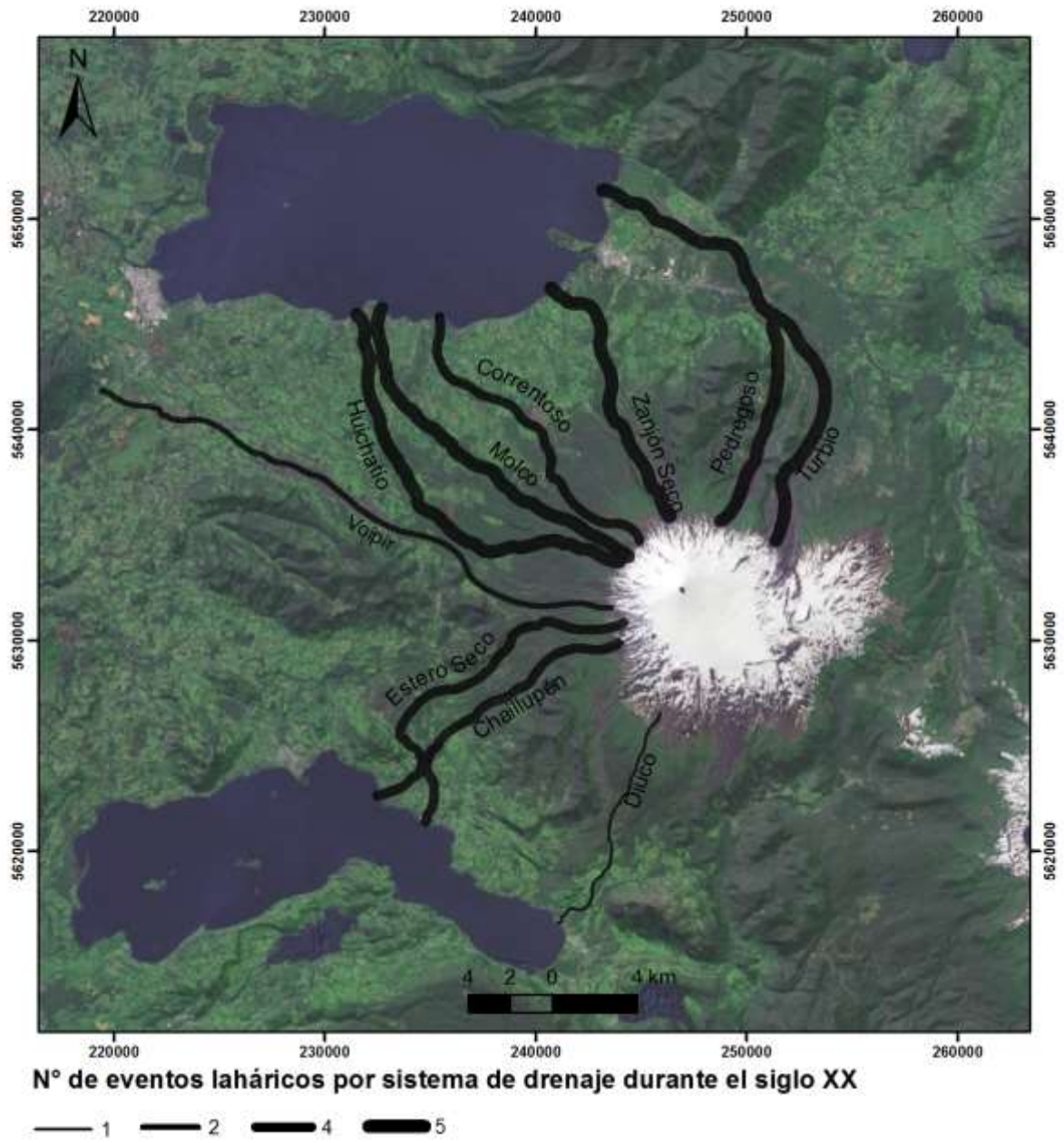


Figura 4.7. Imagen del área de estudio con los sistemas de drenajes afectados por lahares durante el siglo XX. Elaboración propia en base a datos extraídos de Naranjo y Moreno (2004)

Tabla 4.13. Eventos lahárico del siglo XX y cuencas afectadas . Elaboración propia en base a datos extraídos de Naranjo y Moreno (2004)

Año\Sistema de drenaje	Lago Villarrica				Río Toltén	Lago Calafquén		Número de cauces afectado
	Turbio - Pedregoso	Zanjón Seco	Correntoso	Molco - Huichatío	Voipir	Chaillupén	Diuco	
1) 1904 (IEV=2)	x	x		x		x		4
2) 1908 (IEV=2)	x	x	x	x		x		4
3) 1920 (IEV=2)	x			x	x			3
4) 1948-49 (IEV=3)	x	x	x	x		x		5
5) 1964 (IEV=2)		x	x	x			x	4
6) 1971 (IEV=2)	x	x	x		x	x		5
TOTAL DE EVENTOS	5	5	4	5	2	4	1	
TOTAL POR LAGO	19				2	5		

4.3. Volúmenes de flujos laháricos para cada escenario eruptivo

4.3.1. Antecedentes previos

La tabla 4.14 presenta una serie de valores estimados para volúmenes de lahares históricos en el volcán Villarrica, la mayoría de ellos asociados al evento de 1971. Estos valores oscilan entre los 3,1 y 50,1 [$\times 10^6 \text{ m}^3$], perteneciendo el mínimo a la cuenca del Zanjón Seco, y el máximo a la del Chaillupén, ambos durante la erupción de 1971.

Tabla 4.14. Antecedentes físicos y morfométricos de lahares en el volcán Villarrica.

Cauce	Evento	Fuente	Volumen (10^6 m^3)	Sección transversal área inundación (m^2)	Área planimétrica inundada (m^2)	Descarga (m^3/s)	Velocidad Promedio (m/s)
Río Turbio	Villarrica 1904	Lütgens (1909)	-	-	57000000		
Estero Diuco	Villarrica 1964	Naranjo y Moreno (2004)	24,5	750		4000 - 8000	> 10
Río Pucón , en distintos pulsos durante 8 horas	Villarrica 1971	Naranjo y Moreno (2004)	40				

Continúa en página 77

Continuación Tabla 4.14

Cauce	Evento	Fuente	Volumen (10 ⁶ m ³)	Sección transversal Área inundación (m ²)	Área planimétrica inundada (m ²)	Descarga (m ³ /s)	Velocidad Promedio (m/s)
Río Turbio	Villarrica 1971	Naranjo y Moreno (2004)	32,6			5000-10000	10
Río Correntoso	Villarrica 1971	Naranjo y Moreno (2004)	32,6			~ 10000	10
Chaillupén	Villarrica 1971	Naranjo y Moreno (2004)	50,1			10000-14000	10-14
Pedregoso	Villarrica 1971	Naranjo y Moreno (2004)	32,6	800 - 1000		7000-10000	> 14
Río Voipir	Villarrica 1971	Castruccio (2009)	16,7				
Estero Chaillupén	Villarrica 1971	Castruccio (2009)	10,8				
Pedregoso - Turbio	Villarrica, 1971	GEOESTUDIOS (2013)	20,7				
Zanjón Seco	Villarrica, 1971	GEOESTUDIOS (2013)	2,8				
Correntoso	Villarrica, 1971	GEOESTUDIOS (2013)	7,1				
Voipir	Villarrica, 1971	GEOESTUDIOS (2013)	29,8				
Pino Huacho - Estero Seco	Villarrica, 1971	GEOESTUDIOS (2013)	8,7				

1: Volumen de lahar calculado con la fórmula propuesta por Pierson (1998): $Q_p = 0,0135 * (\text{Volumen}^{0,78})$. Donde Q_p es el caudal o descarga máxima.
 2: Volumen de lahar calculado a partir de los depósitos considerando un flujo con 66% de volumen de sólidos.

4.3.2. Escenario 1 (IEV = 1)

Como ya se ha mencionado más arriba, debido a la debilidad en magnitud de este escenario, es que la transferencia de calor entre el material incandescente y el hielo es baja, por lo que la fusión de agua y la capacidad de ésta para generar un flujo lahárico en este escenario son mínimas. Sin embargo, Pierson Y Janda (1994) reconocen en depósitos piroclásticos de los volcanes Santa Helena, Nevado del Ruiz y Redoubt, un tipo distinto de movimiento en masa de origen volcánico, que eventualmente podría ocurrir durante un evento correspondiente a este escenario. Los autores mencionados, describen a estos flujos como avalanchas mixtas de hielo y roca. Afirman que estas avalanchas pueden viajar hasta 14 km desde su inicio, con velocidades que llegan hasta los 27 m/s, y que eventualmente debido a la interacción entre la roca caliente y el

hielo, la fricción, y la incorporación a un flujo activo, pueden corriente abajo saturarse en agua y convertirse en un flujo lahárico. Cronin *et al.* (1997) y Manville *et al.* (2000) también reconocen este tipo de flujos, al punto que estos últimos autores catalogan a las avalanchas gatilladas por impactos de bloques balísticos como uno de los eventos syn-eruptivos más peligrosos en el volcán Ruapehu, Nueva Zelanda. La génesis de estas avalanchas está en el bombardeo de fragmentos balísticos calientes sobre una ladera inestable cubierta de nieve, lo que produciría un colapso gravitacional y una posterior erosión de la cubierta de nieve/roca ladera abajo con la incorporación de más hielo, nieve o roca. En este caso, la ladera de hielo/nieve tendería a perder estabilidad debido a procesos tales como: (1) pequeñas explosiones estrombolianas, que podrían fracturar o debilitar mecánicamente el glaciar y la cubierta de nieve; (2) emisión y acumulación de piroclastos, los que dependiendo de su forma y características geotécnicas, se deslizarían sobre la ladera al superar cierto ángulo crítico, o enfrentarse a un mecanismo gatillante; (3) formación de columna de gases y cenizas, la que generaría una transferencia de calor por convección entre ella y el hielo; y (4) le erupción de pequeños flujos de lava con tasas eruptivas inferiores a los $100\text{m}^3/\text{s}$, las que aportarían en la fusión del agua pero que por sí solos no serían capaces de generar lahar. Como se puede deducir, para que este tipo de avalanchas se den en el volcán Villarrica, una serie de factores deben combinarse para provocar en conjunto el colapso de la ladera, esto sería una posible explicación a la baja ocurrencia de lahares en erupciones de $\text{IEV} = 1$ (figura 4.2), aunque esta ocurrencia podría estar subestimada de manera importante pues el bajo volumen, y alcance limitado de los lahares generados en eventos de este tipo los haría pasar desapercibidos.

Para estimar el volumen de los lahares generados en estos eventos se procede de la siguiente manera. Primero, se calcula el área cubierta por nieve en su época de mayor acumulación para cada cuenca de manera gráfica y mediante el uso de ArcGis, a partir de la superposición de la imagen satelital proporcionada por Google Earth con fecha del 27 de Julio del 2009, y la delimitación de la cuenca, estos datos se recogen de la tabla 3.1 y se muestran en la primera columna de la tabla 4.15. Ahora bien, del total de esta área, no toda se verá afectada por los procesos eruptivos a tal punto de generar una avalancha mixta y eventualmente un lahar, sino más bien solo una parte de

ella. Esta fracción del área total de nieve que resulta afectada ha sido obtenida por Thouret (1990) para el caso de la erupción de 1985 en el Nevado del Ruiz, Colombia, encontrando que un 16% del área total de la cobertura de nieve y hielo es removida, esto mediante el mapeo de la cobertura de hielo y la visualización de imágenes aéreas pre y post erupción. Este valor es usado como referencia para el cálculo del área de nieve afectada en este trabajo. Para obtener finalmente el volumen de nieve, es necesario conocer el espesor de ésta, para lo cual se calcula el espesor promedio de la nieve entre los 1.400 y los 2.400 m.s.n.m. para el caso de la cuenca del Turbio, y entre los 1.400 y los 2.600 m.s.n.m. para las cuencas del Pedregoso y el Zanjón Seco., esto a partir de los datos de alturas de nieve máximas para 50 años obtenidos por Geoestudios (2013). Así con el volumen de nieve calculado, se transforma a volumen de agua utilizando como densidad promedio de la nieve $0,5 \text{ g/cm}^3$. Thouret (1990) además menciona que en el caso del evento del Nevado del Ruiz en 1985, del total de agua liberada solo entre la mitad y un cuarto de ella se utiliza para la generación de lahares, mientras que el resto es: (1) incluida en avalanchas de nieve y barro hacia afuera del canal del lahar, (2) incorporada en procesos freáticos, (3) sublimado a vapor durante el paso de un flujo piroclástico, y (4), almacenada dentro del glaciar.

Una vez obtenido el volumen de agua disponible es posible calcular el volumen total del lahar, es decir incorporar la fracción de sedimentos. Para este cálculo, y para todos los escenarios, se considerará que los lahares del volcán Villarrica tienen un comportamiento intermedio o de transición entre flujo hiperconcentrado y flujo de detritos, y que además, poseen una fase diluida no cohesiva (Castruccio, 2008). Varios autores han definido la concentración de sólidos para ambos tipos de flujos (hiperconcentrados y de detritos). En primer lugar, Scott (1988) define a los flujos hiperconcentrados con porcentajes en volumen de sólidos de entre un 20 y un 60%, situando a los flujos de transición con un porcentaje de sólidos de alrededor de un 60%, y los flujos de detritos con porcentajes mayores al 60%; por su parte Pierson (1995) señala que típicamente una mezcla de sedimentos pobremente seleccionada evoluciona de un flujo hiperconcentrado a un flujo de detritos cuando alcanza un porcentaje en volumen de sólidos de entre un 50 y un 75%; por último, Vallance (2000) define a los flujos hiperconcentrados con una proporción de volumen de sólidos de entre

un 20 a un 50-60%, y a los flujos de detritos con porcentajes mayores a un 50-60%. Cabe mencionar que el porcentaje de sólidos dentro de los rangos mencionados a la cual se produzca la transición entre un flujo hiperconcentrado y un flujo de detritos depende de las variables que controlan la reología del flujo y su combinación, estas variables son principalmente: (1) la selección y el tamaño de grano de la fracción de sedimentos transportadas como carga en suspensión, y (2) la viscosidad que adquiera la fase fluida, lo que dependerá directamente del porcentaje de finos de la mezcla, siendo mayor el porcentaje de sólidos necesario para la transición a menor cantidad de arcillas (Pierson, 1995). Por lo tanto en flujos laháricos no cohesivos como los del Villarrica, se estima que el comportamiento de flujo transicional ocurre a una fracción de sólidos del orden del 60%.

Por los antecedentes presentados en el párrafo anterior es que se calcularán volúmenes de lahares con 20, 60 y 75% de fracción de sólidos. Los primeros dos valores se usarán pues corresponden a los límites del rango de concentración de sólidos para un flujo hiperconcentrado propuestos por Scott (1988) y por Vallance (2000); y el último valor se usará para los cálculos considerando un lahar con comportamiento de flujo de detrito, donde el 75% corresponde al valor límite mencionado por Pierson (1995) para este tipo de flujos antes de convertirse en una avalancha de detritos, donde predomina la interacción partícula-partícula.

Los resultados se muestran en la tabla 4.16. Éstos muestran volúmenes inferiores a los $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, los que están en el mismo orden de los volúmenes estimados para los lahares de 1971 en el Zanjón Seco ($3,1 \times 10^6 \text{ m}^3$) y Correntoso ($7,7 \times 10^6 \text{ m}^3$), (tabla 4.14), y son concordante con el rango de volúmenes de entre 1 y $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ reportado por Manville *et al.* (2000) para las avalanchas de nieve y tefra en el volcán Ruapehu, Nueva Zelanda.

Tabla 4.15. Cobertura y espesor de nieve para cada cuenca, y volúmenes de agua potencialmente liberada

Cuenca	Área nieve máx [m ²]	Profundidad Nieve ¹ [m]	Volumen total nieve [m ³]	Volumen nieve afectada ² [m ³]	Volumen nieve afectada equivalente en agua ³ [m ³]	Volumen de agua liberada formadora de lahar (50% del total) ² [m ³]
Turbio	14.900.000	5,9	88.100.000	14.100.000	7,1	3.500.000
Pedregoso	4.600.000	5,5	25.100.000	4.000.000	2,0	1.000.000
Zanjón Seco	4.100.000	5,5	22.400.000	3.600.000	1,8	900.000

1: Profundidad de nieve promedio calculada a partir de los datos de altura de nieve máxima en 50 años entregados en el informe de Geoestudios (2013) para el Instituto Nacional de Hidráulica.
 2: Dato empírico para la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, Thouret (1990).
 3: Densidad promedio de la nieve para el cálculo igual a 0,5 g/cm³

Tabla 4.16. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 1.

Sistema de drenaje	Volumen total de agua [m ³]	Volumen lahar 20% sólidos [m ³]	Volumen lahar 60% sólidos [m ³]	Volumen lahar 75% sólidos [m ³]
Turbio	3.500.000	4.375.000	8.750.000	14.000.000
Pedregoso	1.000.000	1.250.000	2.500.000	4.000.000
Zanjón Seco	900.000	1.125.000	2.250.000	3.600.000

4.3.3. Escenario 2 (IEV = 2)

En este caso, la liberación de agua será esencialmente producto de la fusión del hielo y la nieve generada por la transferencia de calor desde la lava hacia el glaciar. Este intercambio de calor es principalmente por conducción, y depende de la diferencia de temperatura entre la lava y el hielo, la conductividad térmica de la lava, y la superficie de contacto entre la lava y el hielo, es decir las dimensiones de la colada. Wilson y Head (2007) proponen un modelo analítico de transferencia de calor el cual se basa en variables termodinámicas como: (1) la temperatura del flujo de lava en el techo de ésta en contacto con la atmósfera; (2) la temperatura en la base de la colada en contacto con el glaciar o nieve, esta última temperatura se asume en equilibrio con el punto de fusión del hielo a presión atmosférica e igual a 273,15 K, (3) la temperatura del núcleo del flujo de lava, considerada en 1450 K para un flujo basáltico, (4) la difusividad térmica de la lava, con un valor de $7 \times 10^7 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; (5) la densidad del hielo, considerada en 917 kg/m^3 ; y (6) el calor latente de fusión del hielo $3.35 \times 10^5 \text{ J Kg}^{-1}$, entre otras (los

detalles del modelo y las ecuaciones pueden encontrarse en la publicación mencionada). Los resultados encontrados por Wilson y Head (2007) señalan que en el caso de un flujo de lava supraglacial, y de existir un buen drenaje que permita al agua escapar fácilmente de la interfaz lava-hielo, la razón entre el grosor del total de la capa de hielo fundida y el espesor de la colada de lava es prácticamente constante e igual a 5. En el caso de que el agua no escape fácilmente, parte del calor emitido por la lava se ocupará en calentar el agua y no en fundir el hielo, por lo que la razón entre el espesor del hielo fundido y el espesor de la colada disminuirá, por ejemplo, si el agua alcanzase los 80° C la razón disminuiría a ~2.5, es decir para un flujo de 1 m de alto se fundirían bajo él 2,5 m de hielo. Para el caso de una erupción y flujo de lava subglacial, el modelo respectivo señala una razón entre grosor de la capa de hielo fundida y el espesor del flujo de lava de ~ 6-7. Los resultados del modelo analítico obtenidos por Wilson y Head (2007) para las tasas de flujo de calor entre la lava y el hielo son respaldados por el modelo experimental de flujo de calor llevado a cabo por Edwards *et al.* (2013), y las razones de espesor fusión de hielo / espesor flujo de lava mencionadas más arriba se usarán para el cálculo de los volúmenes de los lahares generados en este escenario.

Para este caso se supondrá un flujo de lava supraglacial emitido desde el conducto central, que si bien no es la única situación que puede ocurrir en una erupción, ya que pueden acontecer erupciones fisurales y flujos de lava subglaciares, es una buena aproximación para el cálculo de los volúmenes de agua fundidos en cada cuenca. Además, se supondrá al flujo de lava como un prisma rectangular de ancho y espesor constante

Para estimar las dimensiones de la colada de lava en contacto con el hielo/nieve se recurre a: (1) estudios previos realizados en el volcán Villarrica (tabla 4.17); (2) la medición directa de los anchos de los flujos de lava señalados en el mapa geológico del Villarrica de Moreno y Clavero (2006) (tabla 4.17); y (3) a la medición a partir de la imagen aérea de Google Earth del largo recorrido por la colada desde el conducto central hasta que alcanza el frente del glaciar. Finalmente para obtener el volumen de agua fundido se utilizan los datos de altura de nieve máxima en 50 años y el espesor de hielo promedio para cada cuenca obtenidos a partir del informe de Geoestudios (2013)

para el Instituto Nacional de Hidráulica. Los resultados se muestran en las tablas 4.18, 4.19, 4.20.

Tabla 4.17. Antecedentes de dimensiones y alcance de distintas coladas de lava en el volcán Villarrica.

Colada de lava	IEV erupción	Distancia al cráter principal [km]	Ancho [m]	Alcance [km]	Espesor [m]	Fuente
Zanjón Seco, 1787	2	1,1	~ 60	13 km	-	Este trabajo ¹
Estero Diuco, 1921	2	6,3	~ 850	18,5 km	-	Este trabajo ¹
Estero Molco, 1948	3	-	-	15 km	8-15	Moreno y Clavero (2006)
Estero Molco, 1948	3	1,3	~ 530	12 km	-	Este trabajo ¹
Estero Diuco, 1964	2	5,4	~ 600	6 km	-	Este trabajo ¹
Chaillupén, 1971	2	5,6	150	16,5 km	12,5	Contreras (2013)
Chaillupén, 1971	2	6,8	119	16,5 km	10,13	Contreras (2013)
Chaillupén, 1971	2	-	-	16,5 km	1-8	Moreno y Clavero (2006)
Chaillupén, 1971	2	2,1	~ 200	16,5 km	-	Este trabajo ¹
Río Pedregoso, 1971	2	2,3	~ 260	~ 6 km	-	Este trabajo ¹
Río Pedregoso, 1984	2	1,2	~ 150	~ 3,8 km	-	Este trabajo ¹
Estero Candelaria, 1984	2	1,5	~ 140	~ 5,5	-	Este trabajo ¹

Tabla 4.18. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del río Turbio.

TURBIO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	360	2,3	260	215.280	107.640	64	5.990.400	5.391.360
2600 - 2400	350	3,6	260	327.600	163.800	64	5.824.000	5.241.600
2400 - 2200	650	4,9	260	828.100	414.050	64	10.816.000	9.734.400
2200 - 2000	1160	6,2	260	1.869.920	934.960	64	19.302.400	17.372.160
2000 - 1800	1090	7	260	1.983.800	991.900	64	18.137.600	16.323.840
1800 - 1600	930	6,5	260	1.571.700	785.850	0	0	0
1600 - 1400	1050	5,1	260	1.392.300	696.150	0	0	0
TOTAL	5590	-	-	8.188.700	4.094.350	-	60.070.400	54.063.360

Tabla 4.19. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del río Pedregoso.

PEDREGOSO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	420	2,3	260	251.160	125.580	34	3.712.800	3.341.520
2600 - 2400	490	3,6	260	458.640	229.320	34	4.331.600	3.898.440
2400 - 2200	410	4,9	260	522.340	261.170	34	3.624.400	3.261.960
2200 - 2000	480	6,2	260	773.760	386.880	34	4.243.200	3.818.880
2000 - 1800	570	7	260	1.037.400	518.700	34	5.038.800	4.534.920
1800 - 1600	590	6,5	260	997.100	498.550	0	0	0
1600 - 1400	610	5,1	260	808.860	404.430	0	0	0
TOTAL	3570	-	-	4.849.260	2.424.630	-	20.950.800	18.855.720

Tabla 4.20. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 2 en la cuenca del Zanjón Seco.

ZANJÓN SECO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	470	2,3	260	281.060	140.530	29	3.543.800	3.189.420
2600 - 2400	420	3,6	260	393.120	196.560	29	3.166.800	2.850.120
2400 - 2200	470	4,9	260	598.780	299.390	29	3.543.800	3.189.420
2200 - 2000	390	6,2	260	628.680	314.340	29	2.940.600	2.646.540
2000 - 1800	440	7	260	800.800	400.400	29	3.317.600	2.985.840
1800 - 1600	510	6,5	260	861.900	430.950	0	0	0
1600 - 1400	980	5,1	260	1.299.480	649.740	0	0	0
TOTAL	3680	-	-	4.863.820	2.431.910	-	16.512.600	14.861.340

Finalmente se calculan los volúmenes de los lahares para concentraciones de sólidos del 20, 60 y 75% (tabla 4.21).

Tabla 4.21. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 2.

Sistema de drenaje	Volumen total de agua [m ³]	Volumen lahar 20% sólidos [m ³]	Volumen lahar 60% sólidos [m ³]	Volumen lahar 75% sólidos [m ³]
Turbio	58.157.710	72.697.138	145.394.275	232.630.840
Pedregoso	21.280.350	26.600.438	53.200.875	85.121.400
Zanjón Seco	17.293.250	21.616.563	43.233.125	69.173.000

4.3.4. Escenario 3 (IEV = 3)

Para este escenario se espera que el hielo y la nieve sean afectados tanto por el paso de coladas de lava, como por la ocurrencia de oleadas y flujos piroclásticos de alcance proximal. Además, el glaciar sufriría un debilitamiento importante producto de: (1) actividad sísmica, (2) explosiones estrombolianas, (3) bombardeo de fragmentos balísticos, (4) caída de tefra, (5) emisión de gases calientes, y (6) actividad hidrotermal. Lo anterior causaría una mayor eficacia en la transferencia del calor entre los productos calientes y el hielo/nieve respecto a los escenarios anteriores; y también, una importante pérdida de estabilidad del glaciar y la cobertura de nieve y detrito volcánico, los cuales estarían más propensos a fallar y gatillar avalanchas que pudiesen convertirse en lahares.

Como ya se ha mencionado, en este escenario, las corrientes de densidad piroclásticas (*i.e.* flujos y oleadas) ejercen una contribución al volumen de agua liberado desde el hielo y la nieve, aunque según los dos antecedentes recientes para erupciones de este tipo, como son las erupciones de 1948 y 1963, el principal factor gatillante de lahares son los flujos de lava. De esta manera, para tener una estimación del volumen de agua que se incorporaría a los lahares, es necesario sumar el aporte hecho por la interacción lava-nieve/hielo, y el aporte de la interacción piroclastos-nieve/hielo.

Para la contribución hecha por la lava, se tienen los cálculos realizados para el escenario 2 (tabla 4.21). La diferencia para este caso es que al ser mayores las tasas de efusión, se considerará en primer lugar, que la lava puede descender en varias direcciones a la vez, formando varias coladas desde el conducto central; y también, se considerará la generación de erupciones fisurales. Por lo anterior, es que se podrían afectar por el paso de lava varias cuencas o valles que drenan el volcán simultáneamente, los que en caso de confluir, como ocurre con el Turbio y el Pedregoso, aumentarían drásticamente el volumen de los lahares aguas abajo, esto se tomará en cuenta a la hora de realizar la modelación. La aserción anterior no es antojadiza, pues, tomando como ejemplo la erupción de 1948 (IEV = 3), que cabría dentro de este escenario, se describe de ella según POVI, la formación de un lago de

lava en el cráter que generó un derrame de ésta en todas las dirección y la consecuente fusión de gran parte de la capa de hielo y nieve del volcán, esto provocó destructivos lahares de manera súbita la madrugada del 18 de octubre. En las imágenes 4.19 y 4.20 se puede apreciar la afección provocada al glaciar.

Para estimar el aporte de agua producto de las corrientes de densidad piroclástica, se realizará un cálculo basado en algunas observaciones realizadas en la erupción del Nevado del Ruiz de 1985 (Pierson *et al.*, 1990; Thouret, 1990, Thouret *et al.*, 2007), que si bien es una erupción de IEV = 3 como las que están siendo analizadas, no es directamente homologable al Villarrica ya que la naturaleza de ambos volcanes es algo distinta, y además representa solo un caso particular dentro de un rango de comportamiento que puede esperarse. En defensa del uso de los resultado entregados por los autores mencionados, cabe mencionar que, por una parte, son los únicos antecedente empíricos de cómo afectaría el paso de una oleada o flujo piroclástico por



Figura 4.8. Arriba, fotografía del Villarrica tomada antes de la erupción de 1948-49. La imagen de abajo fue tomada a fines de octubre de 1948, y muestra el estado en que quedó la cumbre tras las primeras fases de la erupción. Extraído de Casertano (1963b)



Figura 4.9. La imagen superior corresponde al volcán luego de la erupción de 1948, en ella queda en evidencia el impacto causado por la erupción sobre la masa de hielo, la imagen de abajo se muestra como referencia de un instante con la cobertura de hielo normal para una comparación con la superior. Fotografía superior gentileza de Mario Alarcón, y publicada junto a la inferior en el Proyecto de Observación Villarrica Internet, POVI.

sobre una superficie de hielo/nieve, y por otra parte, que las observaciones tanto cualitativas como cuantitativas realizadas en dichos trabajos fueron hechas en instantes muy próximos a la fecha de la erupción. Es necesario tener en cuenta las implicancias de estas diferencias, y entender cómo podría afectar al glaciar un proceso eruptivo explosivo, lo que será discutido más adelante.

Pierson (1990), describe que los flujos piroclásticos forman canales de piso plano de 100 m de ancho y de entre 2 y 4 m de profundidad en el hielo, fundiendo toda la capa de nieve. Esto permite realizar un cálculo del volumen de agua liberado por la fusión del glaciar tras el paso de un flujo piroclástico, considerando un descenso de uno de estos flujos desde encima del cráter central hacia la cabecera de cada cuenca. Los resultados se muestran en las tablas 4.22, 4.23, 4.24, y 4.25. Éstos indican que el aporte de agua a los lahares hecho por este mecanismo es significativamente menor

(del orden de entre un 5 y un 10% del total) respecto del aporte hecho por la fusión gracias al paso de la lava, incluso considerando que toda el agua se incorporaría a los lahares, lo que en estricto rigor representa un caso idealizado ya que parte de ésta se mezcla de manera turbulenta con el flujo de piroclastos, pudiendo convertirse en vapor (Pierson *et al.*, 1990; Thouret, 1990; Walder, 2000b), o provocar una fluidización de las partículas sólidas mediante el escape de vapor desde la interfaz hielo-flujo piroclástico (Walder, 2000b). Esto ratifica lo observado en los ciclos eruptivos de 1948-1949 y 1963-1964, de que el principal mecanismo de fusión de nieve y hielo para la generación de lahares en el Villarrica son las coladas de lava.

Tabla 4.22. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del río Turbio.

TURBIO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	360	2,3	100	82.800	41.400	4	144.000	129.600
2600 - 2400	350	3,6	100	126.000	63.000	4	140.000	126.000
2400 - 2200	650	4,9	100	318.500	159.250	4	260.000	234.000
2200 - 2000	1.160	6,2	100	719.200	359.600	4	464.000	417.600
2000 - 1800	1.090	7	100	763.000	381.500	4	436.000	392.400
1800 - 1600	930	6,5	100	604.500	302.250	0	0	0
1600 - 1400	1.050	5,1	100	535.500	267.750	0	0	0
TOTAL	5.590	-	-	3.149.500	1.574.750	-	1.444.000	1.299.600

Tabla 4.23. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del río Pedregoso.

PEDREGOSO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	420	2,3	100	96600	48300	4	168000	151200
2600 - 2400	490	3,6	100	176400	88200	4	196000	176400
2400 - 2200	410	4,9	100	200900	100450	4	164000	147600
2200 - 2000	480	6,2	100	297600	148800	4	192000	172800
2000 - 1800	570	7	100	399000	199500	4	228000	205200

Continúa en página 90

Continuación tabla 4.23.

PEDREGOSO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
1800 - 1600	590	6,5	100	383500	191750	0	0	0
1600 - 1400	610	5,1	100	311100	155550	0	0	0
TOTAL	1200	-	-	694600	347300	-	0	0

Tabla 4.24. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 3, producto de la interacción flujo piroclástico – hielo/nieve en la cuenca del Zanjón Seco.

ZANJÓN SECO								
Banda de cota [m.s.n.m]	Largo [m]	H nieve promedio [m]	Ancho [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	H hielo fundido [m]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
2800 - 2600	470	2,3	100	108100	54050	4	188000	169200
2600 - 2400	420	3,6	100	151200	75600	4	168000	151200
2400 - 2200	470	4,9	100	230300	115150	4	188000	169200
2200 - 2000	390	6,2	100	241800	120900	4	156000	140400
2000 - 1800	440	7	100	308000	154000	4	176000	158400
1800 - 1600	510	6,5	100	331500	165750	0	0	0
1600 - 1400	980	5,1	100	499800	249900	0	0	0
TOTAL	3680			1870700	935350		876000	788400

Tabla 4.25. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 3.

Sistema de drenaje	Volumen de agua aportado de interacción lava - nieve/hielo [m ³]	Volumen de agua aportado de interacción flujo piroclástico - nieve/hielo [m ³]	Volumen total de agua [m ³]	Volumen lahar 20% sólidos [m ³]	Volumen lahar 60% sólidos [m ³]	Volumen lahar 75% sólidos [m ³]
Turbio	58.157.710	2.874.350	61.032.060	76.290.075	152.580.150	244.128.240
Pedregoso	21.280.350	1.785.750	23.066.100	28.832.625	57.665.250	92.264.400
Zanjón Seco	17.293.250	1.723.750	19.017.000	23.771.250	47.542.500	76.068.000

Retomando la discusión dejada planteada más arriba, Walder (2000a,b) propone un modelo teórico y uno experimental de transferencia de calor entre el material

piroclástico y el hielo, los resultados muestran que temperaturas mayores, menores tamaños de grano, y una menor sobrepresión en la interfaz (i.e. flujos más diluidos por encima del hielo), favorecerían la fusión y la incorporación del agua como vapor a la corriente de densidad piroclástica provocando una fluidización de las partículas, y pudiendo en cierta forma inhibir la formación de un torrente de barro por encima del hielo. Lo anterior es importante, por el hecho de que variables como las mencionadas, *i.e.* temperatura y tamaño de grano principalmente, y también la forma que adquieran las corrientes de densidad piroclásticas, es de esperar que sean distintas entre un volcán que ha emitido productos principalmente andesíticos, y de comportamiento más explosivo como el Nevado Del Ruiz y un volcán de composición más bien basáltica a andesítica basáltica y de comportamiento más efusivo como el Villarrica, donde en este último los productos generados estarían a mayor temperatura y el magma tendría una menor fragmentación lo que generaría tamaños de granos mayores. Incluso los mismos glaciares es de esperar que fueran diferentes por las drásticamente distintas latitudes en las que se encuentra uno y otro.

En definitiva, a pesar de las diferencias entre el volcán Villarrica y el Nevado del Ruiz, el hecho de que las observaciones realizadas en éste último pre y post erupción de 1985 sean las únicas referencias disponibles que permite realizar un cálculo de volumen de agua generado por flujos piroclásticos, y que éste volumen es significativamente menor al aportado por las coladas de lava (representando menos de un 10% del total) tanto por lo que muestran los cálculos, como las propias descripciones de las génesis de los lahares de 19948-1949 y 1963-1964, es que se aceptará el uso de los resultados de cálculos de volumen para este escenario.

4.3.5. Escenario 4 ($IEV \geq 4$)

En este tipo de erupciones se espera la fusión y desaparición de toda la cobertura de hielo y nieve del volcán, e incluso un colapso parcial o total del edificio volcánico. Por lo tanto, los volúmenes de los lahares serán calculados en base al volumen total de agua disponible en forma tanto de nieve como de hielo para cada cuenca.

Los resultados se muestran en las tablas 4.26 y 4.27, donde destaca por su alto valor, el volumen que podría alcanzar un lahar por la cuenca del río Turbio, el que llegaría a superar los $1.000 \times 10^6 \text{ m}^3$, esto se debe a la morfología del edificio volcánico, el cual presenta una caldera de $6,5 \times 4,2 \text{ km}$ que se extiende principalmente hacia la cabecera del valle del río Turbio, y que permite una gran acumulación de hielo y nieve. Si bien el volumen parece ser poco realista, los cálculos se han basado en consideraciones morfométricas de las cuencas, y en las mediciones de espesores de hielo y nieve realizadas por Geoestudios (2013), por lo que los resultados son confiables. Sin embargo podría existir un sesgo de arbitrariedad en el hecho de considerar el supuesto de que el 100% de este potencial volumen de agua se incorporaría a un flujo lahárico, lo que en estricto rigor no es así pues cierta parte del agua escapa como vapor, se incorpora a los flujos y oleadas piroclásticas, o participa en otros procesos volcánicos o freatomagmáticos; y además parte del hielo no alcanza a ser fundido, y es arrastrado como bloques por los lahares. Pese a esto, se mantendrá el supuesto expuesto más arriba pues describe la situación más desfavorable.

Tabla 4.26. Volúmenes de hielo y nieve fundidos ante un escenario del tipo 4.

Sistema de drenaje	Área glaciar [km ²]	Área Cobertura de nieve [km ²]	H nieve promedio [m]	H Hielo promedio [m]	V nieve fundida [m ³]	V nieve fundida equivalente en agua [m ³]	V hielo fundido [m ³]	V hielo fundido equivalente en agua [m ³]
Turbio	9,63	14,95	5,9	64	88.205.000	44.102.500	616.320.000	554.688.000
Pedregoso	2,63	4,56	5,5	34	25.080.000	12.540.000	89.420.000	80.478.000
Zanjón Seco	1,26	4,07	5,5	29	22.385.000	11.192.500	36.540.000	32.886.000

Tabla 4.27. Volúmenes de lahares para distintas concentraciones de sólidos en un escenario eruptivo del tipo 4.

Sistema de drenaje	V total de agua [m ³]	V lahar 20% sólidos [m ³]	V lahar 60% sólidos [m ³]	V lahar 75% sólidos [m ³]
Turbio	598.790.500	748.488.125	1.496.976.250	2.395.162.000
Pedregoso	93.018.000	116.272.500	232.545.000	372.072.000
Zanjón Seco	44.078.500	55.098.125	110.196.250	176.314.000

5. CARTOGRAFÍA Y VALORACIÓN DEL PELIGRO DE INUNDACIÓN POR LAHARES

5.1. Modelación computacional

Se utilizará el modelo numérico semi-empírico LAHARZ (Schilling, 1998; Iverson et al. 1998) desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos. La descripción de este modelo y sus características pueden revisarse en la sección 1.4.3.2 de este trabajo.

5.1.1. Elección de parámetros modelo LAHARZ

Para cada uno de los cauces en estudio se debe definir el punto inicial de la descarga o deposición del lahar y los volúmenes para los distintos escenarios eruptivos. Además, se discutirá el uso y la validez del DEM a utilizar, y la calibración de la constante de proporcionalidad incluida en la ecuación que describe el área de la sección transversal de inundación.

5.1.1.1. Punto de inicio de descarga

Se ha decidido iniciar la modelación en el primer o segundo cambio importante de pendiente, dependiendo del cauce (los perfiles longitudinales pueden verse en las figuras 3.3, 3.5, y 3.8 del capítulo 3 de este trabajo). Esto se ha hecho así, tomando en cuenta consideraciones hidráulicas de escurrimiento en canales abiertos; a saber, las fuerzas que actúan sobre una partícula sólida transportada como carga en un flujo están relacionadas con el esfuerzo de corte del mismo sobre su lecho, o dicho de otra forma, el esfuerzo de corte de un flujo está en directa relación con su capacidad de carga. Siguiendo este razonamiento, se tiene que este esfuerzo de corte está relacionado con la viscosidad y la velocidad de un fluido (ecuación de Navier – Stokes) y que ésta última está en directa relación con la pendiente del lecho. Por lo tanto, al pasar el lahar desde una zona de alta pendiente, a una con pendiente significativamente menor, éste pierde

capacidad de carga, e inevitablemente se desprenderá de cierta fracción de la carga sólida, principalmente la que requiera de mayores esfuerzos de corte para su transporte como las partículas de mayor tamaño o más densas; claro que otras fuerzas como las vibratorias y de turbulencia podrían actuar en el fluido haciendo que la dinámica de éste sea más compleja. Otras ecuaciones también pueden explicar esto (e.g. Ecuación de Manning) pero no se entrará en el detalle de ellas para no perder el foco de este estudio, lo planteado anteriormente también explica la formación de los abanicos aluviales en los cambios de pendiente desde zonas montañosas a los valles.

Para el caso del río Turbio, se ha escogido el punto en el cual el curso del río pasa de tener una pendiente promedio de $8,5^\circ$ a 5° , lo que representa la primera caída del gradiente del cauce, a aproximadamente 4.000 m de la cabecera del valle aguas abajo. Para el río Pedregoso, la descarga se inicia en el segundo quiebre en la pendiente promedio, al pasar de un desnivel de $7,3^\circ$ a uno de $5,7^\circ$, a casi 4.000 m de la cabecera del valle hacia abajo. Finalmente para el Zanjón Seco, la deposición de la carga comienza en el segundo cambio de pendiente promedio, donde se pasa de $11,5^\circ$ a $6,5^\circ$, desde unos 4.000 m río abajo desde la naciente del valle. Los puntos escogidos son coincidentes con la ubicación de los depósitos laháricos en el mapa geológico del Villarrica de Clavero y Moreno (2006), con lo que se reafirma su elección

La figura 5.1 muestra un análisis de sensibilidad de este parámetro, en este caso la modelación se hizo modificando el punto de inicio de descarga y manteniendo todo el resto de la modelación sin alteraciones y con un volumen de 10 millones de m^3 , esto se realizó seleccionando un sitio 2,9 km aguas arriba del punto de inicio de la descarga definido anteriormente para el río Turbio, y otro a 2,3 km hacia abajo. Los resultados muestran que el área de inundación y su forma no sufre variaciones significativas, manteniéndose en el orden de entre 9,2 y 9,3 km^2 , mientras que el largo final del depósito cambia en un orden de entre un 10 y un 20%, lo que afecta en el alcance que tiene la zona de inundación. Por lo tanto la adecuada elección del punto inicial de la descarga es clave para un correcto análisis del peligro.

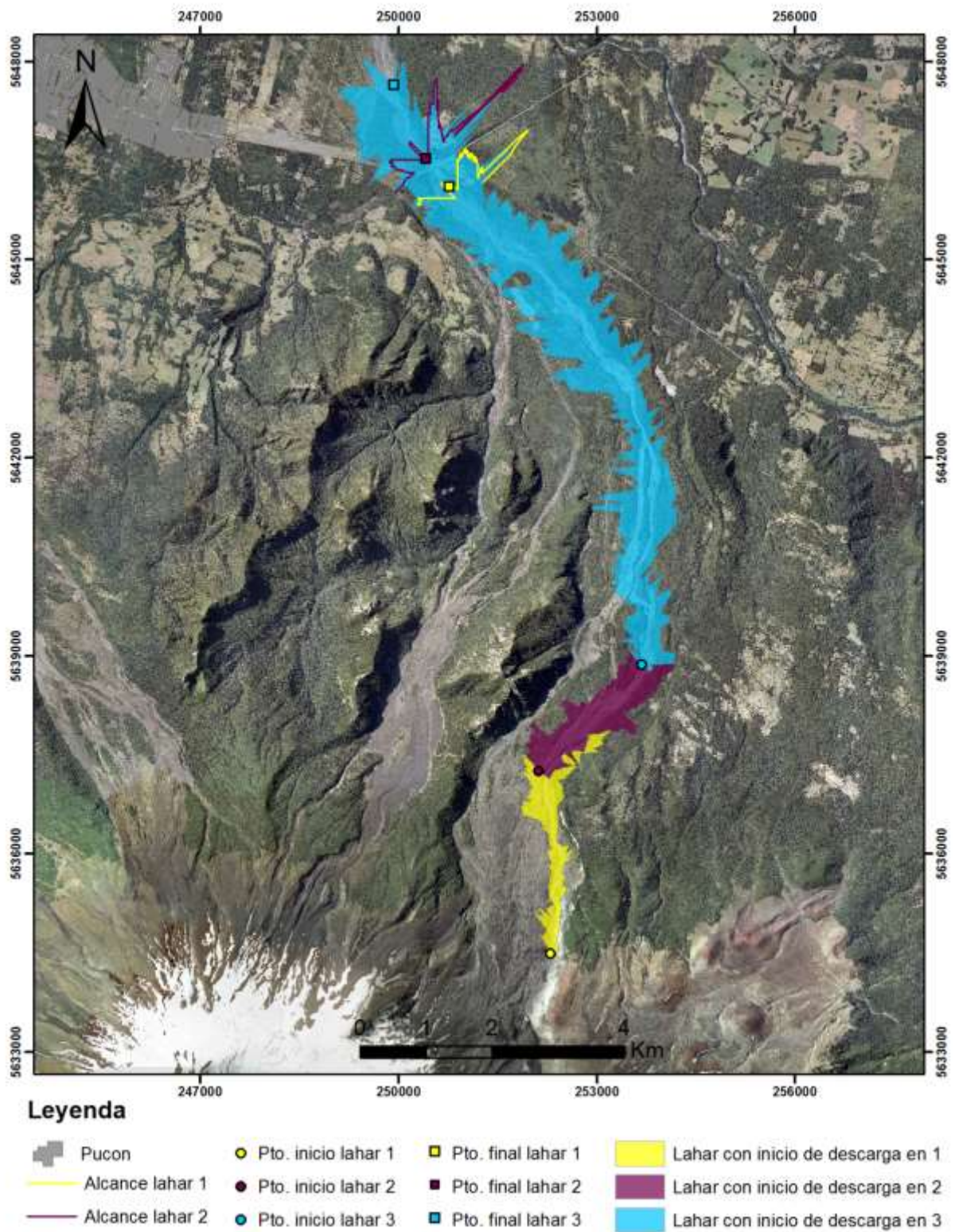


Figura 5.1. Análisis Sensibilidad del modelo respecto al punto de inicio de la descarga. Se observa cómo cambia el alcance de la zona de inundación al cambiar el punto inicial en 2,9 km (del área amarilla al área morada), y en 2,3 km (del área morada al área celeste), manteniendo un volumen constante igual a $10 \times 10^6 \text{ m}^3$.

5.1.1.2. Volúmenes

Los volúmenes a introducir en la modelación son los determinados en la sección 4.3 de este trabajo y se muestran en la tabla 5.1.

Tabla 5.1. Volúmenes de lahares modelados

Sistema de drenaje	Volumen Escenario 1 [x 10 ⁶ m ³]	Volumen Escenario 2 [x 10 ⁶ m ³]	Volumen Escenario 3 [x 10 ⁶ m ³]	Volumen Escenario 4 [x 10 ⁶ m ³]
Turbio	8,8	145,4	152,6	1.497
Pedregoso	2,5	53,2	57,7	232,5
Zanjón Seco	2,3	43,2	47,5	110,2

Este parámetro es un factor de primer orden en la determinación de las áreas de inundación, esto pues va introducido en las dos ecuaciones con las que trabaja el modelo (ver apartado 1.4.3.2)

En la figura 5.2 se puede ver cómo cambia el área de inundación al cambiar el volumen inicial del flujo y manteniendo todos el resto de los elementos sin modificaciones, las áreas resultantes para cada caso, y su variación, se muestran en la tabla 5.2, en ella se puede ver que al variar en un 100% el volumen modelado, el cambio en la superficie inundada es de entre un 30 y un 60%, lo que es significativo, sobre todo al considerar que si bien el volumen aumenta al doble, se está en el mismo orden de magnitud, y que las ecuaciones que define el modelo no son lineales.

Tabla 5.2. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en el volumen del flujo.

Volumen modelado [x10 ⁶ m ³]	Área inundada [km ²]	Δ Volumen	Δ Área de inundación
5	5,8	-	-
10	9,2	100%	59%
20	14,7	100%	60%
50	27,1	150%	84%
100	35,7	100%	32%

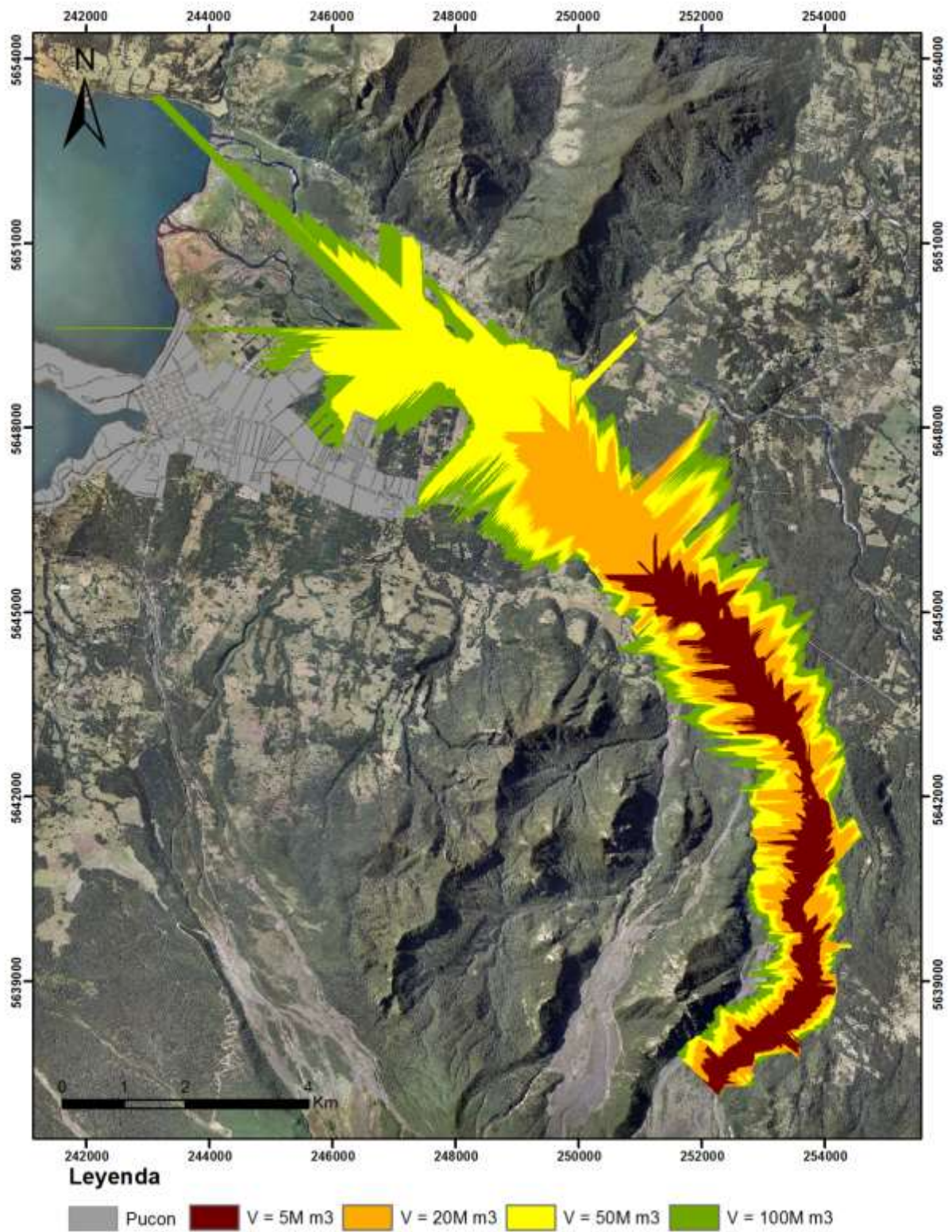


Figura 5.2. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en el volumen del flujo.

Es importante realizar dos observaciones respecto a los volúmenes a introducir en el modelo. Primero, el hecho de que los volúmenes calculados para el escenario 2 y el escenario 3 son bastante similares y representan el mismo orden de magnitud, lo cual conlleva un problema en la aplicación de LAHARZ ya que éste, al ser un modelo empírico, tiene un error estadístico o desviación estándar asociado, que en este caso es mayor a la diferencia entre ambos volúmenes, por lo que los resultados de las modelaciones del escenario 2 y 3 estarían reproduciendo el mismo caso. Esta situación puede evitarse para los lahares que descienden por el sistema de los ríos Turbio y Pedregoso, ya que en el escenario 3 se ha definido la ocurrencia de flujos de lava y lahares de manera simultánea por 2 o más cuencas, lo cual implica que la modelación desde la zona de la confluencia de los ríos Turbio y Pedregoso, donde el canal se encuentra abierto, debe hacerse con la suma de los volúmenes aportados por ambos ríos, lo que generaría que los flujos a partir de este punto alcancen una diferencia tal en su volumen, que estadísticamente es correcto modelar separadamente el escenario 2 y el escenario 3. La situación es distinta para la cuenca del Zanjón Seco, donde no existe la unión de 2 o más ríos, por lo que para este valle, solo se utilizará para la cartografía de peligro los resultados de la modelación de los escenarios 1, 2 y 4, y se trazará manualmente en la cartografía, una zona intermedia o de transición entre los niveles de peligro definidos por el escenario 2 y el escenario 4, los detalles de este procedimiento se explican más adelante en los párrafos sobre la cartografía de peligro. La segunda observación, corresponde al alto valor del volumen obtenido para el escenario 4 en la cuenca del río Turbio, éste supera los $1.000 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que aparenta ser excesivo, pese a que los resultados provienen de cálculos confiables y a que las causas de este gran valor provienen de la morfología del volcán, como se menciona al final del capítulo 4. En cuanto al uso de este resultado para la modelación, este sería adecuado para representar eventos tales como la ignimbrita Licán o Pucón, que si bien en sus columnas estratigráficas conocidas (Lohmar et al., 2007; Silva et al., 2007) no se han observado niveles de depósitos laháricos (salvo en niveles pre y post eruptivos), no es evidencia suficiente para descartar la ocurrencia de lahares de tal magnitud, sobre todo si se considera que los lahares al depositarse sobre las quebradas son constantemente removidos y/o retrabajados, esta modelación también podría retratar eventos laháricos de alguno de los 17 eventos explosivos de los últimos 14.000 años en

el Villarrica. Además, el mapa geológico de Moreno y Clavero (2006), define subunidades de depósitos laháricos de edad holocena (históricos y prehistóricos) que se encuentran ampliamente distribuidas en el valle del río Pucón, y que alcanzan distancias transversales al actual cauce del río Turbio de hasta unos 5 km.

Por lo tanto, pese a lo estratosférico del volumen a modelar, se utilizarán los resultados de su modelación para la cartografía de peligro.

5.1.1.3. Constante en ecuación del área de la sección transversal

Este parámetro ha debido estudiarse cuidadosamente pues es el que determina la forma de la superficie de inundación, y su alcance, tanto lateral como a lo largo. En este sentido, las modelaciones realizadas con la constante original utilizada por el software Laharz, que equivale a 0,05, arrojan resultados incongruentes con lo que se ha observado en los lahares históricos del Villarrica y con la distribución de los depósitos. Esto, pues los lahares del Villarrica que descienden por el río Pucón o el Zanjón Seco, suelen alcanzar el lago, incluso siendo lahares relativamente pequeños. Así también se observa en los depósitos ubicados en el delta de la desembocadura del río Pucón en el lago Villarrica, o en los reportes que indican aumento en el nivel del lago tras algunas erupciones. Sin embargo, como puede verse en la figura 5.2, donde la constante utilizada fue de 0,05, ni siquiera un volumen de 100 millones de m^3 es capaz de alcanzar el lago, siendo que, para el evento de 1971, donde Naranjo y Moreno (2004) reportan un volumen de al menos 40 millones de m^3 , si se alcanzó.

Por lo expresado en el párrafo anterior, y tal como lo proponen diversos autores (Berti y Simoni, 2007; Castruccio, 2008, Muñoz-Salinas et al., 2009, entre otros), es que ha debido calibrarse esta constante. Para esto, se trabaja con la recopilación de datos utilizada por Castruccio (2008), quien a partir de la información publicada de 29 lahares alrededor del mundo por Iverson et al. (1998) elabora una tabla solo con el registro de los eventos análogos y de características similares a los lahares del Villarrica, es decir, con lahares no cohesivos y con volúmenes entre 1 y 100 millones de m^3 ; y además, incorpora información adicional respecto a los lahares del volcán Villarrica y sus

depósitos. En la tabla 5.3 se muestran los datos seleccionados para la calibración de la constante, a partir de ellos se realiza una regresión potencial⁵, la cual se muestra en la figura 5.3. La regresión muestra que la constante que mejor se ajusta a los datos considerados es 0,0129, por lo que para las modelaciones a partir de las cuales se elaborará la cartografía de peligro se ocupará dicha constante redondeada al tercer decimal, es decir una constante igual a 0,013. Por lo tanto, la ecuación que describe el área de la sección transversal de inundación, A, con respecto al volumen inicial del lahar, V, es la siguiente:

$$A = 0.013 V^{2/3}$$

Si bien la regresión pierde cierta calidad en la predicción respecto a la original, esto pues, su coeficiente de determinación R^2 disminuye de 0,85 a 0,62, la calibración y utilización de un nuevo valor para la constante se justifica en el hecho de que este procedimiento no busca encontrar una ecuación general que describa el comportamiento global de todos los lahares, sino más bien, pretende encontrar una ecuación que modele más fielmente los lahares del volcán Villarrica, y para este propósito, esta constante tiene un mejor ajuste. Esta situación puede verse en la figura 5.4, donde se observa que al modelar un lahar a través del río Turbio, con un volumen inicial de 20 millones de m^3 , el único valor de la constante con la cual la zona de inundación alcanza la desembocadura del río Pucón en el lago Villarrica es de 0,0129.

Tabla 5.3. Datos de secciones transversales y volúmenes de distintos lahares recopilados de distintas fuentes. Además se muestra en una columna los valores de la sección transversal calculada mediante la ecuación de la curva de tendencia.

Volcán	Cauce	Sección transversal [m ²]	Sección trasversal calculada a partir de regresión [m ²]	V [m ³]	Fuente
Mount Hood	ZigZag	12000	3256	73000000	Iverson et al. (1998)
Nevado del Ruiz	Azufrado	2300	2154	40000000	Iverson et al. (1998)
Nevado del Ruiz	Molinos Nereidas	1100	1768	30000000	Iverson et al. (1998)
Nevado del Ruiz	Guali	2000	1148	16000000	Iverson et al. (1998)
St. Helens	Pine Creek + Muddy River	2100	1047	14000000	Iverson et al. (1998)

Continúa en página 101

⁵ La regresión potencial es aquella que tiene como función de ajuste una función del tipo $Y = a \cdot X^b$, donde a y b son las constantes buscada. Este tipo de ecuación es la que según Iverson *et al.* 1998 describe el comportamiento del lahar en base a su volumen

Continuación tabla 5.3.

Volcán	Cauce	Sección transversal [m ²]	Sección transversal calculada a partir de regresión [m ²]	V [m ³]	Fuente
St. Helens	South Fork Toutle	1500	942	12000000	Iverson et al. (1998)
Mayon	Mabinit	200	194	1200000	Iverson et al. (1998)
Villarrica	Correntoso	1000	1887	33000000	Castruccio (2009)
Villarrica	Pedregoso	2400	2227	42000000	Castruccio (2009)
Villarrica	Turbio + Pedregoso	2000	3467	80000000	Castruccio (2009)
Villarrica	Chaillupén	1000	1887	33000000	Castruccio (2009)
Villarrica	Coñaripe	750	1196	17000000	Castruccio (2009)
Villarrica	Voipir	1500	1338	20000000	Castruccio (2009)
Calbuco	Tepú	600	831	10000000	Castruccio (2009)
Calbuco	Tepú	545	663	7200000	Castruccio (2009)

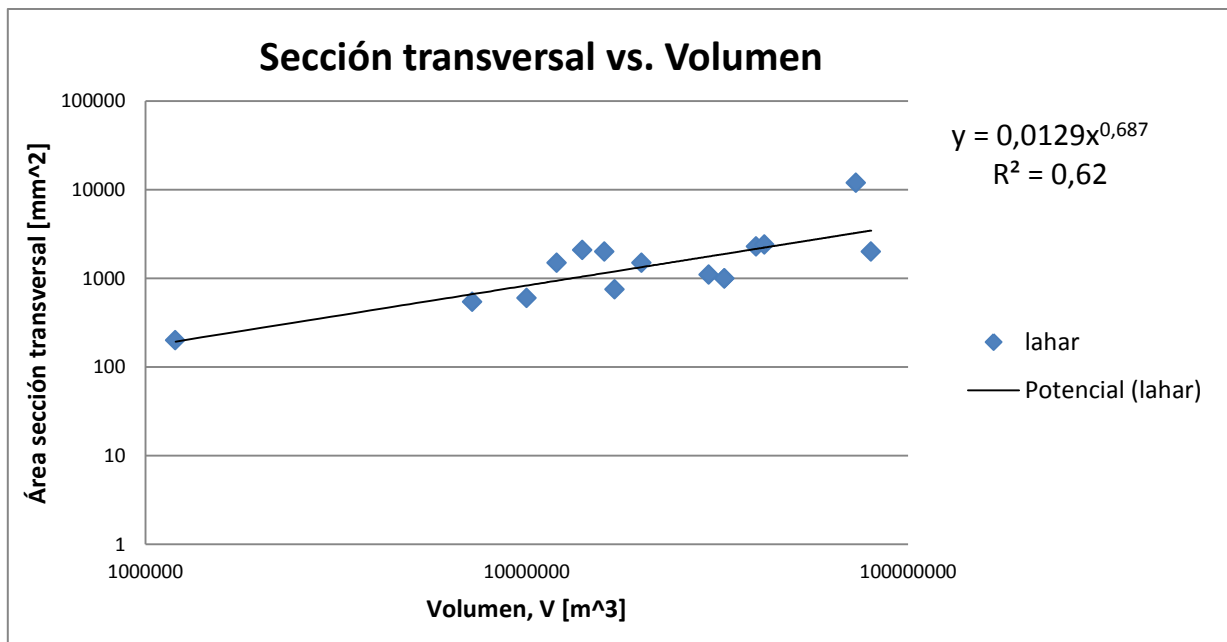


Figura 5.3. Gráfico de sección transversal versus volumen y línea de tendencia para los datos de la tabla 5.3.

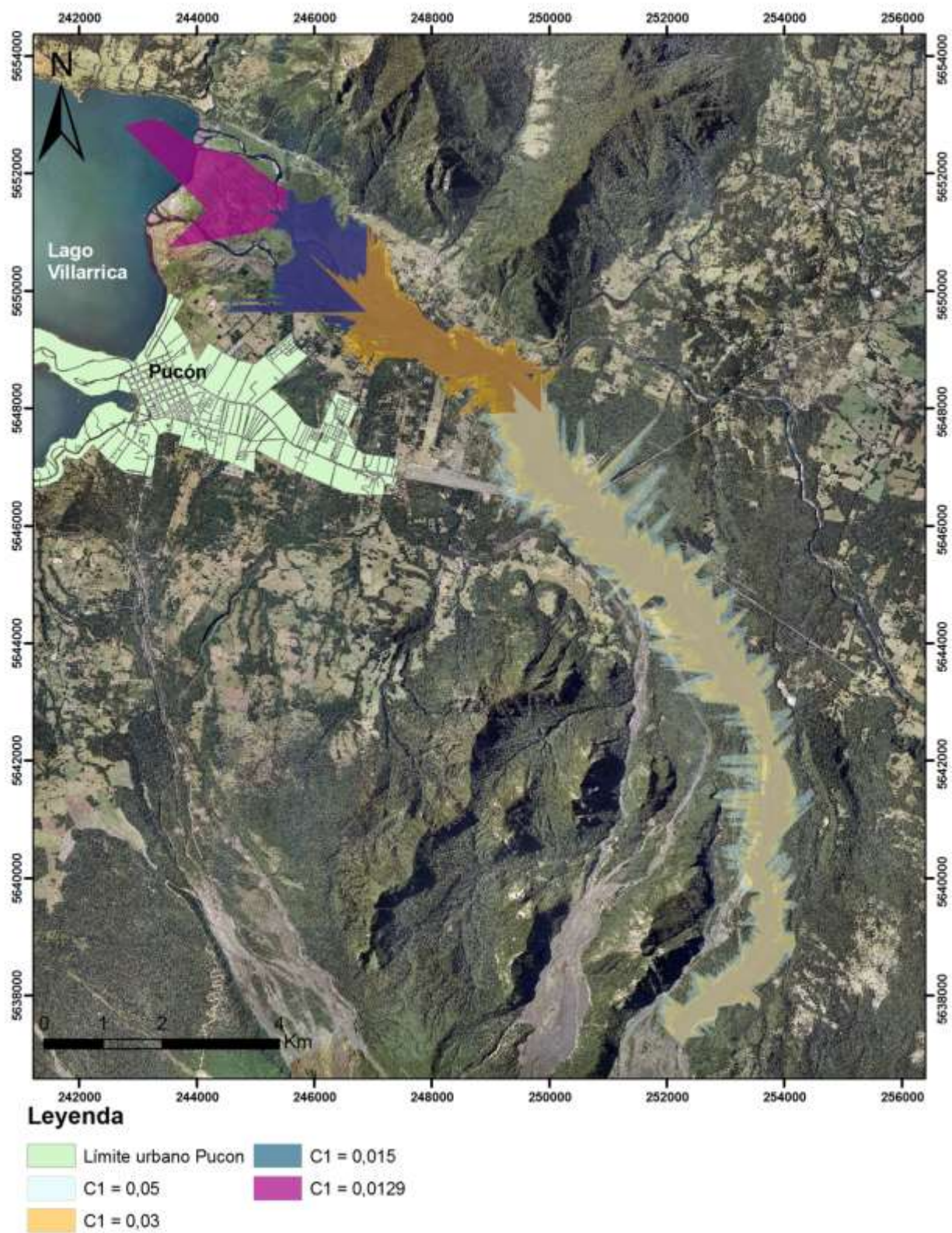


Figura 5.4. Variaciones en el área inundada respecto a cambios en la constante que modela la sección transversal del flujo.

5.1.1.4. Modelo de elevación digital (DEM)

Varios investigadores han estudiado la sensibilidad del modelo LAHARZ en relación a la calidad de los modelos de elevación (Stevens et al., 2002; Hubbard et al., 2007; Huggel et al., 2007; Muñoz – Salinas et al., 2009) con resultados que muestran variaciones significativas en las áreas de inundación al utilizar diferentes DEMs. Lo anterior, es producto de que el modelo de elevación es el insumo sobre el cual se basa la modelación con LAHARZ, por lo que errores en ellos, causarían problemas por un lado, para resolver la hidrografía de los valles y por lo tanto definir los caminos para los lahares, y por otro lado problemas para representar la forma del valle, lo que determina la capacidad de llenado o inundación (Hubbard et al., 2007). Por lo tanto, la buena calidad del DEM (*i.e.* que sea lo más preciso y exacto posible), y una adecuada resolución, son fundamentales para que los resultados sean válidos y puedan ser utilizados para una cartografía de peligro. Respecto a cuál es el tamaño de celda adecuado, o resolución que ha de tener el DEM, depende en primer lugar de la escala de la cartografía, y también, de la forma del valle por el cual se quiere modelar el flujo, específicamente del ancho de la zona más estrecha del drenaje, pues celdas de mayor tamaño que este ancho, es decir DEMs con bajas resoluciones, no representarán adecuadamente las secciones transversales reales, sobreestimando el ancho de la zona de inundación y produciendo una subestimación del alcance del lahar (Muñoz – Salinas et al., 2009).

Para este estudio, se cuenta con un DEM topográfico de resolución de 10 m, el cual presenta ciertos errores, y cuya calidad es analizada a continuación.

En primer lugar, al construir la red hidrográfica⁶ y compararla con la red del IGM y con la imagen aérea de la zona, se nota que ésta tiene considerables desajustes e incongruencias como se observa en la figura 5.5. Esto se presenta en las zonas llanas, de pendientes inferiores a (5°), en donde la red de drenaje derivada del DEM forma tramos de longitud superior a 100 m totalmente rectos y que difieren con la red real, tal como se aprecia en el delta de la desembocadura del río Pucón en el lago Villarrica.

⁶ La red de drenaje se construye a partir del DEM utilizando herramientas de análisis espacial e hidrológico del software ArcGis 10.2, bajo licencia del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Por otro lado, al confrontar las elevaciones del DEM topográfico con los valores de los DEMs de distribución gratuita ASTER⁷ (de resolución 30 m) y SRTM⁸ (de resolución 90 m), se observa una zona con una marcada baja en las elevaciones del DEM topográfico respecto a los otros dos modelos (figura 5.6, 5.7, y 5.8). Esta zona se ubica en un área de muy baja pendiente, justo en la desembocadura del río Pucón, y es una de las zonas por donde el río pasa más cerca de la ciudad. Las diferencias son del orden de los 40 metros, llegando incluso a los 63 metros, desde altitudes que los modelos ASTER y SRTM registran entre los 215 y 230 metros, y que el DEM topográfico registra entre los 170 y 200 metros. Esto es claramente un problema del DEM topográfico, ya que la altura a la que se encuentra el lago, a menos de 2 km del lugar y en una zona con pendientes menores a los 3° es de aproximadamente 214 m, y las mediciones de terreno mediante el uso de GPS diferencial, son significativamente más cercanas a las elevaciones de los modelos ASTER y SRTM en ese lugar. Este error podría atribuirse a cómo se construyó el DEM, esto es interpolando las distintas curvas de nivel, por lo que en el caso de existir una zona muy plana, dos curvas de nivel consecutivas podrían estar a una gran distancia horizontal, haciendo que la interpolación rellene tales espacios con agujeros o “sinks”. Esta situación puede corregirse con la herramienta “Fill” de análisis espacial en ArcGis, sin embargo solo se atenúa el error, manteniéndose presente.

Por lo descrito en los párrafos anteriores, y además, debido a que la escala a la cual se plantea este trabajo requiere de la utilización de un DEM con la mayor resolución posible, como lo es el DEM topográfico de 10 m de celda, y que este último presenta errores justo en el área más cercana a población; es que durante la campaña a terreno de este trabajo se ha hecho un levantamiento topográfico de alta exactitud y precisión, con el uso de un dispositivo GPS diferencial, para así después, con los datos obtenidos ahí y el reemplazo de los datos de la zona de error del DEM topográfico por datos del DEM SRTM, realizar una mejora al DEM (para detalles sobre la metodología de las mediciones y la mejora del DEM ver el anexo B).

⁷ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). Disponible gracias al proyecto “ASTER Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM)” desarrollado en conjunto entre la NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón.

⁸ Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), NASA. Descargado de la página web <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp> (10-09-2014)

Este DEM corregido se observa en la figura 5.9, a pesar de que se logra una mejora en cuanto a la fidelidad de la red de drenaje sobre todo en la quebrada de Calabozos, el DEM sigue teniendo problemas para representar con veracidad el terreno, probablemente por lo complicado de modelar esa zona llana, de barras y terrazas, a partir de curvas de nivel tan espaciadas. Pese a esto la modelación se hace con el DEM corregido, teniendo en cuenta sus limitaciones a la hora de la cartografía de peligro.

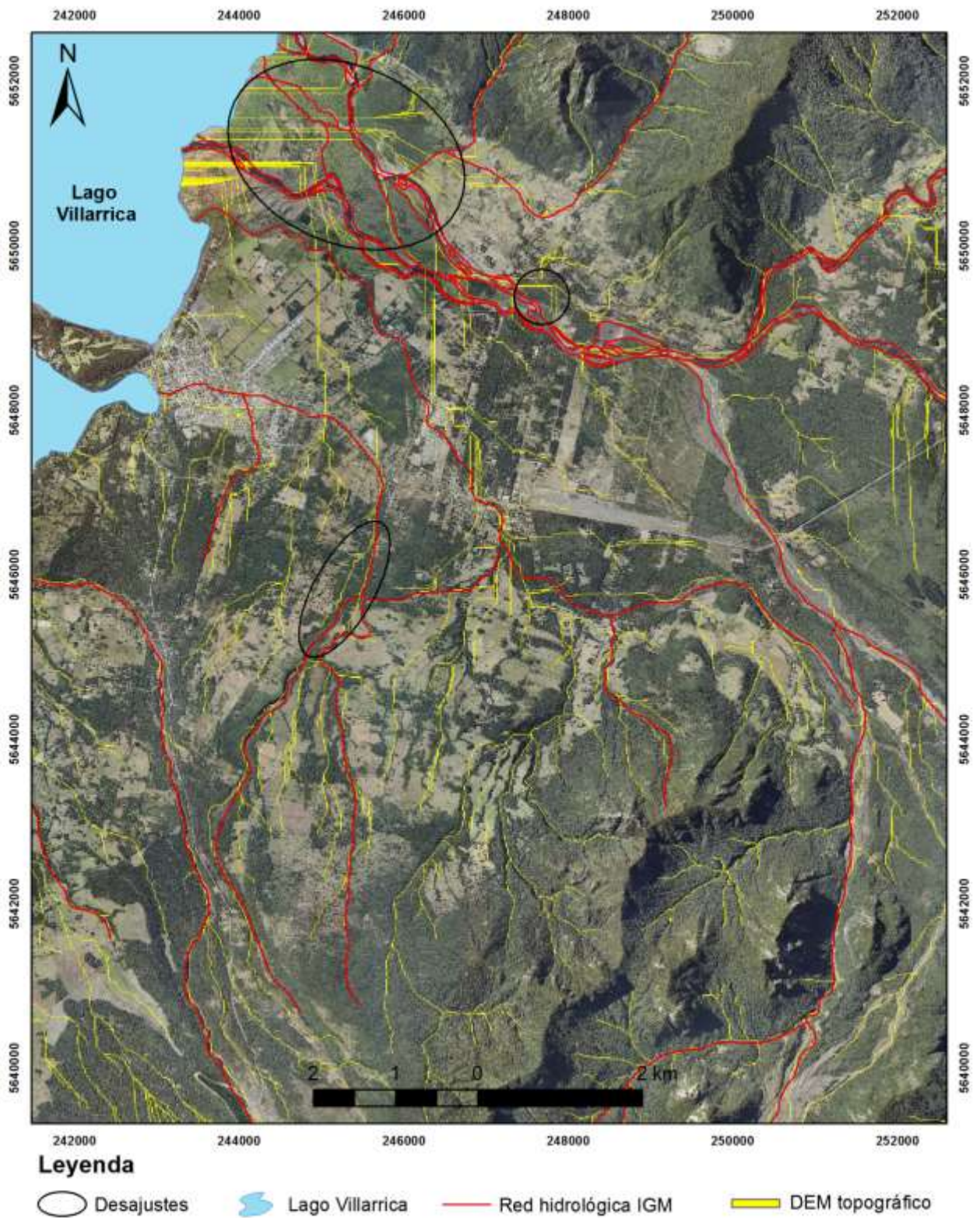


Figura 5.5. Redes de drenaje derivadas del DEM topográfico y del IGM. Las elipses encierran zonas de desajuste del DEM.

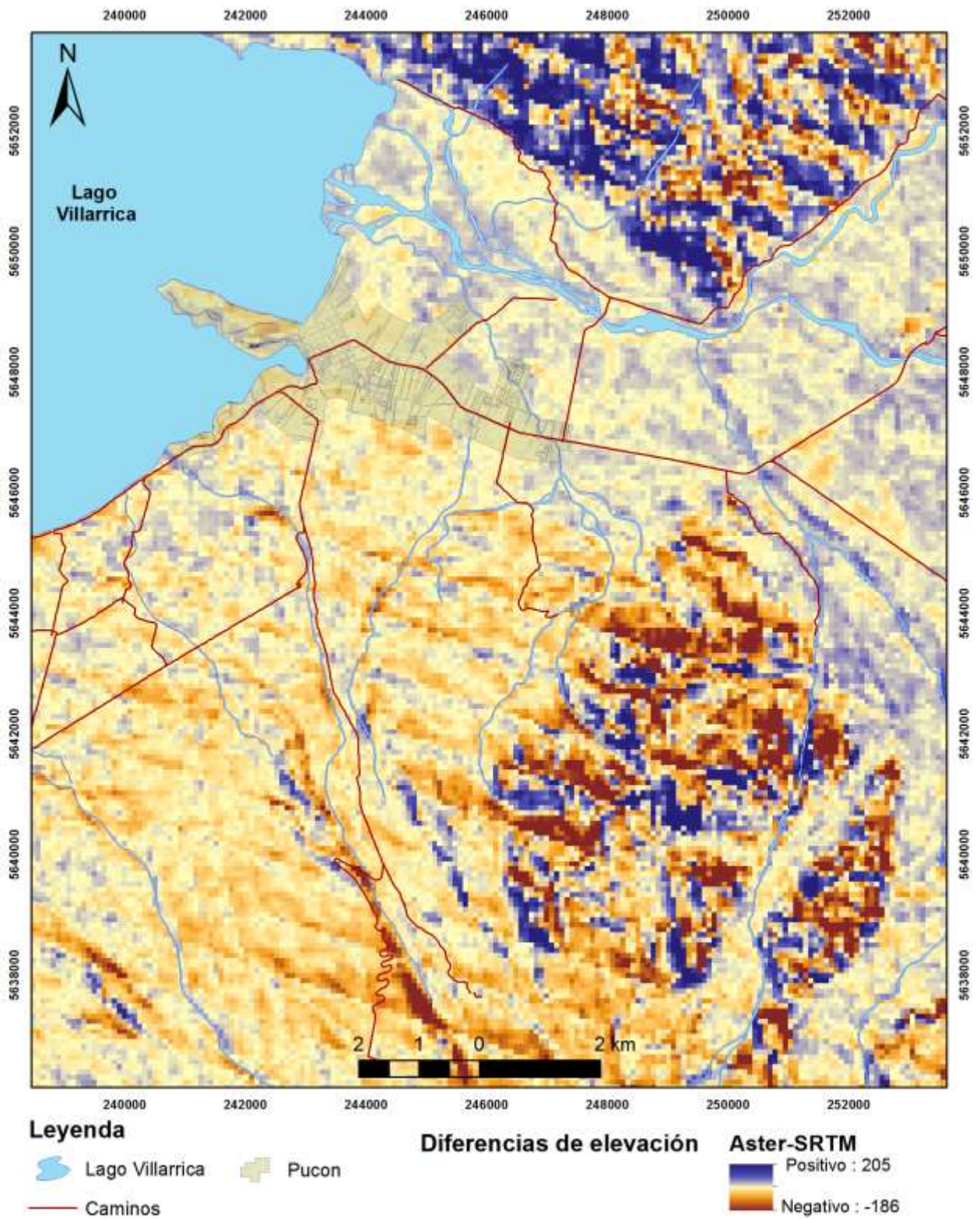


Figura 5.6. Diferencia en elevación entre el DEM ASTER y el DEM SRTM.

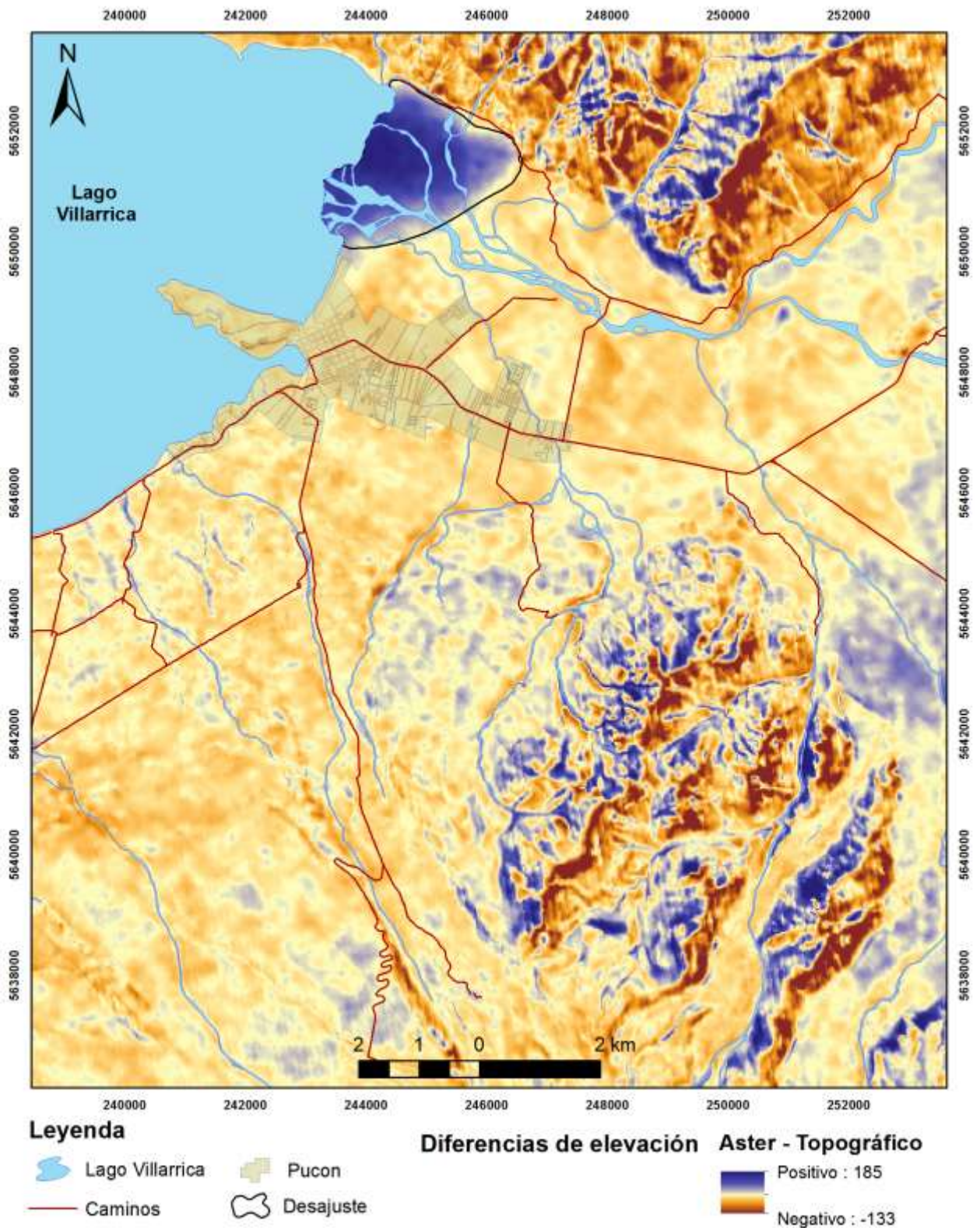


Figura 5.7. Diferencia en elevación entre el DEM ASTER y el DEM topográfico. El polígono que encierra la línea negra, justo en la desembocadura del río Pucon en el lago Villarrica, marca la zona de mayor desajuste del DEM topográfico original, y en la cual se reemplazarán los datos de elevación de dicho DEM por los datos de elevación del DEM SRTM y los datos topográficos tomados en terreno

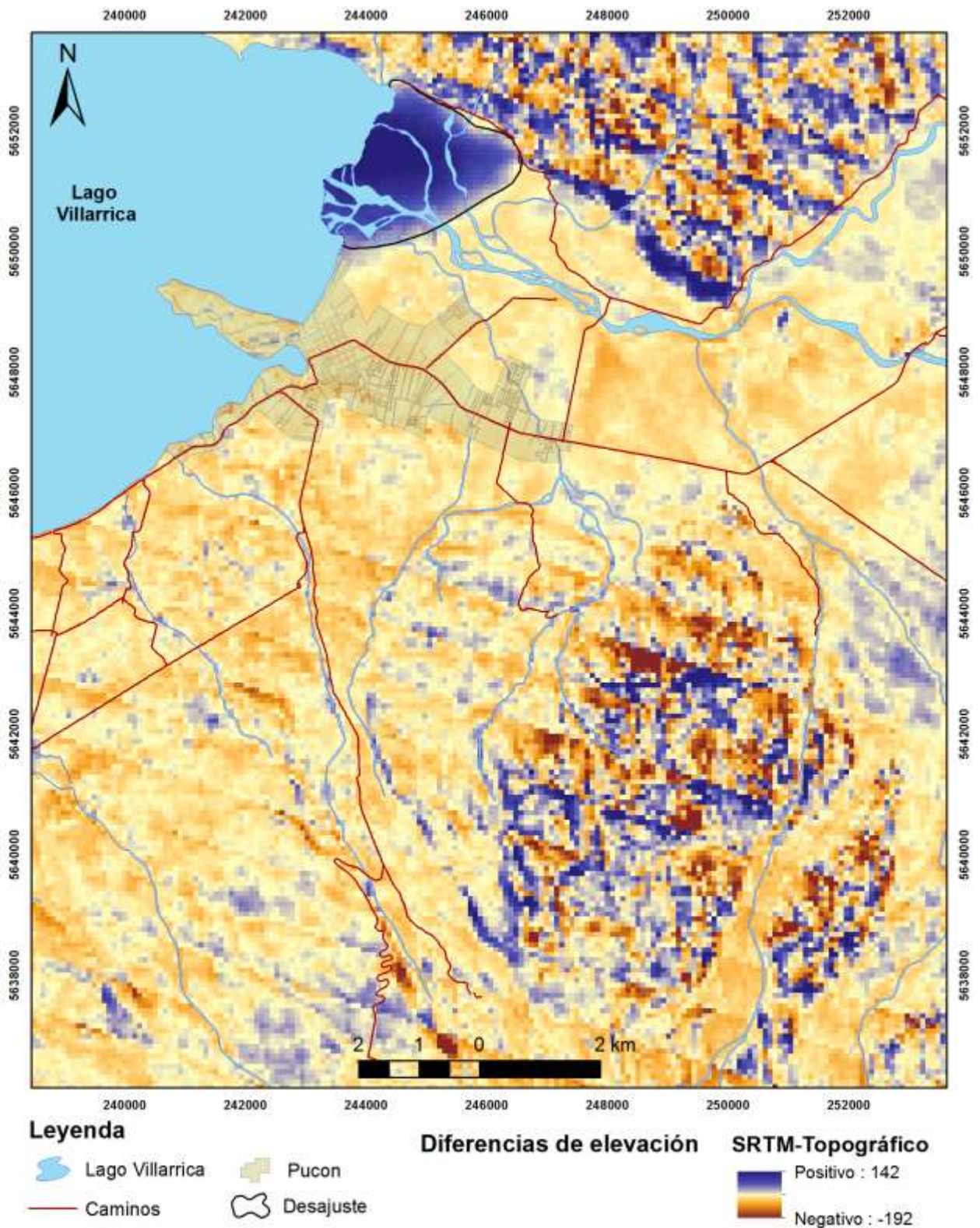


Figura 5.8. Diferencia en elevación entre el DEM SRTM y el DEM topográfico. El polígono que encierra la línea negra, justo en la desembocadura del río Pucon en el lago Villarrica, marca la zona de mayor desajuste del DEM topográfico original, y en la cual se reemplazarán los datos de elevación de dicho DEM por los datos de elevación del DEM SRTM y los datos topográficos tomados en terreno

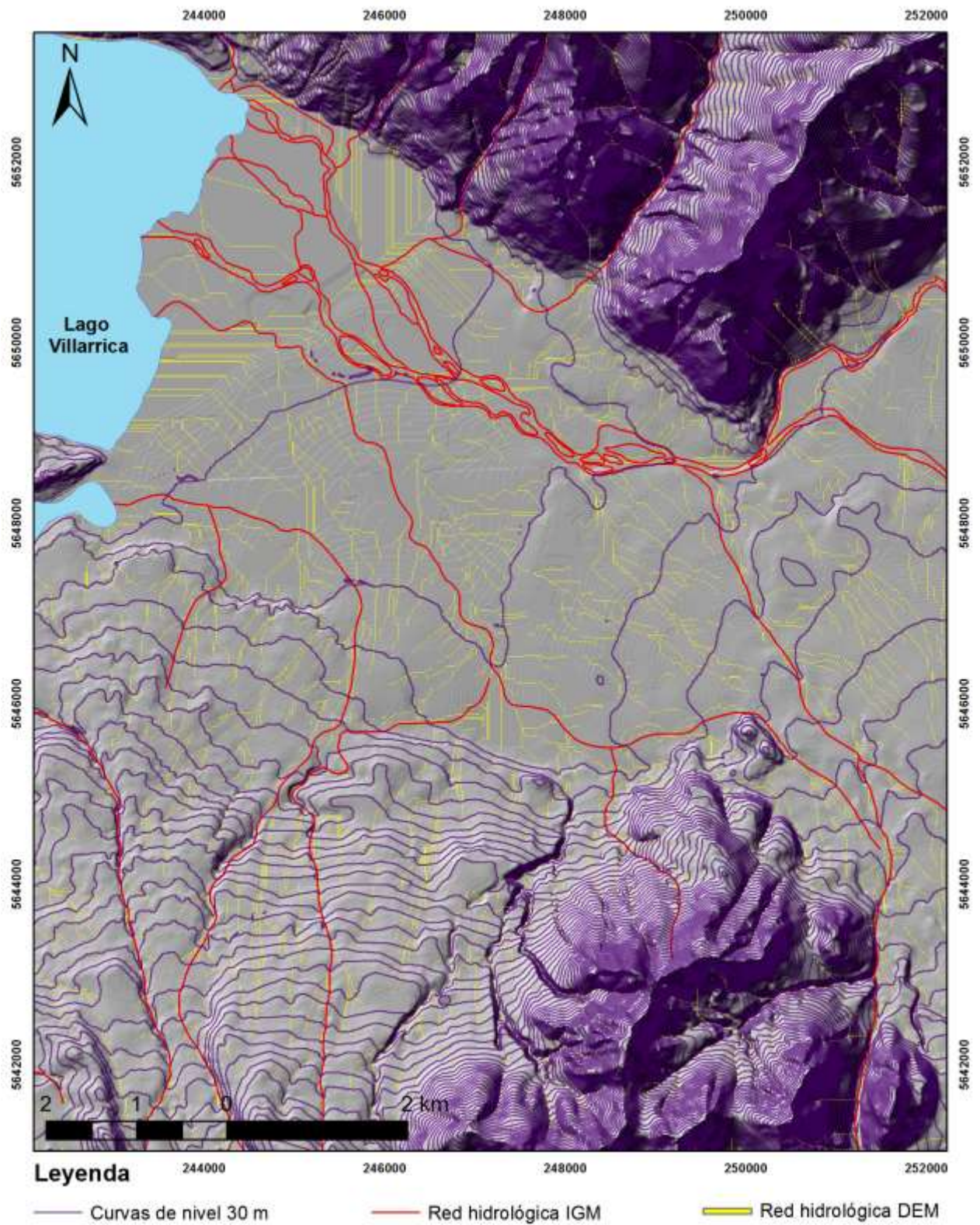


Figura 5.9. Modelo de elevación digital utilizado para las modelaciones.

5.1.2. Modelación Escenario 1

Para este y el resto de los escenarios se han modelado los flujos laháricos con inicio en los distintos cauces que tienen las cabeceras de cada uno de los valles (Ver capítulo 3), ya que es prácticamente imposible determinar por cuál o cuáles de ellos se drenará la masa de hielo o nieve fundida correspondiente a cada cuenca. También, se hacen corridas del programa a través de los cauces secundarios, utilizando en caso de ser necesario, los volúmenes remanentes en cierto punto de la trayectoria del lahar. Estos se calculan a partir de las ecuaciones con las que trabaja el programa y la información disponible en el archivo “.pts” que entrega LAHARZ. Los cauces secundarios van convergiendo hacia los cauces principales, los cuales en definitiva se modelan con final en el lago. Los resultados de la modelación se muestran en la figura 5.10 y 5.11, y en ellas además se pueden ver los puntos de inicio y final de las distintas corridas del programa.

5.1.3. Modelación Escenario 2

En este caso se repite el mismo procedimiento indicado para el escenario 1, utilizando los volúmenes correspondientes. En las figuras 5.10 y 5.11 se muestran los resultados.

5.1.4. Modelación Escenario 3

Para este escenario se han mantenido las consideraciones anteriores, con la diferencia que para las cuencas del río Turbio y Pedregoso se han modelado lahares independientes y simultáneos por cada uno de esos valles y que convergen en el punto de confluencia entre ambos ríos. Para esto se ha corrido la modelación desde la cabecera de los valles hasta el punto de confluencia de ambos ríos, y en este punto se han sumado los volúmenes remanentes calculados a partir de la información entregada por el programa en el archivo de extensión “.pts” y cuyo nombre es el ingresado en el menú de inicio del programa. Así, con la suma de los volúmenes aportados por el río Pedregoso y el río Turbio se procede a correr la modelación desde la confluencia de

ambos ríos hasta la llegada del río Pucón al lago Villarrica. El resultado se muestra en las figuras 5.12 y 5.13.

5.1.5. Modelación Escenario 4

Se repite el procedimiento descrito en el escenario 3 con el volumen correspondiente. El resultado se observa en la figura 5.12 y 5.13

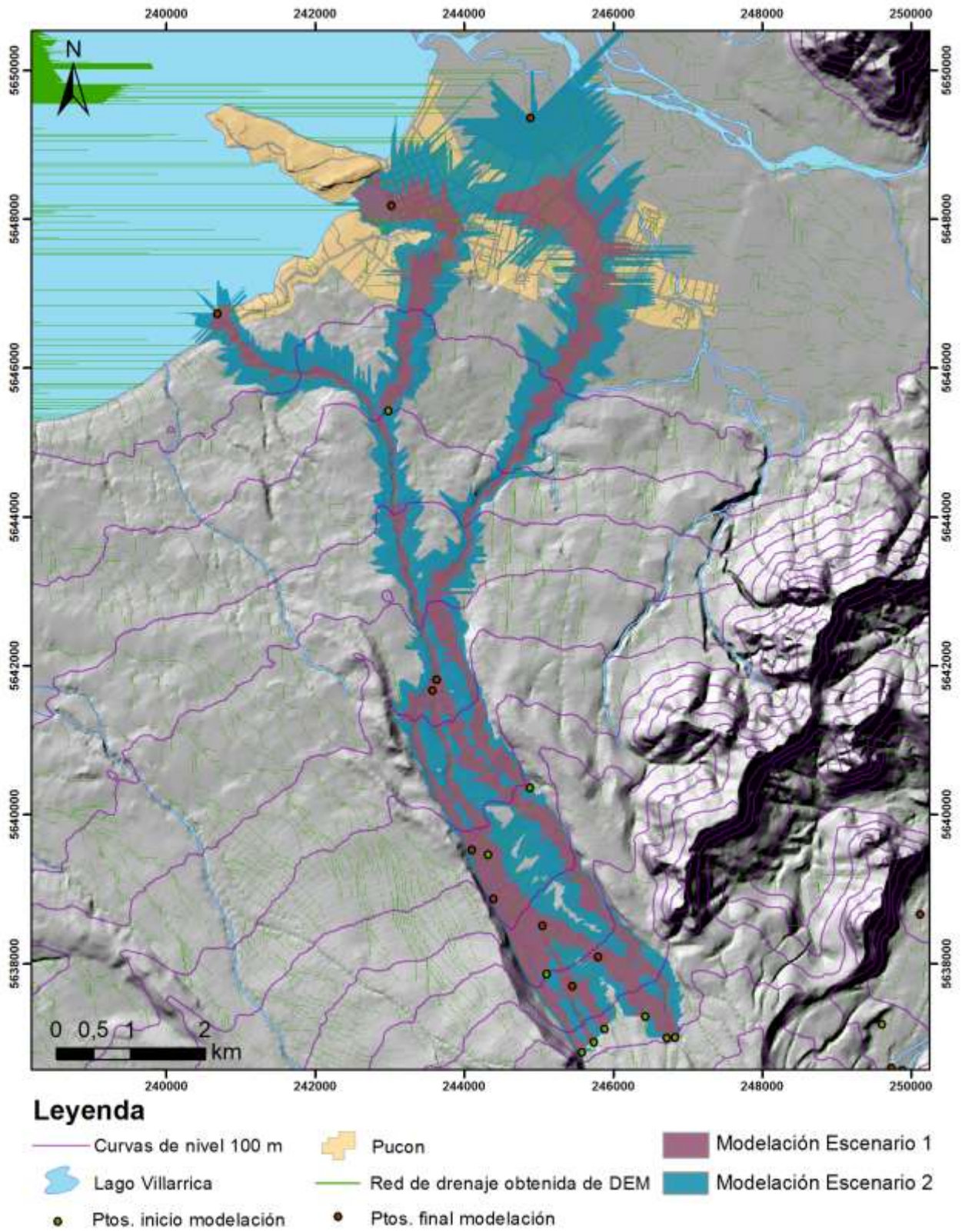


Figura 5.10. Resultados modelación escenario 1 y 2 para cuenca del Zanjón Seco.

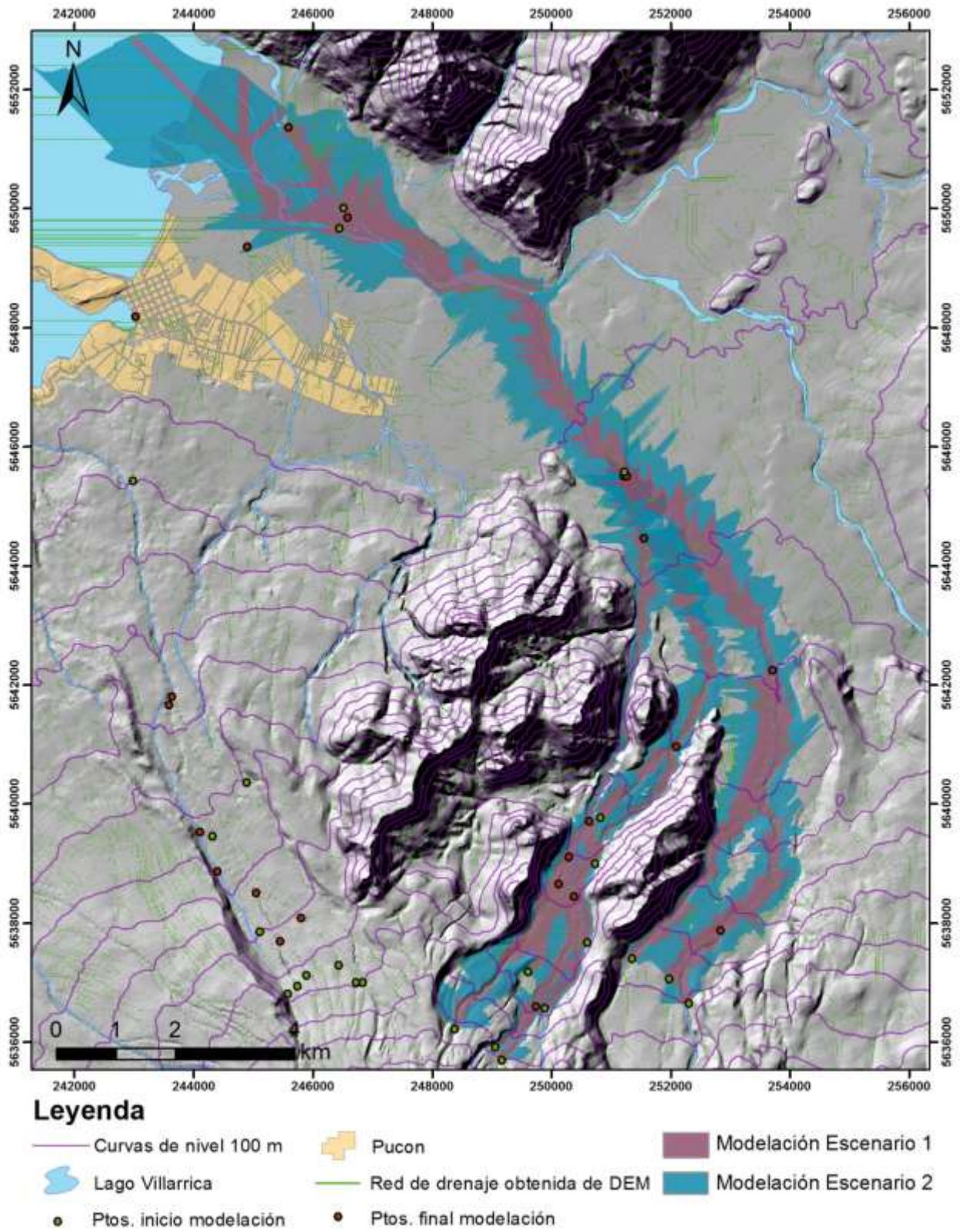


Figura 5.11. Resultados modelación escenario 1 y 2 para cuenca del Turbio y Pedregoso.

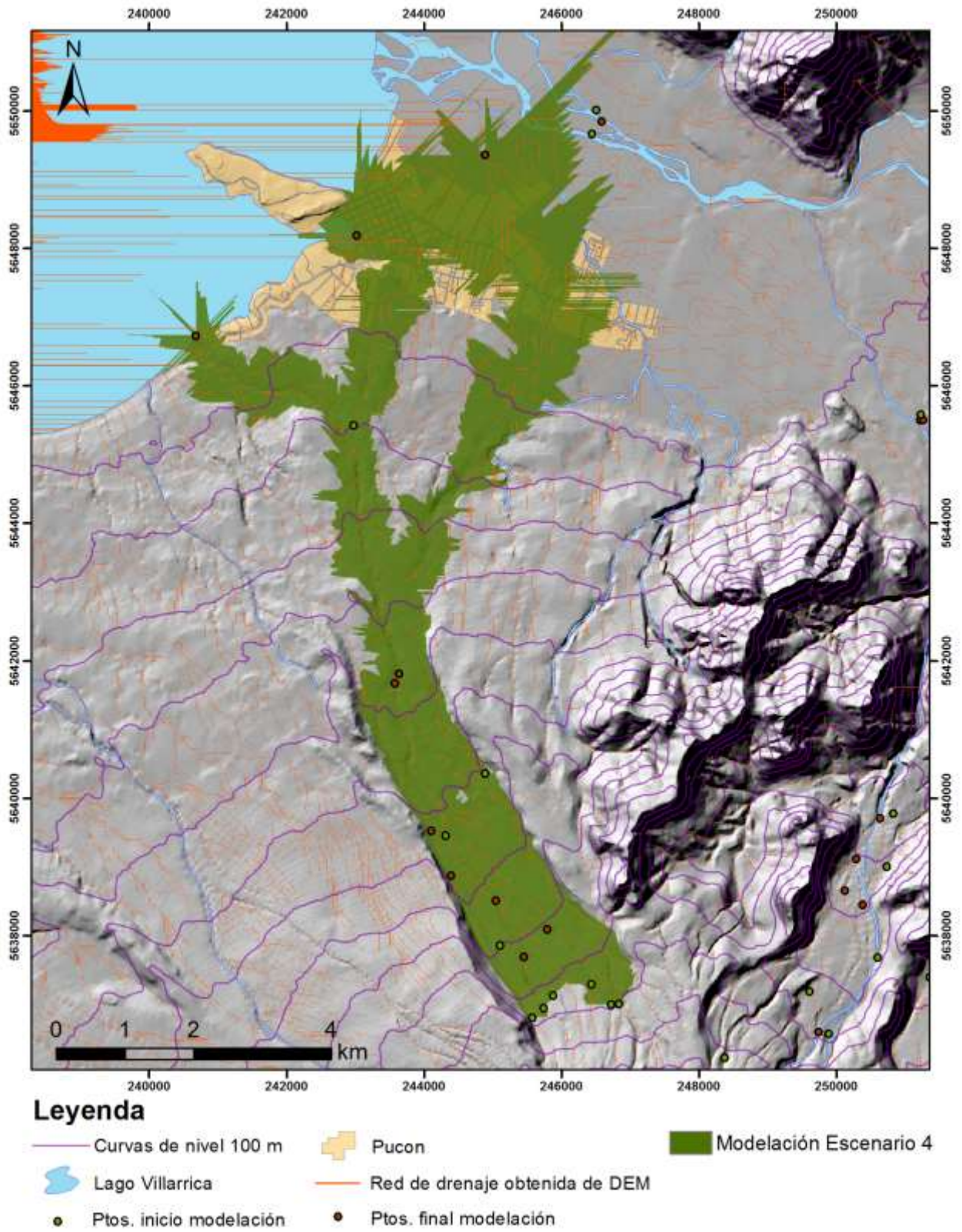
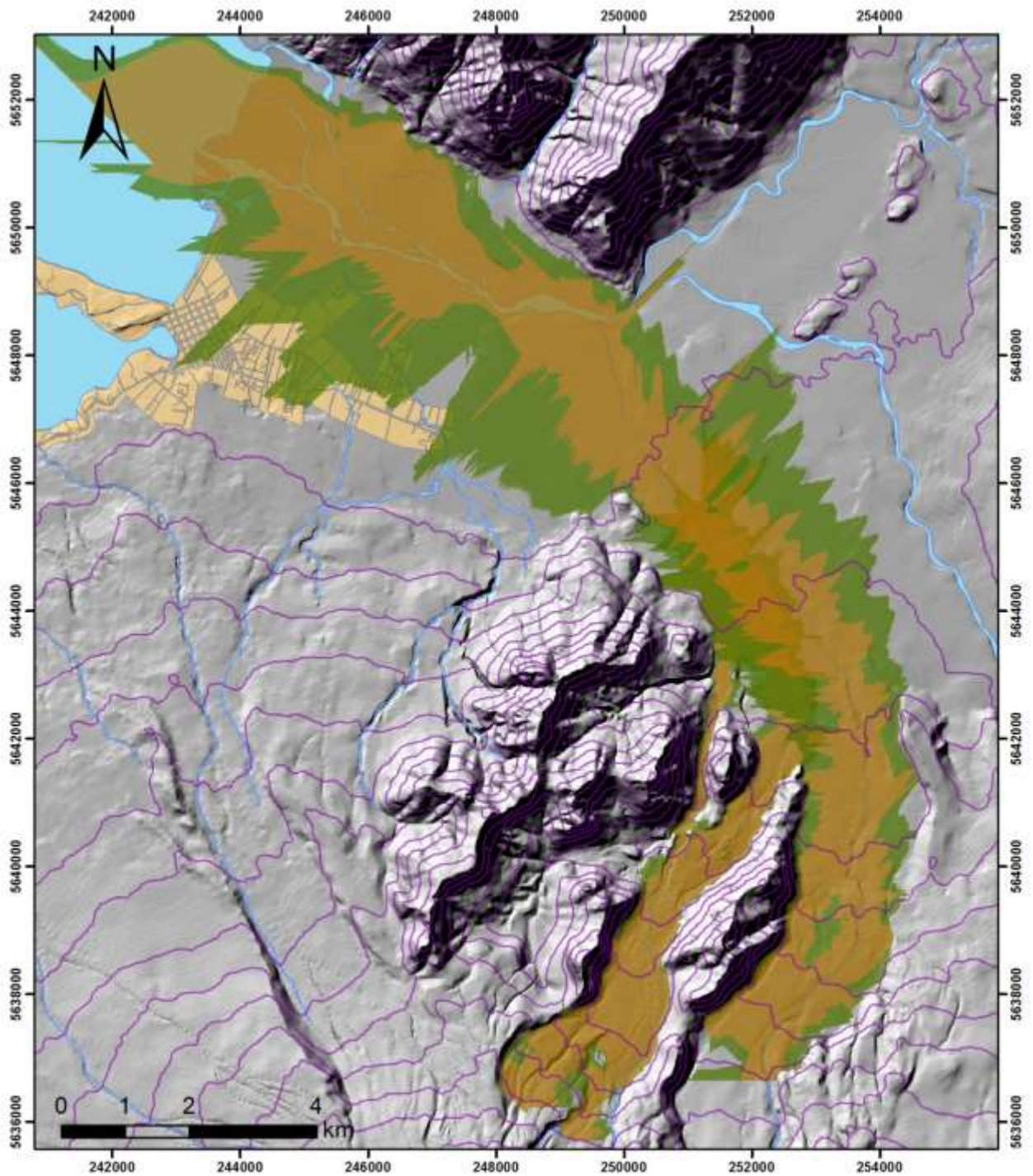


Figura 5.12. Resultados modelación escenario 4 para cuenca del Zanjón Seco.



Leyenda

- Curvas de nivel 100 m
- Lago Villarrica
- Pucon
- Modelación Escenario 3
- Modelación Escenario 4

Figura 5.13. Resultados modelación escenario 3 y 4 para cuenca del Turbio - Pedregoso.

5.1.6. Limitaciones del modelo

El modelo LAHARZ presenta variadas limitaciones, lo que hace que sus resultados deban interpretarse con cuidado, y deba analizarse su uso en una cartografía de peligro. Algunas de las desventajas se nombran en la sección 1.4.3.2, mientras que otras limitaciones se mencionan a continuación:

- La sensibilidad ante la calidad del DEM, expuesta anteriormente en este capítulo.
- La simplificación del comportamiento del flujo; primero, al considerarlo como una sola gran descarga, y no una sucesión de pequeños pulsos; segundo, al no considerar las modificaciones de estos pulsos sobre la topografía; tercero, desestimar los procesos de “bulking y “debulking”, que son mecanismos por los cuales los lahares adquieren y se desprenden respectivamente de agua y carga sólida; y cuarto, no poder representar la inundación de zonas producto del represamiento y desborde del flujo.
- La aparición de áreas laterales de inundación con bordes irregulares con forma de dientes, poco realistas, y que Muñoz – Salinas et al. (2009) atribuye a la forma en que el programa computa las ecuaciones que modelan los lahares, manteniendo el parámetro A que es el área de la sección transversal, constante de principio a fin en la modelación, lo que en estricto rigor se aleja de la realidad pues el volumen del lahar no se mantiene constante, ni la forma de la forma de los cauces, lo que haría variar el área de las secciones transversales.
- Los flujos no tienen la posibilidad de desviarse o dividirse en más de un cauce, por lo que esta situación no queda representada por la modelación a menos que se fuerce al programa a hacerlo de manera indirecta. Esto se puede conseguir indicándole que finalice el recorrido computacional en un punto de división de un cauce, e iniciando nuevas modelaciones en cada uno de los cauces que siguen río abajo, con volúmenes que serían fracciones arbitrarias del volumen remanente obtenido en el punto de división para la primera modelación.

5.2. Cartografía y valoración del Peligro de Inundación por lahares

Para la elaboración del mapa de peligro se ha considerado como base el resultado entregado por la modelación en Laharz, este es un criterio de primer orden y una buena referencia para cuantificar el orden de magnitud de la inundación, sin embargo debido a sus limitaciones, se han considerado los siguientes criterios adicionales: (1) geomorfológicos, mediante la observación de las imágenes aéreas de la zona, su foto interpretación, la observación en terreno, y el empleo de la red hidrográfica y las curvas de nivel como guía en la cartografía; (2) físicos, esto significa que el flujo siga un camino hidráulicamente coherente, lo que implica que el flujo no pueda regresar aguas arriba ni generar áreas de inundación con bordes afilados, por lo que se procede a cortar tales bordes; (3) bibliográficos, es decir, tomando en cuenta también lo descrito en trabajos anteriores sobre lahares del volcán Villarrica (Naranjo y Moreno, 2004; Castruccio, 2005; Castruccio, 2008); y (4) el registro geológico del área, para lo cual se cuenta con el mapa geológico del volcán de Clavero y Moreno (2006). Esto significa que el mapa resultante es fruto de una metodología combinada basada en un modelo numérico ajustado, y en el registro geológico. Con esto se obtiene la ventaja de rescatar lo mejor de la modelación como es la cuantificación y la generalidad de los escenarios; y mitigar sus limitaciones incorporando la información que pueda no quedar representada por la modelación, con la información de los depósitos laháricos existentes. Una discusión respecto al uso de esta metodología combinada “modelo + geología” se presenta en el capítulo de discusiones.

Para la determinación del grado de peligro de cada escenario se toman en cuenta las probabilidades calculadas en el capítulo 4 para los distintos escenarios eruptivos, y que se exponen en la tabla 4.12. También se considera la edad de los depósitos laháricos para clasificar las zonas de su distribución de acuerdo a un grado de peligro. Así, se definen las siguientes zonas de peligro.

5.2.1. Peligro Muy Alto

Corresponde a zonas de inundación entregadas por la modelación computacional del escenario 1 (IEV = 1), y cuya cartografía se ha refinado con los criterios geomorfológicos, hidrológicos y bibliográficos; independientemente si dentro de esta zona caen o no áreas con depósitos laháricos históricos.

5.2.2. Peligro Alto

Zonas de inundación entregadas por la modelación computacional del escenario 2 (IEV = 2), y cuya cartografía se ha refinado con los criterios geomorfológicos, hidrológicos y bibliográficos. Además se han incorporado las zonas cubiertas por depósitos laháricos de los últimos 100 años.

5.2.3. Peligro Moderado

Zonas de inundación entregadas por la modelación computacional del escenario 3 (IEV = 3), y cuya cartografía se ha refinado con los criterios geomorfológicos, hidrológicos y bibliográficos. También se incorporan las zonas cubiertas por depósitos laháricos de edad histórica, mayores a 100 años.

5.2.4. Peligro Bajo

Zonas de inundación entregadas por la modelación computacional del escenario 4 (IEV \geq 4), y cuya cartografía se ha refinado con los criterios geomorfológicos, hidrológicos y bibliográficos. También se incorporan las zonas con depósitos laháricos históricos de edad indeterminada pertenecientes a la unidad Villarrica 3.

5.2.5. Peligro Muy Bajo

Zonas excluidas de las clasificaciones anteriores y en donde es posible encontrar cobertura de depósitos laháricos de edad indeterminada, sobre afloramientos de la unidad Villarrica 2.

5.2.6. Consideraciones adicionales

Aparte de los criterios ya mencionados para la construcción del mapa de peligro, se han tomado en cuenta los dos siguientes aspectos.

Primero, en zonas relativamente llanas, donde el valle no se encuentra confinado, es decir, donde no exista una barrera topográfica que permita establecer un límite directo entre una zona de alto o muy alto peligro con una zona sin peligro; y en donde por la metodología cartográfica utilizada hayan quedado en contacto dos zonas con niveles no sucesivos de peligro (e.g. un contacto entre una zona de alto peligro y un área de bajo peligro, sin una transición de peligro moderado entre medio), se han incorporado arbitrariamente bordes paralelos a las zonas con el mayor nivel de peligro y hacia el exterior de éstas, con anchos de 100 m, y que representan la transición entre dos niveles de amenaza no continuos.

La segunda consideración consiste en establecer una zona de peligros proximales desde la cabecera de los valles hacia arriba, y que encierre de forma cuasi radial las proximidades del cráter. Esto pues la modelación se inicia a una cota inferior a la cima del volcán, por lo que las área de inundación quedaría representadas solo hacia abajo de esta cota, sin embargo, aguas arriba, en las proximidades del cráter las amenazas volcánicas son mayores y de diverso tipo, por lo que es prudente que queden representadas en el mapa de peligro.

El mapa de peligro se muestra en las figuras 5.15 y 5.16, y su leyenda en la figura 5.14. Además se incluye una versión a escala 1:25.000 de toda el área de estudio en el Anexo D.

Leyenda

Infraestructura

— Caminos ✈ Aeropuertos

Información de mapas

Proyección UTM
Zona 19 S
Datum WGS - 84

Rasgos naturales

▲ Volcan Villarrica
Cuerpos de agua

Áreas de peligro

Muy alto
Alto
Moderado
Bajo
Muy bajo

Fuente de datos

Base topográfica Dem topográfico 10 m
Caminos MOP
Aeropuertos MOP

Figura 5.14. Leyenda utilizada en los mapas de peligro

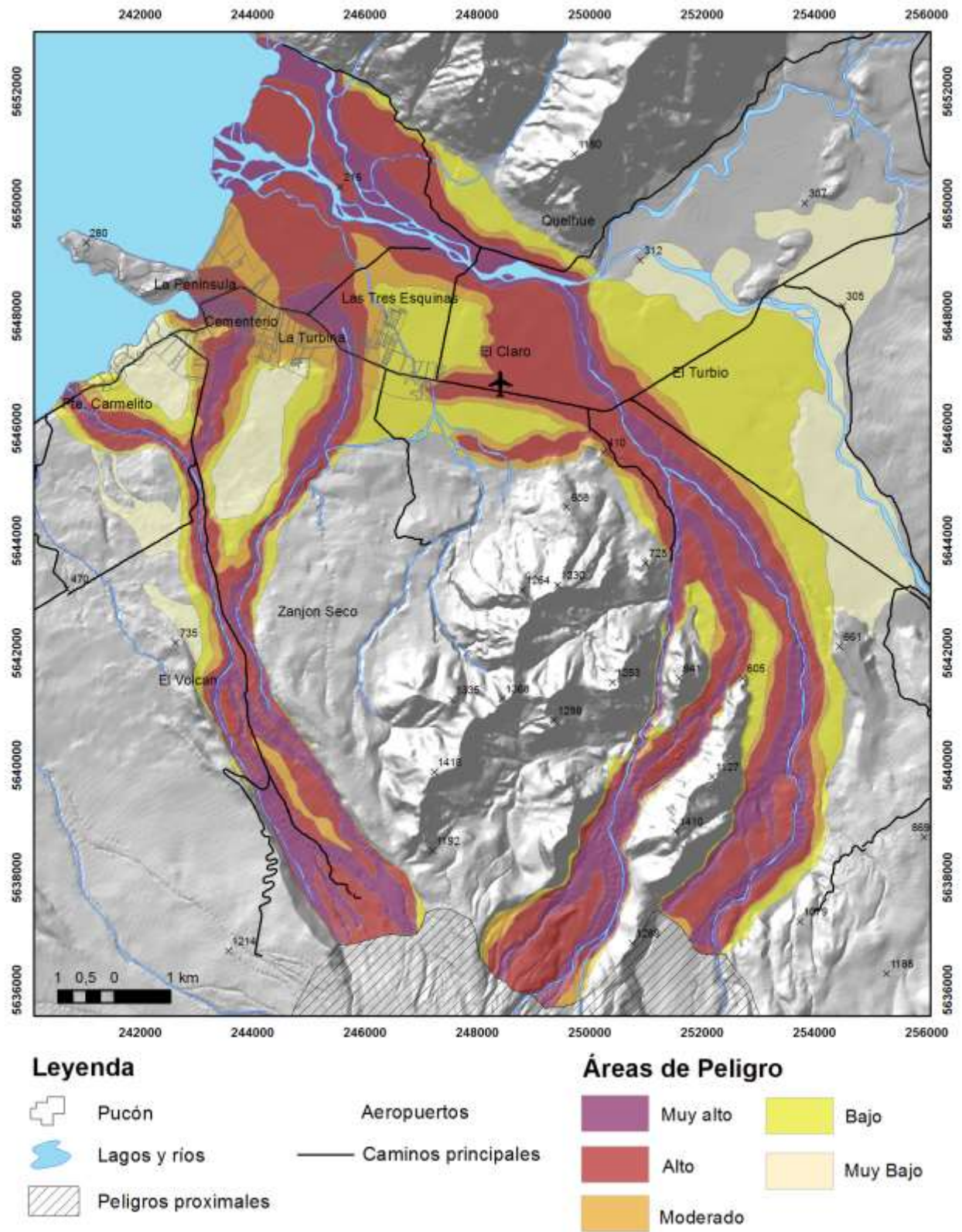


Figura 5.135. Mapa de peligro de inundación por lahares

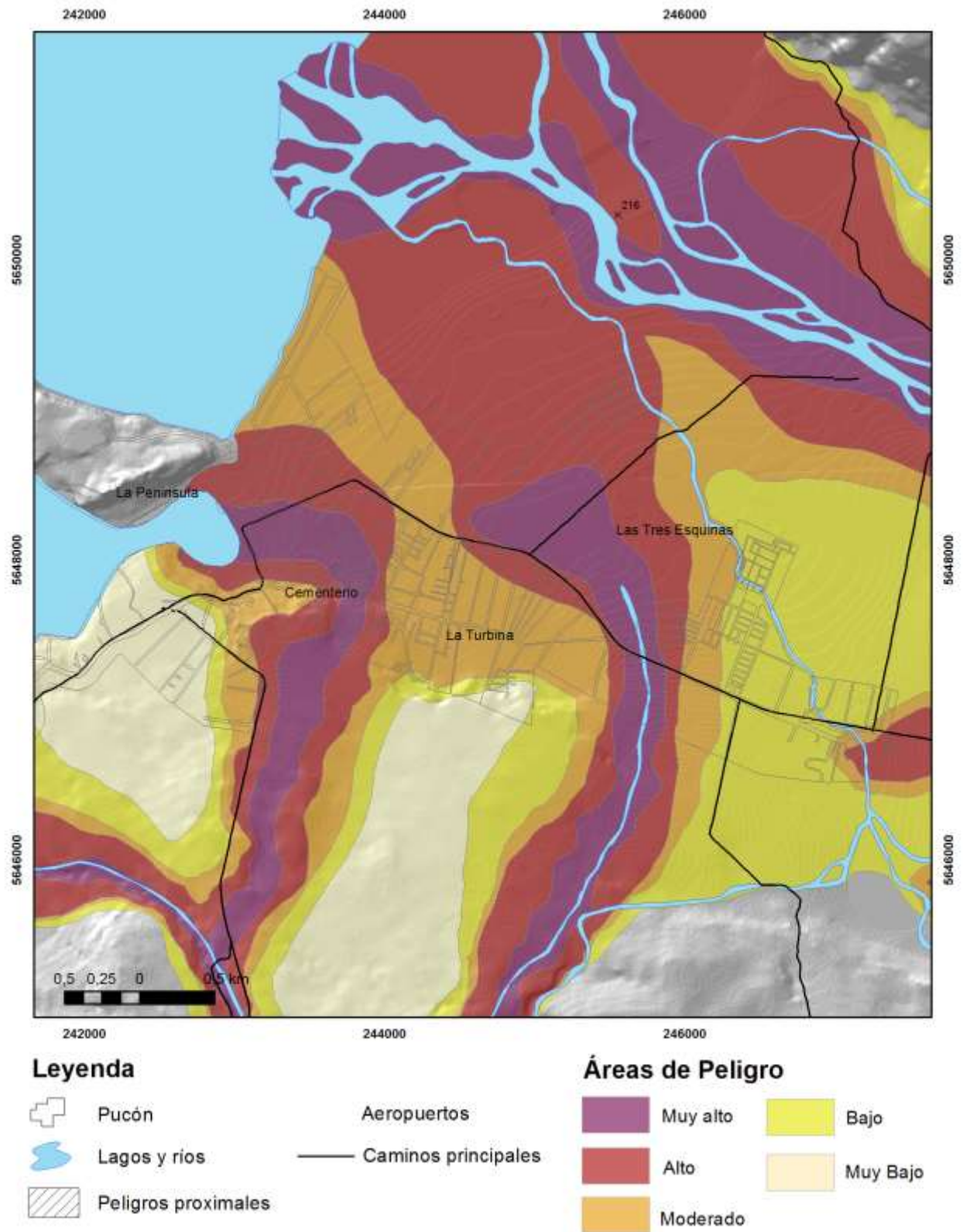


Figura 5.14. Mapa de peligro de inundación por lahares pa la zona urbana de Pucón

6. CARTOGRAFÍA Y VALORACIÓN DE LA VULNERABILIDAD

6.1. Concepto de vulnerabilidad

La vulnerabilidad es un factor esencial para cualquier análisis de riesgo frente a una amenaza natural, ya que involucra el análisis de los efectos sobre los elementos y/o componentes importantes para el funcionamiento de la sociedad. Marca la diferencia entre lo que podría ser un fenómeno físico aislado y un desastre natural. La literatura presenta variadas definiciones para este concepto, por ejemplo la que entrega Varnes (1984) presentada en la formulación de este estudio (sección 1.1) y basada en el reporte de la UNDRO⁹ de 1979 que define la vulnerabilidad como “el grado de pérdida de un elemento o grupo de elementos bajo riesgo resultado de la probable ocurrencia de un suceso desastroso, expresada en una escala de 0 (sin pérdida) a 1 (pérdida total)”. Algunas definiciones más recientes describen la vulnerabilidad como “una combinación de factores que determinan la extensión en la cual la vida de una persona, sus medios de vida o su bienestar general son amenazados por un evento extremo de la naturaleza” (Wisner *et al.*, 1994), o como “las condiciones determinadas por factores o procesos físicos, sociales, económicos y medioambientales que incrementan la susceptibilidad de una comunidad al impacto de una amenaza” (UNISDR¹⁰, 2004). La mayoría de estas definiciones expresan que la vulnerabilidad representa de manera general, el grado o potencial de pérdidas esperadas ante un fenómeno natural potencialmente destructivo.

En este estudio, la vulnerabilidad más que ser considerada como una propiedad intrínseca de un sistema o elemento (UNISDR, 2004), se considera condicionada a una amenaza en específico, en este caso lahares, y además como una propiedad o proceso dinámico ya que las características sociales de una comunidad varían tanto geográfica como temporalmente, esto último en acuerdo con Cutter *et al.* (2003). Estas ideas

⁹ Oficina de las Naciones Unidas para el Alivio del Desastre (UNDRO por su sigla en inglés)

¹⁰ Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNISDR por su sigla en inglés)

parecen acercarse más a la definición indicada por CAPRA¹¹ (2005) en el programa “Aproximación holística para la evaluación probabilística del riesgo”, que define la vulnerabilidad como “la predisposición de un sistema, elemento, componente, grupo humano o cualquier tipo de grupo biológico o no, a sufrir afectación ante la acción de una situación de amenaza específica”. En este trabajo se analizará la vulnerabilidad frente a la amenaza de lahares en base a tres componentes: (1) las personas, en cuanto a la amenaza a su vida que representa un lahar, la que se denominará **Vulnerabilidad Social**; (2) se cuantificará el número de viviendas expuestas ante la amenaza y se discutirá de manera cualitativa el impacto sobre las distintas estructuras y tipos constructivos del paso de un flujo lahárico, lo que representaría una primera aproximación a lo que Biass *et al.* (2013) define como **Vulnerabilidad Física**; y (3) Un catastro de lo que se ha catalogado como infraestructura crítica para afrontar una emergencia (Centros de salud, compañías de bomberos, oficinas municipales, cuarteles policiales y centros educativos) y de vías de comunicación (Caminos, aeropuertos y puentes) que puedan verse expuestas a la amenaza de lahares, y un análisis del impacto que podrían tener pérdidas de este tipo a nivel territorial a distintas escalas, esto será discutido bajo el término de **Vulnerabilidad Territorial**.

6.2. Fuente de Datos

La tarea de evaluar la vulnerabilidad y el riesgo requiere de una gran cantidad de información espacial (e.g. elevación, red vial, asentamientos, uso de suelos, etc.) y temporal (e.g. precipitaciones estacionales, variaciones en la densidad de población, afluencia de turistas, etc.), la que puede provenir de diversas fuentes. Este trabajo recopila información de distinto tipo/formato para luego representarla en los distintos mapas de exposición y vulnerabilidad presentados en las secciones siguientes. Para lograr esta tarea se usan las herramientas de los sistemas de información geográfica (GIS) y sus capacidades para ingresar, administrar, manipular y analizar distinto tipo de información georreferenciada. El primer paso entonces es la creación de la base de datos GIS con la colección de la información relevante a analizar, información que fue recopilada de las siguientes fuentes: (1) INE, a través del Censo de población y

¹¹ Central America Probabilistic Risk Assessment

vivienda 2002, que entrega datos demográficos y sociales a escala de manzanas tanto urbanas como rurales, y a través del “Compendio estadístico regional 2011” para la Región de la Araucanía, que entrega datos demográficos y sociales generales proyectados al año 2012 a nivel comunal; (2) Municipalidad de Pucón, que entrega información sobre infraestructura crítica a nivel comunal y datos de diversa índole (entre ellos datos sobre la llegada estival de turistas) en su Plan de Desarrollo Comunal 2010 – 2014; (3) Entidades ministeriales como el Ministerio de Energía que facilita la información georreferenciada de las líneas de transmisión eléctrica del Sistema Interconectado Central (SIC), y el Ministerio de Obras Públicas, que proporciona información georreferenciada de los caminos; (4) La base de datos web de OpenStreetMap (Fundación OpenStreetMap 2014, OpenStreetMap Chile) la cual provee variada información desde nombres de calles y caminos secundarios, hasta ubicación de escuelas, consultorios y hospitales, entre otros; y por último (5) Investigación propia y reconocimiento visual tanto en terreno, como a través de imágenes aéreas obtenidas de GoogleEarth y de BingMaps, para localizar por ejemplo las cuarteles de bomberos y puentes.

6.3. Antecedentes generales

La comuna de Pucón se ubica en la parte sur oriente de la IX Región de la Araucanía, a los pies del flanco norte del Volcán Villarrica, y en el borde oriental del lago del mismo nombre, formando parte de la Provincia de Cautín. La comuna se ha desarrollado en las últimas décadas como un importante polo turístico tanto a nivel nacional como internacional, esto gracias a su gran riqueza paisajística y cultural y a que cuenta con numerosos centros termales. Sin ir más lejos, un estudio elaborado el año 2007 por SERNATUR e INE sobre los turistas que arribaron a la zona lacustre de La Araucanía (Pucón, Villarrica y Curarrehue) estima que entre los meses de Enero y Febrero de ese año llegaron 80.477 personas a vacacionar en la comuna.

La comuna limita hacia el norte con la comuna de Cunco, hacia el oeste con la Comuna de Villarrica, hacia el este con Curarrehue, y hacia el sur con la comuna de

Panguipulli en la Región de los Ríos, abarcando una superficie total de 1.248,5 km², lo que representa un 3,92% de la superficie total de La Araucanía.

6.4. Demografía e indicadores socioeconómicos de la comuna de Pucón

La comuna de Pucón ha experimentado un explosivo aumento de su población desde hace aproximadamente unos 20 años. Esto queda en manifiesto con la variación intercensal de la población total (*i.e.*, urbana y rural) entre los Censos de 1992 y 2002 la cual fue de un 47% (la más alta de la Región de la Araucanía), pasando de 14.356 habitantes a 21.107. Pese a esto la población de Pucón es relativamente baja pues al año 2002 representa sólo el 2,43% de la población total de La Araucanía. Según proyecciones del INE, para el año 2012 la población de la comuna debió haber llegado a los 33.335 habitantes representando una variación del 57,9% respecto del 2002.

Tomando la población al año 2002 la comuna de Pucón tiene una densidad de población promedio de 16,91 hab/km², lo cual es menor comparada con el promedio de La Araucanía (27,31 hab/km²) y respecto al promedio nacional al mismo año (19,98 hab/km²). Esta relativamente baja densidad de población da espacio para que la población de Pucón pueda crecer mucho más en las próximas décadas (PLADECO Pucón 2010 – 2014), por lo que un detallado estudio de las amenazas naturales, como lo realizado en este trabajo cobra vital importancia. Según Cutter *et al.* (2003) un rápido crecimiento de la población sería un factor que incrementaría la vulnerabilidad social de ésta pues el área podría carecer de suficientes viviendas de buena calidad, y la red de servicios públicos podría no tener tiempo para ajustarse al ritmo del incremento de la población; además, parte de estos nuevos habitantes podría corresponder a inmigrantes que no hablan el idioma local y que no están familiarizados con la amenaza ni con las instituciones nacionales.

Al analizar la población por grupo de edad, según las proyecciones del INE al año 2012 la comuna de Pucón posee un 24,78 % de población entre los 0 y 14 años y un 6,97% de población de 65 años o más. Esto se refleja en un índice de dependencia

demográfica¹² para la proyección del 2012 de un 46,53 % lo que es ligeramente superior al 45,50 % que se tiene para este índice a nivel nacional. Según diversos autores (Hewitt, 1997; Cutter et al., 2000; Ngo (2001) y Cutter et al., 2003) la población en los extremos de los rangos etarios dificulta el movimiento fuera de las zonas de peligro, aumentando la vulnerabilidad social, además, los padres pierden tiempo y dinero cuidando a sus hijos cuando guarderías infantiles han sido afectas; y por otro lado, la movilidad reducida de los adultos mayores incrementa el cuidado que ha de tenerse sobre ellos.

En cuanto a la ruralidad, ésta tiene un alto índice pues según el Censo del año 2002 el porcentaje de población en zonas rurales en la comuna es de un 34,3%, lo que es muy superior al porcentaje de población rural a nivel nacional (13,4%) y ligeramente superior a lo que muestra la Región de La Araucanía (32,3%). Si bien la ruralidad de la comuna es alta, ésta muestra una marcada tendencia a la baja disminuyendo en el periodo intercensal 1992-2002 en casi 10 puntos porcentuales de 44,1% (Censo 1992) al 34,4% del 2002. Aunque esta tendencia a la baja en la ruralidad es algo que ocurre a nivel nacional y regional producto del proceso migratorio del campo a la ciudad, el cambio experimentado en la comuna ha ocurrido a un ritmo más acelerado que lo observado en los niveles superiores. En términos de vulnerabilidad social, los residentes de zonas rurales pueden ser más vulnerables respecto a los de zonas urbanas debido a que en general tiene menores niveles de ingresos y sus economías locales son altamente dependientes de sus recursos de extracción (como la pesca o agricultura) (Cutter et al., 2003), actividades que se verían seriamente afectadas ante la ocurrencia de una inundación (daños en el suelo) y el paso de un flujo lahárico (muerte de fauna en los ríos); por otro lado zonas urbanas con altas densidad de población complican la evacuación de los residentes, esta situación podría ocurrir en Pucón ya que en la visita a la zona realizada para este trabajo se constató la construcción en varias manzanas de la ciudad de condominios en altura, los cuales fácilmente llegarán a ser ocupados por la población flotante que recae en la ciudad los meses de verano,

¹² El Índice de Dependencia Demográfica deriva de la composición por edades de la población y se calcula por la suma de los menores de 15 años y los mayores de 64 años divididos por la población con edades entre 15 y 64 años, por cien. Esta relación es una medida indirecta del número de personas dependientes económicamente. Fuente: Instituto Nacional de Estadísticas (INE)

que como se mencionó puede llegar a superar las 80.000 entre los meses de Enero y Febrero, de las cuales un 66,6 % se dirige a las zonas urbanas, y un 58,5 % aloja en viviendas (SERNATUR e INE, 2007).

Otro de los factores demográficos que podría incrementar la vulnerabilidad social según Cutter et al. (2003) es la pertenencia a un grupo étnico, esto dado que podrían existir barreras culturales, de lenguaje u otro tipo entre la comunidad en cuestión y las instituciones encargadas de la protección ante y post desastre, además de complicaciones para reubicar a dicha población en zonas seguras. Al respecto, según las cifras del Censo 2002, la comuna de Pucón posee un 16,7 % de población mapuche, porcentaje menor al promedio de la región de La Araucanía que con un 23,4% es el más alto del país, pero igualmente considerable tomando cuenta que a nivel país el promedio es de un 4%.



Un último análisis que cabe hacer es el de la ocupación o empleos. Al ver las cifras de la fuerza de trabajo por actividad económica del Censo del 2002 se observa que en Pucón tiene un peso considerable en el empleo en relación al resto del país actividades como comercio al por menor, construcción, restaurantes y hoteles, hogares con servicio doméstico, actividades de transporte complementarias, actividades de agencias de viajes, otras actividades de tipo servicios, actividades inmobiliarias, entre otras; éstas actividades suman cerca del 50% de la fuerza de trabajo de Pucón (Censo 2002), y reflejan la especialización de la comuna en el sector primario del turismo y como sus habitantes sacan provecho a sus recursos naturales (e.g. recursos paisajísticos o termas), y también el importante crecimiento demográfico e inmobiliario que ha tenido la comuna desde hace un par de décadas. Lo relevante de esto para el estudio de la vulnerabilidad es que al estar basada se economía y sus empleos en los rubros del turismo, comercio y los servicios, la ocurrencia de una erupción volcánica con potencialidad de convertirse en desastre natural inculcaría temor a los potenciales turistas, los que reduciría su llegada (en un número difícil de cuantificar o predecir) con la consecuente merma de ingresos para la comuna y pérdida de empleos. En síntesis, la economía de Pucón es relativamente vulnerable a un evento de amenaza volcánica.

6.5. División del área en entidades demográficas





La información recopilada por el Censo de población y vivienda 2002 del INE, se encuentra disponible hasta el nivel de las manzanas, unidad administrativa básica utilizada en los censos nacionales, y que pueden ser tanto de carácter urbano como rural. Cada una de ellas posee un código al cual están asociados los datos, por lo que para la extracción de éstos desde la base de datos del INE es necesario contar el código asociado a cada manzana y posteriormente convertir la base de datos del INE a una base de datos GIS con la información relevante para el análisis de la vulnerabilidad, esto último se realiza usando el software de licencia libre Redatam. La figura 6.2, muestra cómo se divide la zona de estudio de acuerdo a las manzanas, la leyenda de éste y el resto de los mapas de esta sección se encuentra en la figura 6.1. La georreferenciación y asociación a su código respectivo de las manzanas urbanas fue realizada por el INE y entregada en formato shapefile, mientras que en el caso de las manzanas rurales, la georreferenciación fue realizada por este trabajo a partir de los mapas de distritos censales disponibles en formato impreso; y la asociación al código censal fue igualmente realizada en este estudio de acuerdo a las tablas con los nombre de localidades y entidades proporcionadas por el INE.

Leyenda

Unidades administrativas

-  Pucón zona urbana
-  Pucón manzanas rurales

Rasgos naturales

-  Volcan Villarrica
-  Curvas de nivel 100 m
-  Áreas Protegidas
-  Cuerpos de agua









Información de mapas

Escala en tamaño carta	1 : 75.000
Proyección	UTM
Zona	19 S
Datum	WGS - 84

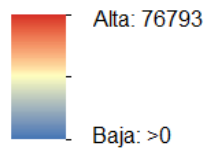
Fuente de datos

Base topográfica	Dem topográfico 10 m consultora Cruz y Dávila Ingenieros
Unidades administrativas	Censo INE 2002
Caminos	MOP
Aeropuertos	MOP
Censo de viviendas	INE 2002
Censo de población	INE 2002
Áreas protegidas	Conaf
Línea de transmisión eléctrica SIC	Ministerio de Energía

Infraestructura Crítica

-  Oficinas Públicas
-  Centros Educativos
-  Centros De Salud
-  Bomberos
-  Aeropuertos
-  Línea de transmisión SIC
-  Camino secundario
-  Ruta internacional 199 CH

Densidad de población



Vulnerabilidad Social

-  Muy baja
-  Baja
-  Media
-  Alta
-  Muy alta

Tipos de vivienda




-  Tipo A (Hormigón)
-  Tipo B (Ladrillo)
-  Tipo C (Madera, Paneles, Internit, Adobe)

Figura 6.1. Leyenda utilizada en los mapas de vulnerabilidad y exposición

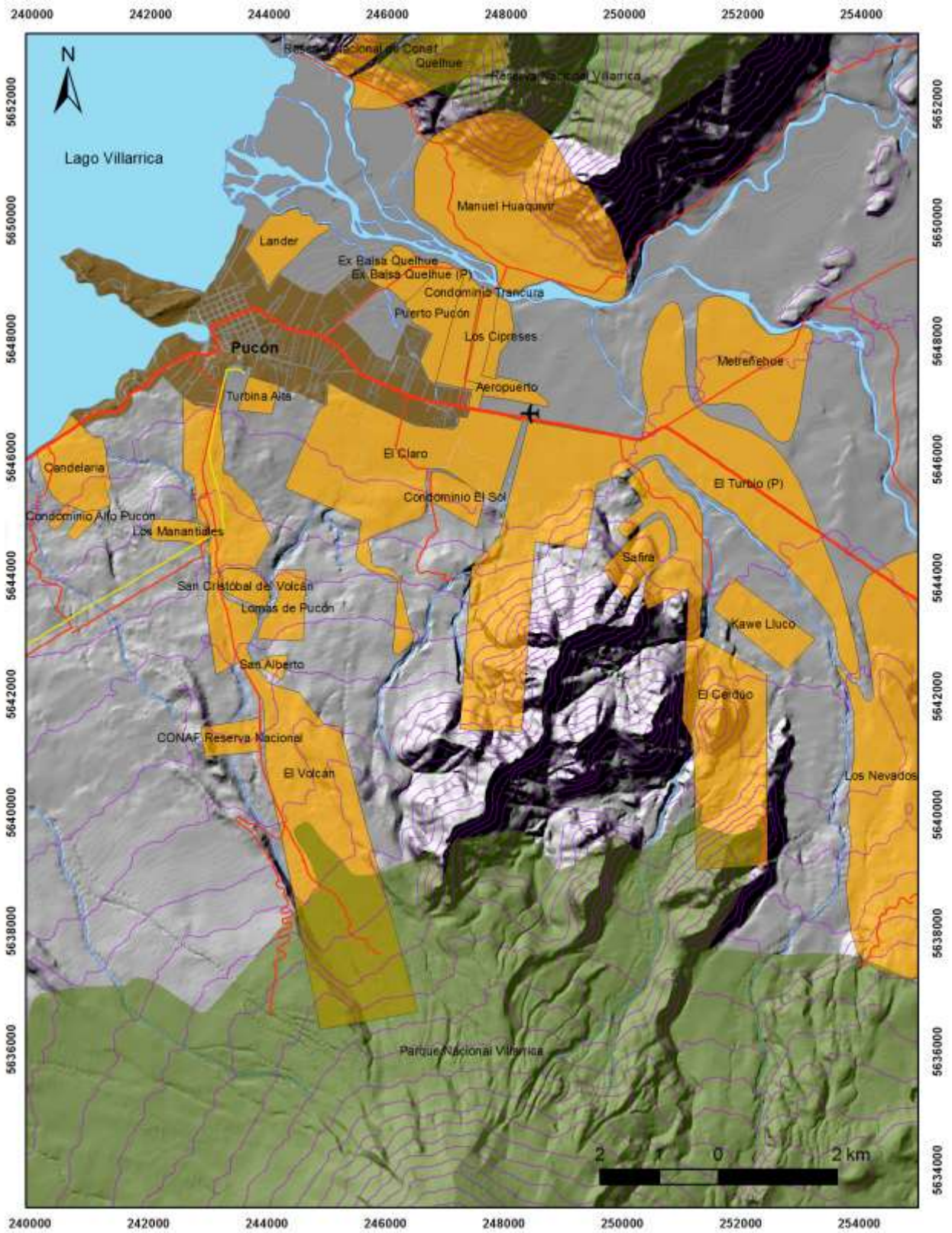


Figura 6.2. División administrativa básica del área de estudio. Fuente: Censo de Población y Vivienda, INE 2002

6.6. Vulnerabilidad Social

Los aspectos sociales de la vulnerabilidad han sido largamente ignorados en el tiempo (Biass et al. 2013), concentrándose los esfuerzos de ingenieros en el tópico de la vulnerabilidad física y la resistencia de las estructuras a determinadas amenazas. Lo anterior se debe a lo difícil y complejo de cuantificar y relacionar indicadores que puedan ser representativos del ámbito de la vulnerabilidad social (Cutter et al. 2003). Wisner et al. (2004) define la Vulnerabilidad social como “las características de una persona o grupo, y su situación, que influyen en su capacidad de anticipar, hacer frente, resistir y recuperarse del impacto de un peligro natural”. Tomando la definición anterior, se puede separar dentro de esas características de una persona o grupo, aquellas propiedades que influyen aumentando la vulnerabilidad como falta de educación, pobreza, discapacidad, entre otros; y aquellas características que la disminuyen o aumenta la resiliencia¹³ de las personas como pueden ser una buena capacidad económica, buen nivel de los servicios sociales, alto nivel de educación, por nombrar algunos. Dada la dificultad de evaluar estos factores de resiliencia y de disminución de la vulnerabilidad, en este estudio se ha escogido focalizar el análisis en los elementos que incrementan la vulnerabilidad.

En base al trabajo de Cutter et al. (2003) y de Biass et al. (2013), la evaluación de la vulnerabilidad se realiza mediante el análisis de tres indicadores (para cada manzana): (1) la densidad de población, (2) el nivel de educación, y (3) la proporción de gente más vulnerable, las cuales son niños, adultos mayores y discapacitados; para lo cual se toman los datos del Censo del 2002. El nivel de educación se ha definido como la razón de personas sin la enseñanza media completa sobre el total de la población; y en cuanto a los umbrales de edades vulnerables, para los niños y adultos mayores se ha seguido el criterio del INE para definir el Índice de Dependencia Demográfica, que considera a niños a las personas menores de 15 años, y adultos mayores a las personas de 65 años y más, esto último está en acuerdo con la evaluación realizada por Biass et al. (2013). Los intervalos de clasificación de los distintos niveles de

¹³ Resiliencia es un término usado en psicología para referirse a la capacidad de una persona o grupo de personas a sobreponerse a un dolor emocional o a una situación adversa, e incluso llegar a salir fortalecido.

vulnerabilidad se muestran en la tabla 6.1. Ellos se han definido mediante el Método de Optimización de Jenks (Jenks 1967) o de quiebres naturales en todo el set de datos de cada manzana.

Tabla 6.1. Indicadores de la vulnerabilidad social y umbrales usados para las distintas clases de vulnerabilidad. Umbrales definidos usando el método de optimización de Jenks (Jenks 1967)

Indicador	Nivel de Vulnerabilidad				
	Muy Baja 1	Baja 2	Media 3	Alta 4	Muy Alta 5
Densidad de Población (hab/km2)	0 - 4831	4832 - 13881	13882 - 26353	26354 - 44501	44502 - 76793
Nivel de educación (%)	0 - 15	16 - 35	36 - 51	52 - 72	73 - 100
Niños/ancianos/discapacitados (%)	0 - 11	12 - 34	35 - 43	44 - 57	58 - 100

Una vez obtenidos los valores de vulnerabilidad para cada indicador, se procede a la suma algebraica (sin ponderaciones) de cada uno de estos valores encontrándose un valor de vulnerabilidad total, con resultados en un rango entre 3 y 15. Por último la vulnerabilidad total se normaliza dividiéndola por el valor máximo, en este caso 15, de manera de encontrar un índice de vulnerabilidad social con valores entre 0,2 y 1. Lo anterior se expresa en la ecuación 6.1.

$$\text{Índice de Vulnerabilidad Social} = \frac{\sum_n \text{Valor de indicador de vulnerabilidad } i}{\text{Valor máximo de vulnerabilidad}} \quad \text{Ecuación 6.1.}$$

La figura 6.3 muestra el mapa de vulnerabilidad social en el área de estudio. De éste se desprende que en general las zonas rurales pese a tener una densidad de población significativamente menor a las zonas urbanas, tiene un mayor índice de vulnerabilidad social. Al ver el detalle de cada indicador se observa que lo que eleva la vulnerabilidad social de estos sectores es la alta proporción de gente en edad vulnerable y con bajo nivel de escolaridad. Por otra parte dentro del área urbana de Pucón hay una marcada tendencia al alza en la vulnerabilidad hacia el sector sureste, cercano al cementerio, lo que en este caso se produce por la relativamente alta densidad de población, y la baja proporción de habitantes con escolaridad completa. En el otro extremo se encuentra el sector cercano a la playa de Pucón, la bahía y la

península, donde existe una baja vulnerabilidad social debido principalmente al alto nivel de educación, y también de la baja densidad de población.

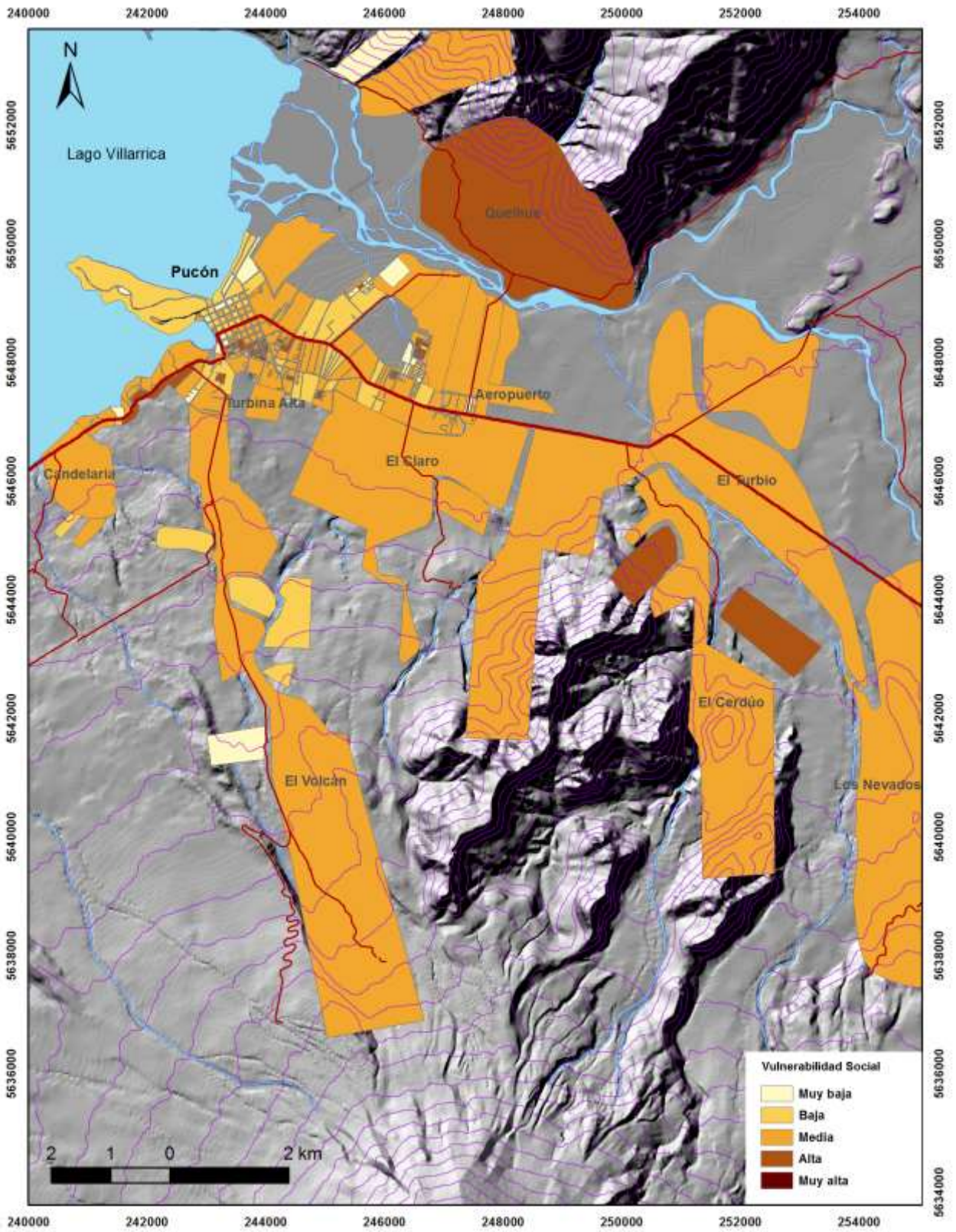


Figura 6.3. Mapa de vulnerabilidad social de la comuna de Pucón

6.7. Vulnerabilidad Física

Respecto a la vulnerabilidad física, solo se hará una aproximación cualitativa a ésta y un conteo de los elementos (viviendas) expuestas. Varios autores han coincidido en plantear el alto poder destructivo de los lahares (Moreno, 1993; Vallance, 2000; Wisner et al. 2004, Stern et al., 2007), este poder destructivo se manifiesta claramente en los lahares del volcán Villarrica donde para el evento de 1971 se han estimado velocidades para los flujos que descendieron por el río Turbio superiores a 10 m/s y descargas del orden de los 10.000 m³/s a la altura del puente Turbio en el camino Pucón - Curarrehue (Naranjo y Moreno, 2004). En esta misma línea., también se observa en los depósitos laháricos del Villarrica el transporte de grandes bloques, los que de acuerdo Naranjo y Moreno (2004) llegan a alcanzar volúmenes superiores a los 30 m³ para los depósitos de 1971, y que Castruccio et al (2010) describe en el río Voipir con diámetros superiores a 3 m. Esta gran capacidad destructiva de los lahares, hace difícil imaginar que una vivienda pueda soportar su paso, como ejemplo, y haciendo una analogía con un flujo de detritos, se puede ver lo acontecido en Caracas el año 1999, donde grandes precipitaciones provocaron flujos torrenciales que avanzaron a través de la quebradas alcanzado zonas pobladas, Salcedo (2007) describe bloques de roca de entre 500 y 2000 toneladas transportados por una matriz más fina, y cuyo impacto en los edificios provocó su colapso producto de la falla en columnas de hormigón armado. Rodine Y Johnson (1976) señalan la capacidad de los flujos de detritos cargados con material grueso de transportar grandes bloques de roca y aún fluir y penetrar en pendientes suaves. Algunos investigadores como Zhang (1993) han estudiado la fuerza de impacto generada por los flujos de detritos, esta fuerza consiste en dos partes, una debida a la presión hidrodinámica del fluido, y otra provocada por los choques de los bloques de roca individuales. Solamente como dato, Zhang reportó fuerzas de impacto medidas en China con presiones hidrodinámicas de fluido de hasta 500 t/m², y fuerza de impacto de hasta 318 toneladas para el caso de un bloque individual. Otros ejemplos de esta capacidad arrolladora de los lahares es el caso de la ciudad de Armero en Colombia la cual quedó completamente destruida y tuvo que ser reubicada tras el paso de los lahares originados en el Nevado del Ruiz el año 1985, o el caso más cercano de Coñaripe el año 1963 donde los lahares que bajaron por el flanco sur del Villarrica

destruyeron el pueblo, el cual también tuvo que ser reubicado. Considerando el gran impacto de los lahares sobre las obras civiles es que medidas de mitigación no estructurales como una adecuada planificación territorial adquieren una vital importancia.

Se han planteado algunas metodologías para el análisis de la vulnerabilidad física para inundaciones y deslizamientos (RAPCA¹⁴, 2003; SUBDERE, 2011; Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador, 2012; entre otras) sin embargo su uso para este tipo de amenaza puede no ser prudente, además las distintas metodologías utilizan características de la vivienda de las cuales no se dispone de información como la cantidad de pisos del inmueble, y el año de construcción.

La figura 6.4, hace una distinción entre tres categorías de vivienda de acuerdo al material de construcción, éstas se señalan en la tabla 6.2, además se indica el número total de inmuebles habitacionales en cada manzana rural y en toda el área urbana. Las viviendas relativamente más vulnerables son las de la categoría C, que de hecho son las más abundantes, y dentro de ellas, la gran mayoría son hogares de madera.

Tabla 6.2. Clasificación de viviendas por tipo de material

Clasificación	Material de la vivienda
Vivienda tipo A	Hormigón
Vivienda tipo B	Ladrillo
Vivienda tipo C	Paneles
	Madera
	Internit
	Adobe
	Desechos

¹⁴ Programa de Acción Regional para Centro América (RAPCA, por su sigla en inglés)

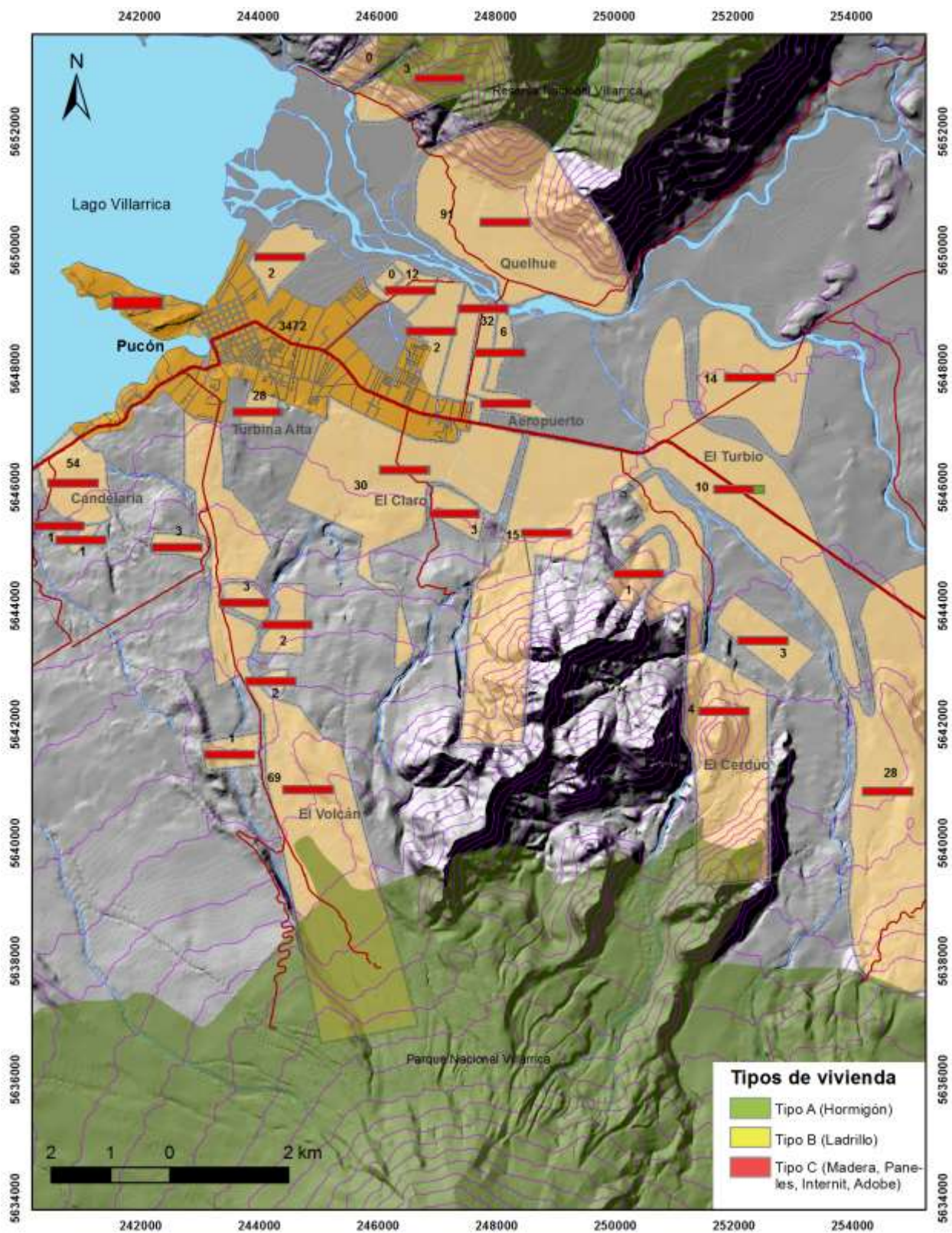


Figura 6.4. Mapa que contiene el número de viviendas por manzana rural y en toda el área urbana de Pucón (según Censo de Población y Vivienda 2002). Además se indica con un gráfico de barra, la proporción entre viviendas de tres tipos distintos según su material de construcción.

6.8. Vulnerabilidad Territorial

El dominio de la vulnerabilidad territorial abarca el estudio de la vulnerabilidad de la infraestructura crítica, así como también de su interconectividad en un sistema territorial dado (Hellström, 2007). La infraestructura crítica es definida por Moteff et al. (2003) como “aquellas estructuras cuya prolongada interrupción podría causar significativos trastornos militares y económicos”, también, la autoridad alemana de la Oficina Federal para la Seguridad en Tecnologías de Información (BSI, 2004) define la infraestructura crítica como las “organizaciones o instalaciones de importancia clave para el interés público cuya pérdida o deterioro podría resultar en una escasez de suministros, alteración sustancial del orden público, o impactos dramáticos similares”. El objetivo de esta sección es determinar la infraestructura crítica del área que se encuentra expuesta a la amenaza, y la que no lo está, pues una instalación que se encuentra bajo amenaza, por ejemplo un hospital, provocaría un aumento de la vulnerabilidad territorial de una región, mientras que si el hospital se encuentra fuera del área de peligro, esta infraestructura serviría de apoyo ante un episodio de emergencia, disminuyendo la vulnerabilidad territorial del lugar, lo mismo ocurre con el resto de las instalaciones críticas. Otro aspecto importante para evaluar la vulnerabilidad territorial es la interconectividad de la infraestructura crítica y las vías de comunicación hacia zonas cuyo acceso es necesariamente a través del área de peligro, y los sistemas interconectados como por ejemplo el de transmisión eléctrica. Las figuras 6.5 y 6.6 muestran la zona de estudio con el catastro de infraestructura crítica recopilada, y que son tomadas en cuenta para el análisis. Estas instalaciones son las siguientes: (1) Oficinas de organismos públicos (Carabineros y oficinas municipales), éstas son consideradas críticas pues se encargan de diversas tareas relacionadas con la gestión de la emergencia (distribución de la ayuda, evacuación, protección de la población, etc.), y además cumplen un rol en la coordinación de los diversos organismos y la comunicación con autoridades centrales; (2) Centros de Salud, es obvia su función frente a una emergencia (atención de heridos, distribución de medicamentos, controles de salud, hospitalización, etc); (3) Centros educativos, debido a que por un lado pueden ser utilizados de albergues, y por el contrario, de estar expuestos al peligro, pueden reunir durante el horario de clases a una gran cantidad de niños lo que significaría un

aumento de la vulnerabilidad; (4) Cuerpos de bomberos, por la labor que cumplen en las tareas de rescate y primeros auxilios; y por último (5) Vías de comunicación, en esta categoría caen los aeropuertos y carreteras ubicados en la zona, y además las líneas de transmisión eléctrica.

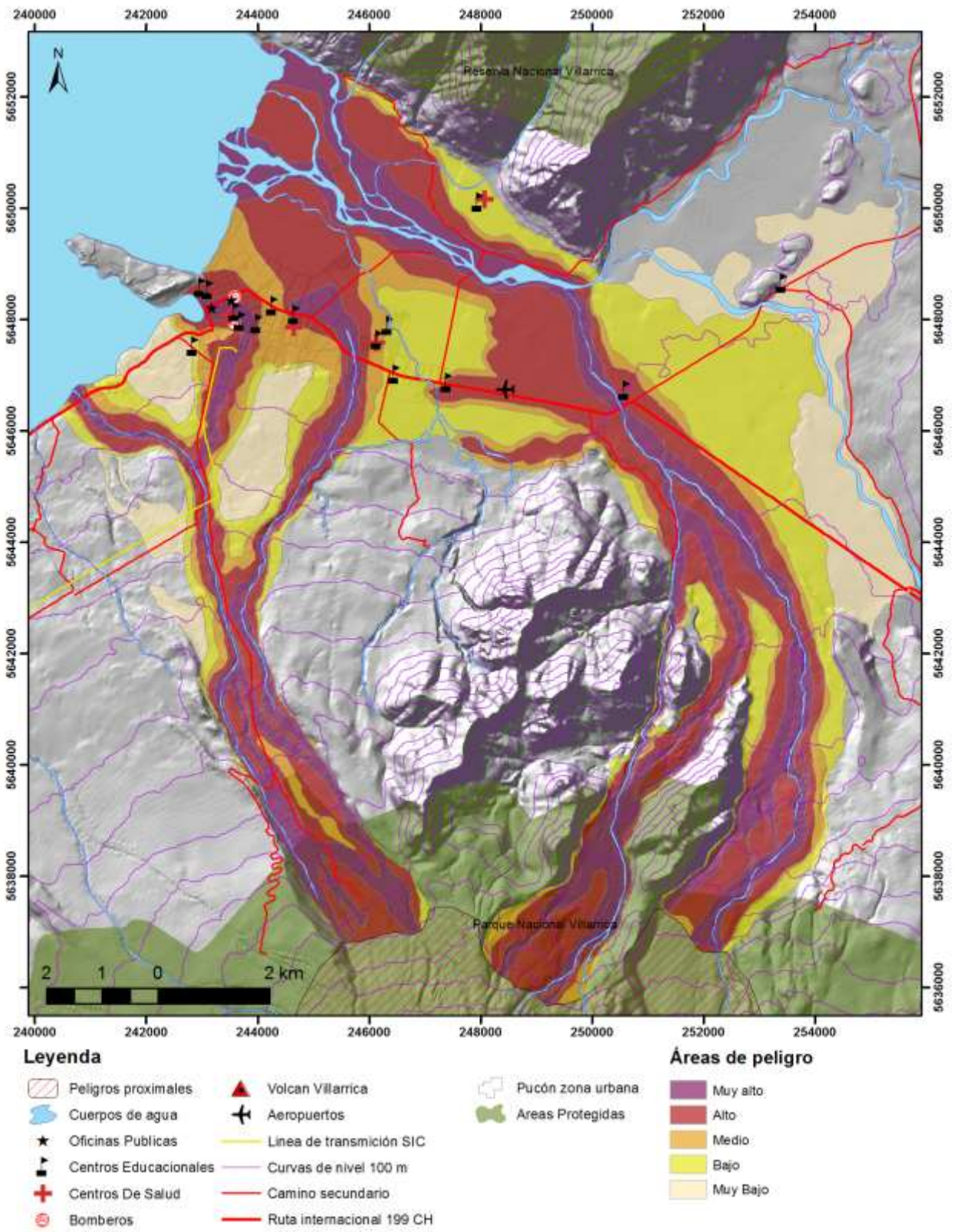


Figura 6.5. Mapa de peligro de inundación por lahares con infraestructura crítica

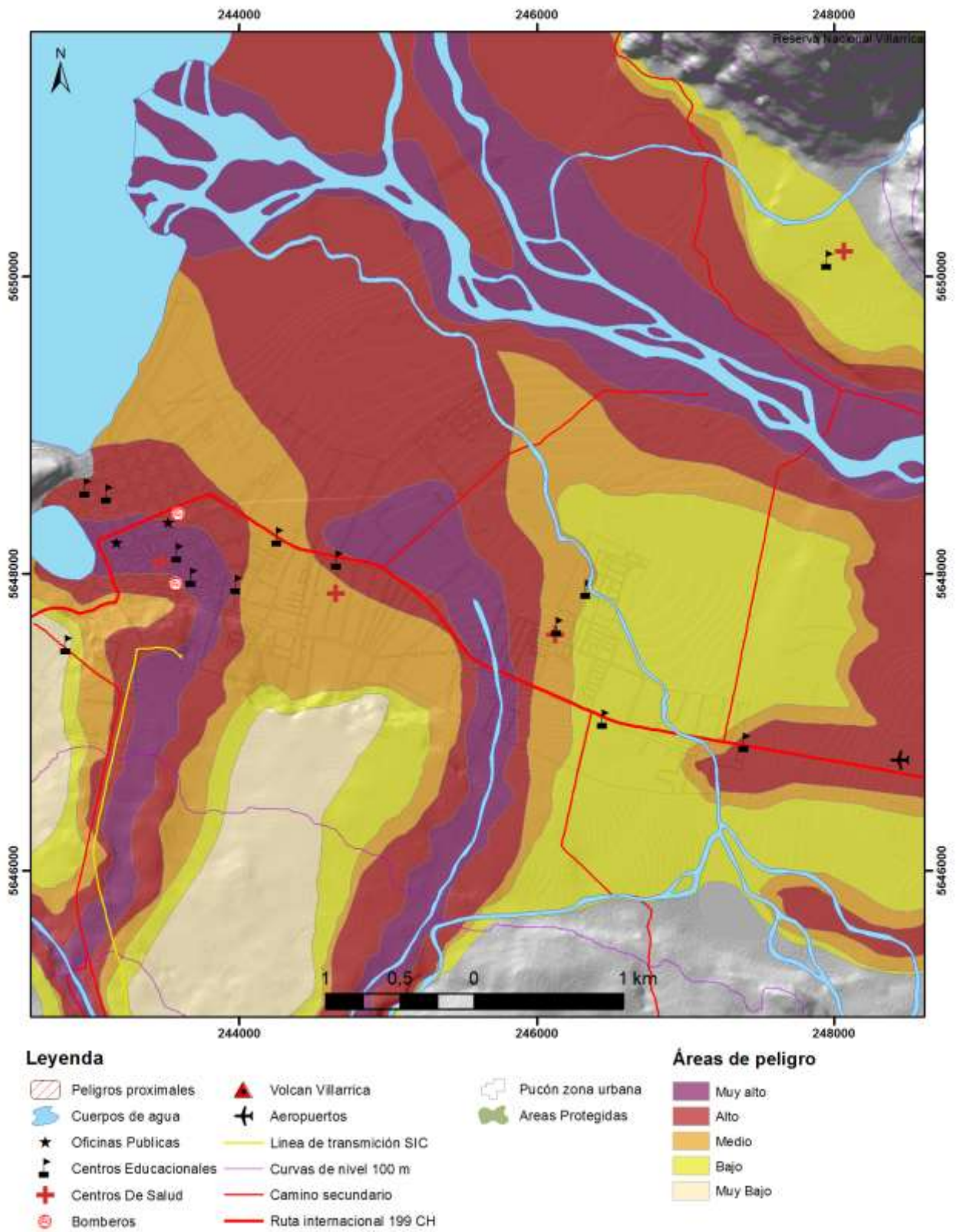


Figura 6.6. Mapa de peligro de inundación por lahares e infraestructura crítica para el área de Pucón.

7. Cartografía y Valoración del Riesgo

Según UNDRP (1979), el riesgo se define como el número de pérdidas humanas, heridos, daños a la propiedad y efectos sobre la actividad económica debido a la ocurrencia de un desastre; y éste, sería el producto del peligro, la vulnerabilidad, y la exposición. De manera general, el fin del análisis de riesgo, es determinar los posibles efectos y consecuencias sociales, económicas y ambientales producto de la ocurrencia de un fenómeno peligroso. Las valoraciones del riesgo pueden ser tanto cualitativas como cuantitativas, y dentro de éstas últimas existen diversos modelos, la mayoría de ellos pretenden estimar la probabilidad de ocurrencia y el impacto de acontecimientos futuros, para lo cual es necesario integrar información sobre los sucesos pasados y las características de los sistemas en análisis. Las metodologías cuantitativas se basan en mediciones objetivas y numéricas, y por lo general entregan resultados más precisos, lo que puede resultar una ventaja para elección de medidas de mitigación. Mientras que las metodologías cualitativas, no utilizan datos numéricos y se basan en la representación y descripción de los fenómenos y sus potenciales consecuencias, lo que permite un análisis rápido y de bajo costo, pero con resultados más generales y subjetivos.

A continuación, se presenta el análisis del riesgo social, físico y territorial, mediante una combinación de análisis cuantitativo y cualitativo.

7.1. Riesgo social ante la amenaza de lahar

Este análisis de riesgo, está basado en una medida de la vulnerabilidad social bastante simplificada que solo considera (1) la densidad de población, (2) el nivel de educación y (3) una clasificación de individuos vulnerables. Por esto, la interpretación de lo que podría significar el resultado de la multiplicación entre esta vulnerabilidad y el peligro, cuyo resultado es el riesgo específico, no es directa, y requiere de un orden en las ideas.

En primer lugar, se considera que como primer aspecto está la vida de los individuos, por lo que cabría preguntarse si esta vulnerabilidad y el siguiente cálculo de riesgo, representan de cierta forma la mortalidad y el daño a la salud que podría tener un lahar. De acuerdo a lo observado históricamente en distintos desastres provocados por lahares (e.g. Coñaripe, 1964; Villarrica, 1948, 1971; Santa Helena, 1980; Nevado del Ruiz, 1985), el grado de mortalidad es prácticamente un 100%, es decir si una persona se encuentra ubicada en el camino por el cual va descendiendo un lahar y se interpone a él en su facie central o cercana a ésta, sus posibilidades de sobrevivir son bajísimas y hasta fortuitas, y por lo tanto la relación para la vulnerabilidad, la exposición y el peligro pareciera ser algo binaria, es decir si hay exposición, hay un nivel de vulnerabilidad 1, y al no haber exposición, la vulnerabilidad y por supuesto el riesgo serían 0, por lo que el riesgo pasaría a estar controlado solo por los elementos expuestos y el nivel de peligro. Sin embargo, gracias a los sistemas de monitoreo instalados en el Villarrica, y a los sistemas de alerta de la RNVV¹⁵, la situación de una persona encontrándose cara a cara con un lahar podría no ser lo más representativo de la realidad actual, y ser poco o medianamente probable. Por lo tanto un escenario de sobrevivencia pareciera depender exclusivamente de un buen sistema de alerta, y una rápida evacuación. Y en este punto aparece nuevamente la vulnerabilidad social de este trabajo, esto pues los parámetros con los que ella se ha calculado están en directa relación con la capacidad de evacuación tanto por iniciativa propia como por un sistema de alerta y emergencia, especialmente la densidad de población y los grupos vulnerables, por un lado, la densidad de población por el atascamiento que podría producirse en las vías de comunicación, y por otro lado, los grupos vulnerables, pues ellos (ancianos, niños y discapacitados) podrían tener dificultades para movilizarse por su propia cuenta, y a la vez son una responsabilidad extra para la gente que los rodea. Respecto al nivel de educación, no se tiene certeza de su relación con la capacidad de evacuación de un grupo, pues podría existir cierta población con escolaridad incompleta, pero que ha vivido en la zona por generaciones por lo que tiene conocimiento empírico de lo que podría ocurrir durante una erupción; y también podría existir cierta población con un buen nivel de educación pero ajena al lugar, e ignorante respecto de la historia del volcán y su comportamiento. Por todo lo expresado en este

¹⁵ Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Sernageomin.

párrafo, es que a juicio de este autor decir que el riesgo social de inundación por lahares de este estudio representa en cierto grado la pérdida esperada de vidas humanas, es una interpretación correcta.

Además, el riesgo aquí definido representa dentro de su simplificación, la afección al bienestar diario y el modo de vida de las personas, pues un indicador como el nivel de educación, podría influir en la habilidad y diversificación laboral de un individuo, pudiendo ser éste un factor importante a la hora de superar una merma de empleos y recursos luego de un desastre, y también, el indicador de los grupos vulnerables, podría representar la afección al bienestar, pues por lo general este grupo es dependientes de otras personas.

Los resultados del cálculo del riesgo específico se muestran mediante la cartografía de las figuras 7.3 y 7.4. La exposición se muestra en las figuras 7.1 y 7.2. Los resultados muestran que según el Censo del 2002, la población expuesta a la amenaza de lahar es de aproximadamente 14.100 personas, y la población en riesgo estimada con un peligro medido a 50 años es de 3.100 personas. La población expuesta o que podría verse afectada ante un escenario de muy alto peligro se estima en 3.200 personas, en un escenario de alto peligro 6.420 personas, para un escenario de peligro moderado se verían afectadas aproximadamente 11.100 individuos, y para un escenario de bajo peligro aproximadamente 13.700 persona. Los valores de peligro a partir de los cuales se realizaron los cálculos se muestran en la tabla 7.1, y la valoración del riesgo en la tabla 7.2.

Tabla 7.1. Valoración numérica del peligro

Valoración cualitativa del peligro	Escenario eruptivo asociado	Probabilidad escenario eruptivo 50 años	Estadística ocurrencia de lahares	Consideraciones adicionales	Valoración numérica del peligro	Método
Muy alto	IEV = 1	S/I (100%)	Incierta	Ninguna	0,8	Definición arbitraria
Alto	IEV = 2	100%	49%	Depósitos laháricos de edad menor a 100 años	0,5	Basado en probabilidades y estadísticas
Moderado	IEV = 3	20%	100%	Depósitos laháricos históricos de edad mayor a 100 años	0,2	Basado en probabilidades y estadísticas
Bajo	IEV = 4	6%	100%	Depósitos laháricos históricos de edad indeterminada pertenecientes a unidad Villarrica 3	0,1	Definición arbitraria
Muy Bajo	Ninguno en particular	-	-	Cobertura de depósitos laháricos de edad indeterminada sobre afloramientos de unidad Villarrica 2	0,05	Definición arbitraria

Tabla 7.2. Valoración del riesgo

Valor numérico	Nivel de Riesgo
0 - 0,2	Muy Bajo
0,21 - 0,4	Bajo
0,41 - 0,6	Moderado
0,61 - 0,8	Alto
0,81 - 1	Muy Alto

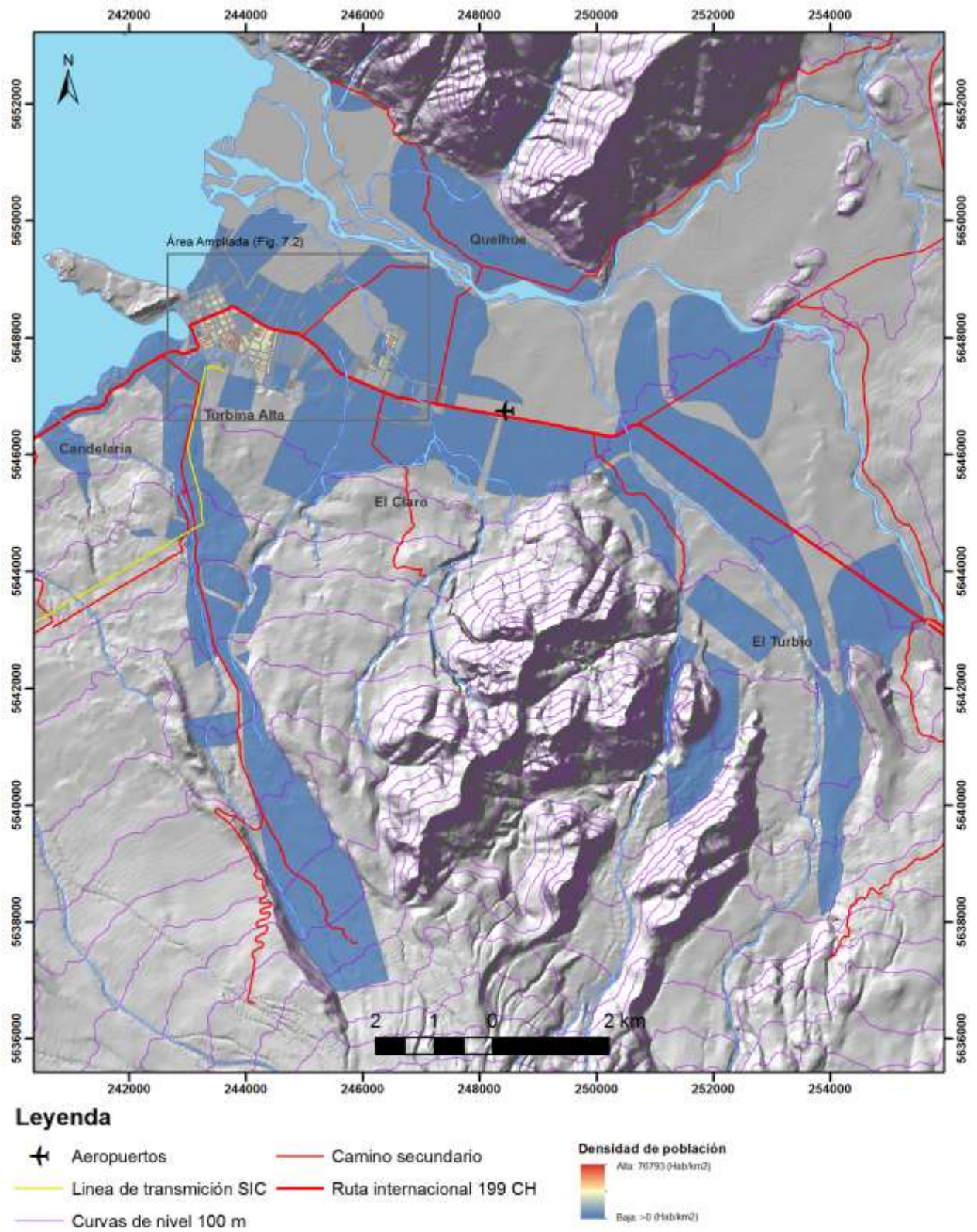


Figura 7.1. Mapa de exposición de la población ante la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores

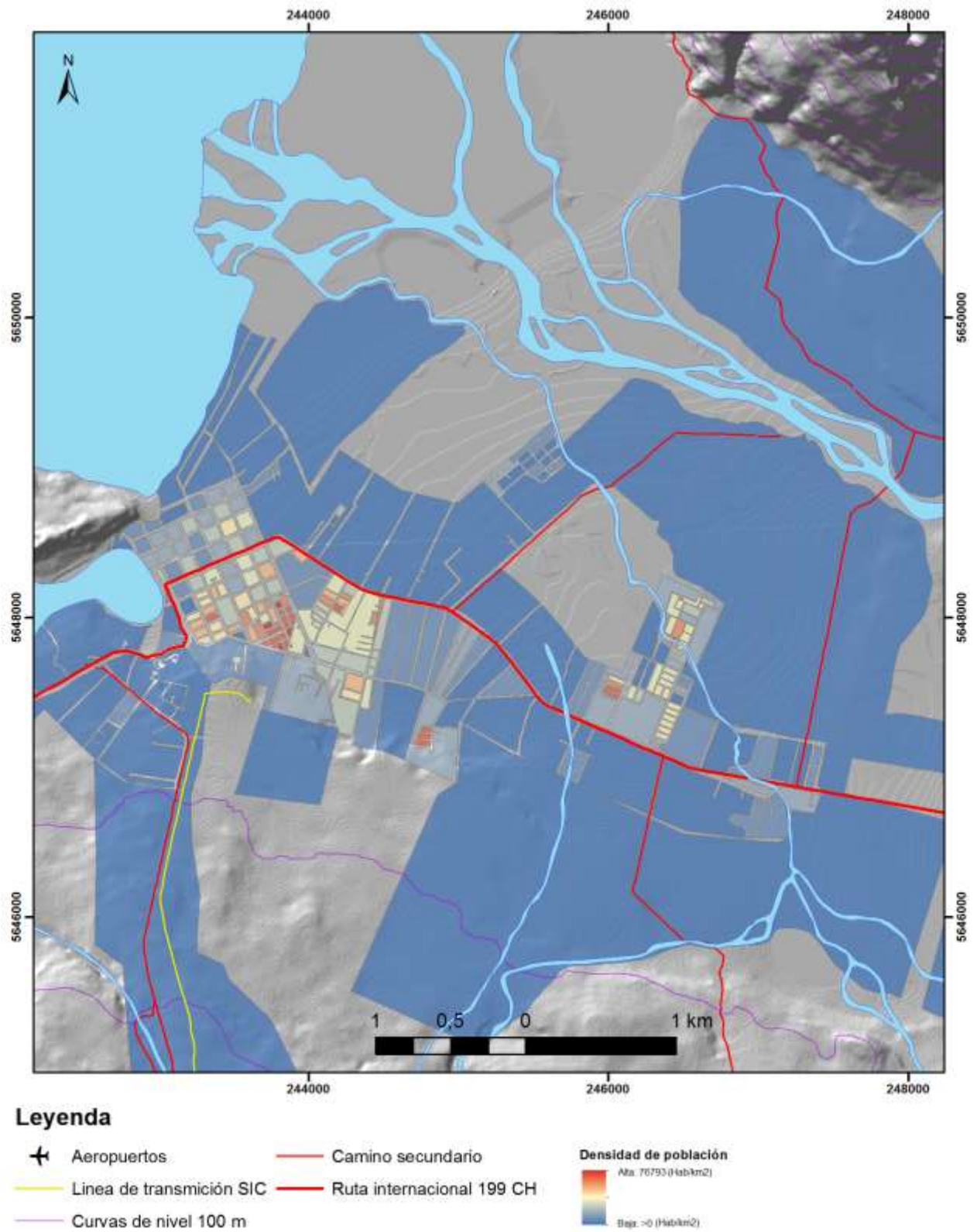


Figura 7.2. Mapa de exposición de la población ante la amenaza de lahar en el área urbana de Pucón

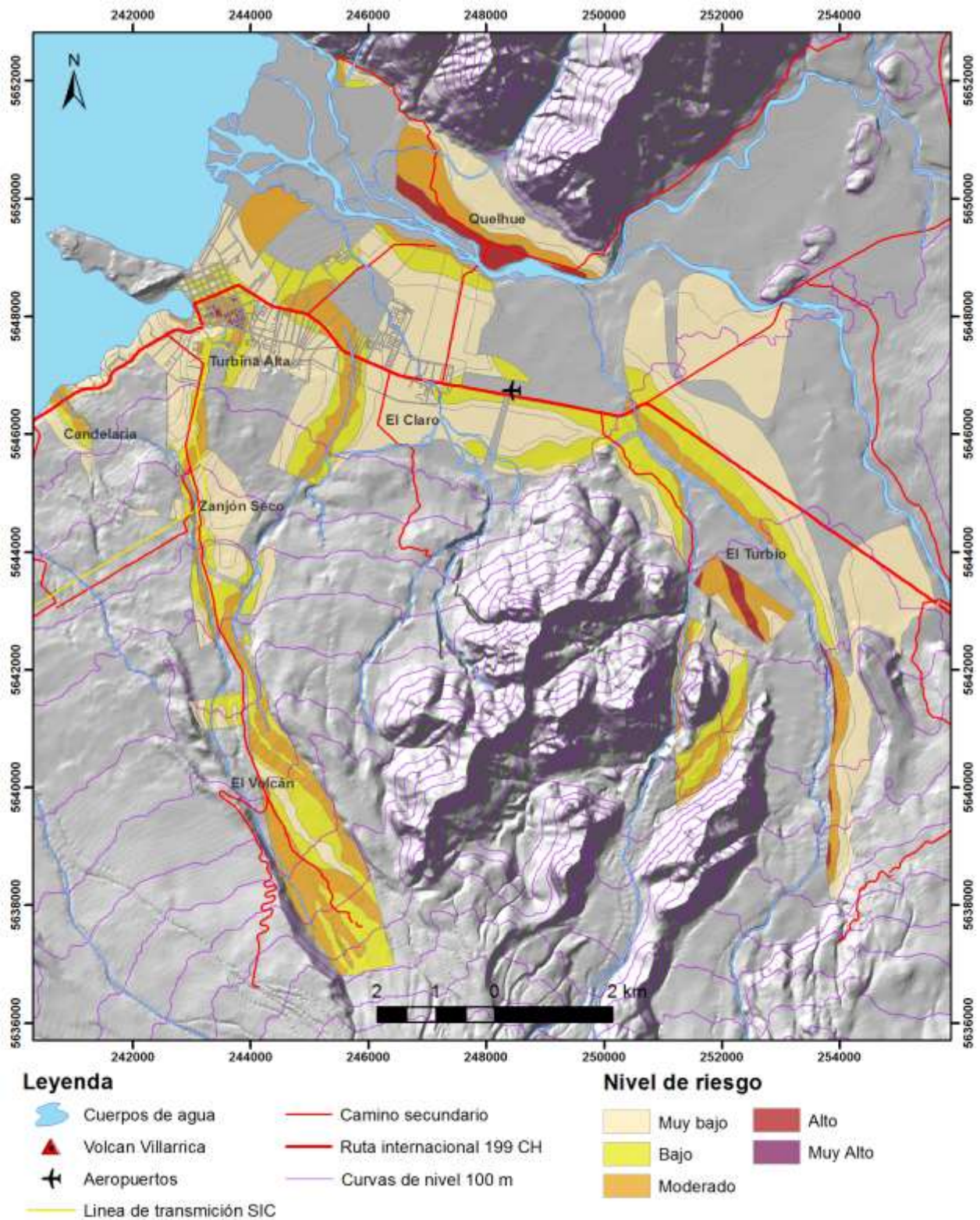


Figura 7.3. Mapa de riesgo social ante la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores.

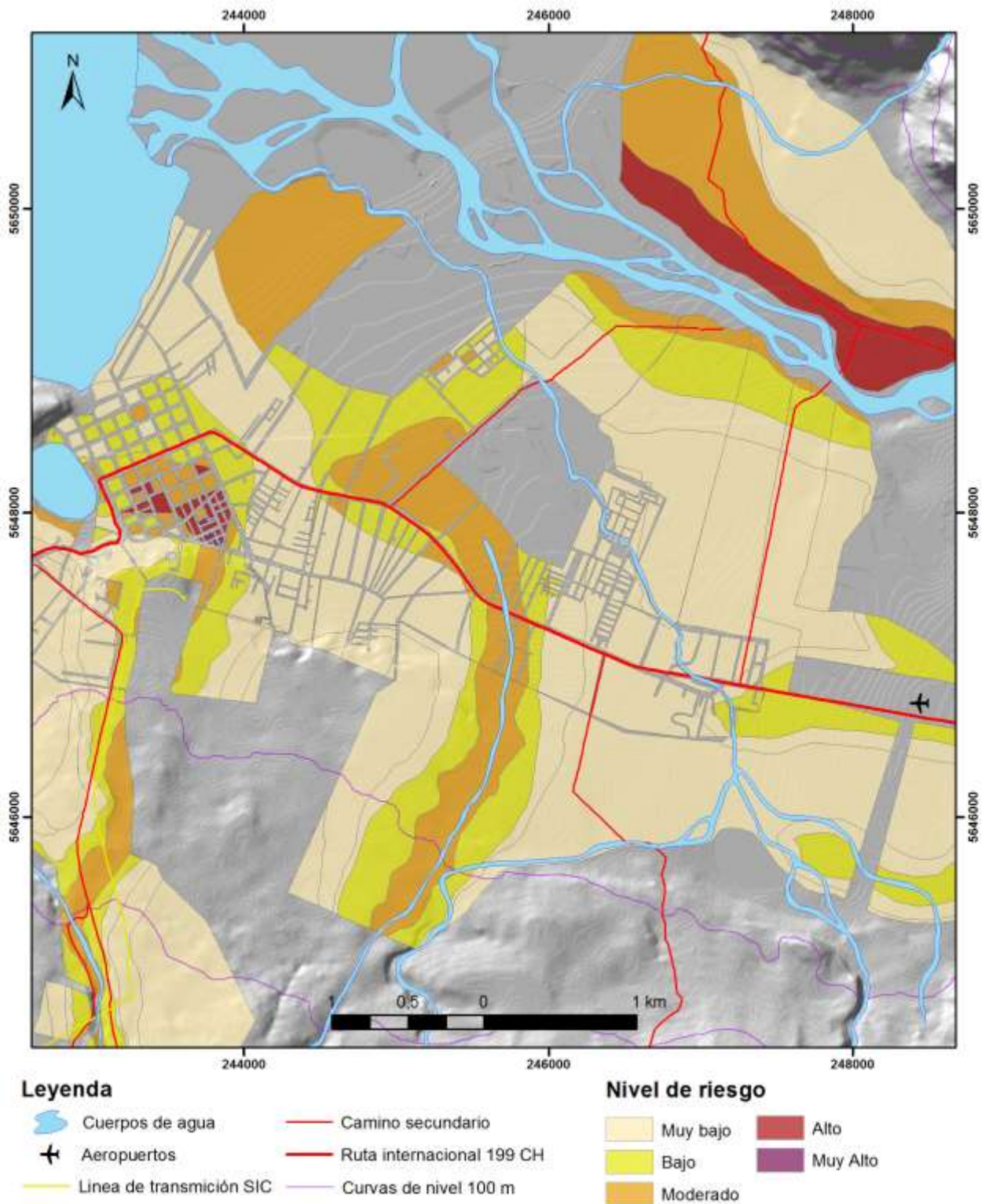


Figura 7.4. Mapa de detalle de riesgo social ante la amenaza de lahar en la ciudad de Pucón.

7.2. Riesgo Físico

Para el caso del riesgo físico, la afección de una vivienda ante el paso de un lahar también podría describirse como un comportamiento de tipo binario, donde la única variable de importancia sería el nivel de exposición del inmueble frente al flujo. Esto, pues como se observa en la imagen 6.4, casi un 100% de las viviendas de la zona están construidas en madera, material que no ofrecería la suficiente resistencia ante las fuerzas hidráulicas y de impacto de un lahar. Por lo tanto la vulnerabilidad tendría que valorarse con un valor de 1 en el caso de que la vivienda esté expuesta, y 0 en el caso de que no lo esté, por lo que el riesgo pasaría a ser el producto de la exposición y el peligro. Las imágenes 7.5 y 7.6 muestran la exposición de viviendas en el área de estudio, donde el número total de viviendas expuestas es de aproximadamente 3.730.

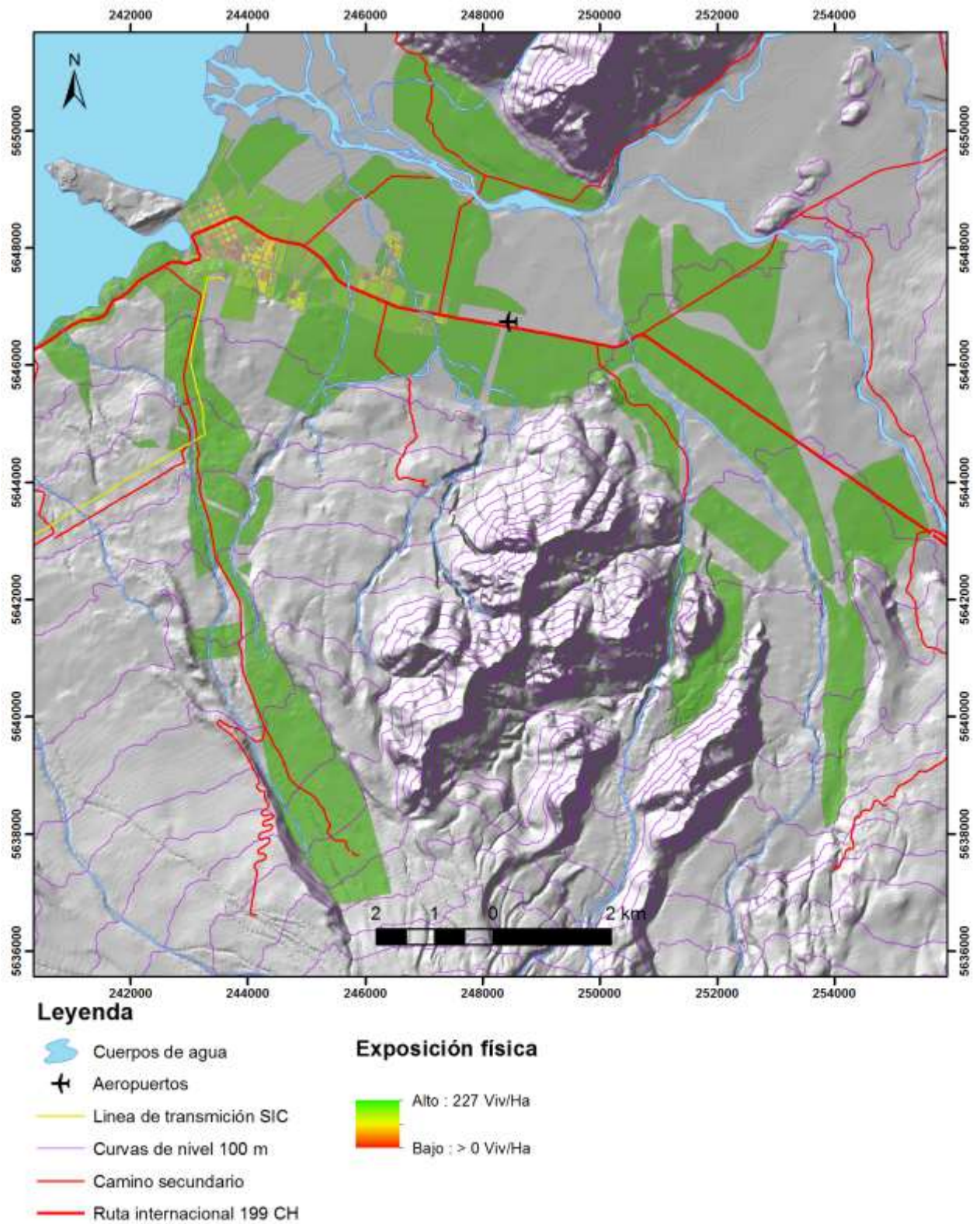


Figura 7.5. Mapa de exposición de viviendas frente a la amenaza de lahar para Pucón y sus alrededores.

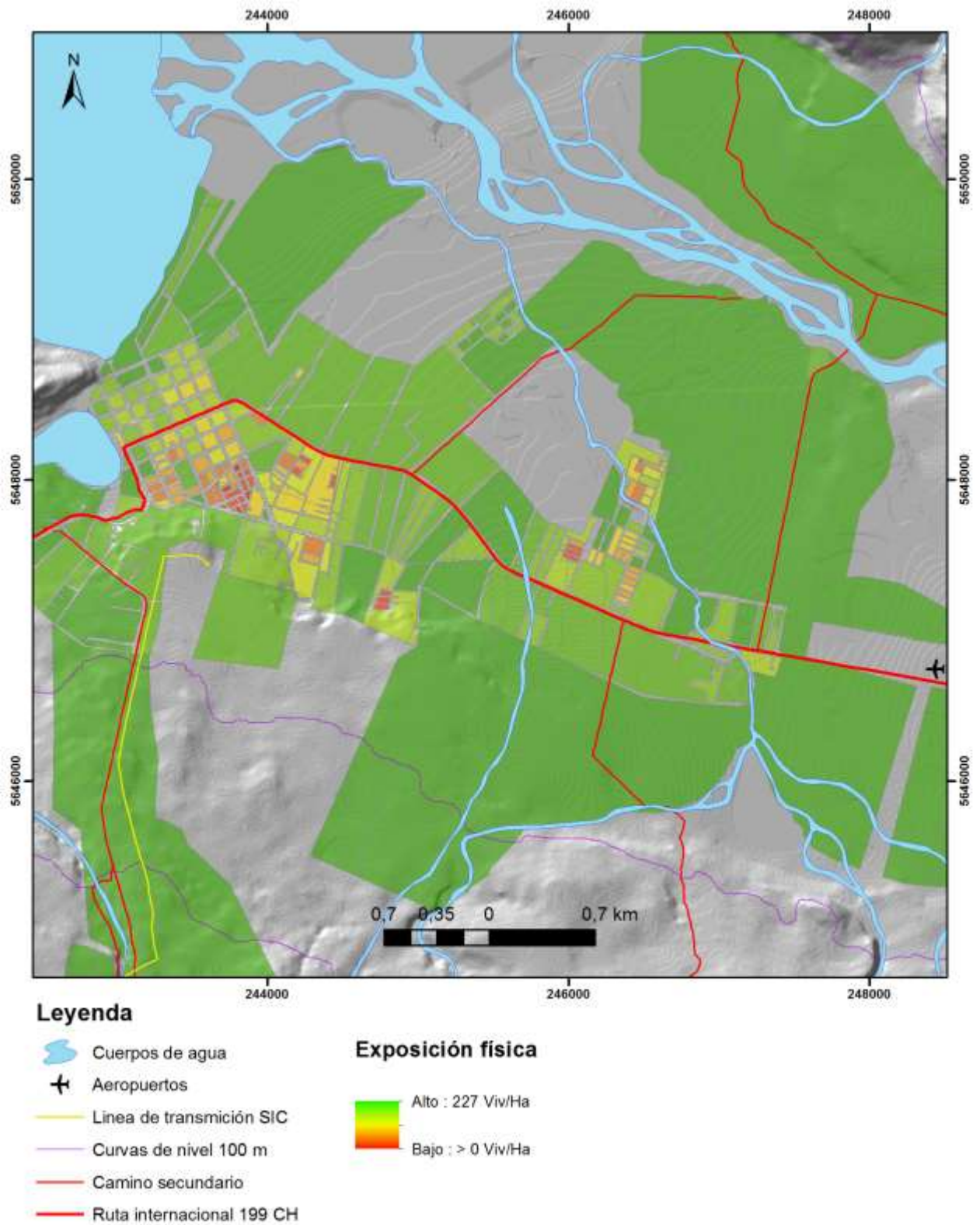


Figura 7.6. Mapa de exposición de viviendas frente a la amenaza de lahar para el área urbana de Pucón.

7.3. Riesgo Territorial

Al observar la exposición de la infraestructura crítica es posible establecer que las vías de comunicación de la zona se encuentran altamente amenazadas, pues por un lado, el aeropuerto se encuentra en una zona de alto peligro; y por otro lado, todos los caminos que llegan a Pucón, como lo son el camino a Caburgua través del puente Quelhue, la ruta internacional CH199 y el camino Pucón - Villarrica, cruzan por las quebradas que son caminos de los flujos laháricos, y además caminos secundarios como los que conectan al refugio del volcán o al sector del Río Turbio se encuentran muy próximos a las rutas de los flujos, a pesar de esto, el nivel de riesgo de esta infraestructura es difícil de cuantificar pues se desconoce las características del diseño de los puentes, lo que influiría en sus resistencia o vulnerabilidad. La línea de transmisión eléctrica del Sistema Interconectado Central, también se encuentra altamente expuesta a la amenaza de lahar, por lo que el suministro de energía eléctrica para Pucón podría verse afectado ante la ocurrencia de uno de estos flujos, con las consecuencias que esto implicaría, como problemas de seguridad, el funcionamiento de hospitales y otras instituciones, medios de comunicación, y en la conservación de alimentos, lo que haría aumentar el riesgo territorial del lugar.

A una escala más regional, un posible corte de caminos, tendría impactos para localidades como Caburgua y para la comuna de Curarrehue, pues terminarían aislados, sin conectividad terrestre hacia Villarrica.

En el caso de los centros de salud, educacionales, y oficinas de interés público, existe variada infraestructura crítica ubicada en zonas de muy alto y alto peligro, entre ellos el hospital de Pucón, su Municipalidad y sus dos principales cuerpos de bomberos. Además el aeropuerto se ubica en una zona de alto peligro, y 8 de un total de 15 escuelas catastradas se ubica en un zona de al menos alto peligro

8. DISCUSIONES

8.1. Metodología para la cartografía de peligro

La discusión fundamental de este trabajo es sobre el uso de una metodología para la cartografía de peligro que combina elementos de los modelos cuantitativos y del registro geológico. Al respecto, ya se han mencionado las limitaciones del modelo computacional LAHARZ, y de manera general, es posible mencionar las siguientes ventajas y desventajas de los modelos numéricos y del registro geológico:

Tabla 8.1. Tabla de comparación de ventajas y desventajas entre los modelos numéricos y el registro geológico.

	Ventajas	Desventajas
Modelos numéricos / computacionales	<ul style="list-style-type: none"> • Permiten la generalización de distintos escenarios. • Cuantifican el alcance de los procesos que se modelan. • Facilitan el análisis de peligro en zonas de difícil acceso o con poco conocimiento geológico. • Permiten analizar a priori posibles cambios generados tras la ocurrencia de un fenómeno, como cambios en la topografía ante el paso de un lahar. 	<ul style="list-style-type: none"> • Se trabaja a partir de simplificaciones o idealización de los casos reales. • Las variables de entrada pueden tener grandes errores o incertidumbres asociadas por lo que los resultados pueden ser poco precisos. • Cada modelo tiene limitaciones y un grado de sensibilidad frente a sus variables por lo que los resultados deben ser interpretados
Registro Geológico	<ul style="list-style-type: none"> • Entrega evidencia real y certera sobre el alcance de ciertos procesos con condiciones específicas más complejas que las modeladas. 	<ul style="list-style-type: none"> • Puede estar incompleto • Está subordinado a una interpretación • El conocimiento de éste es parcial

Por lo planteado en la tabla 8.1 y sumado a otras situaciones adicionales como el hecho de que áreas que aparecen con depósitos de flujos laháricos y de inundación puedan atribuirse a una paleo red de drenaje que puede ser distinta a la actual, y a la inversa, una zona sin afloramientos de depósitos laháricos puede ser actualmente peligrosa; es que se propone una metodología semi cuantitativa que combine el uso de modelos computacionales, y una adecuada interpretación del registro geológico como una buena herramienta para el análisis y la cartografía del peligro. Esto pues al basar el análisis en solo uno de las dos instrumentos, las desventajas que tiene cada uno por separado no pueden ser suplidas, a diferencia de lo que ocurre al combinar los modelos con la geología, pues por ejemplo, la no completitud del registro geológico se puede suplir con la generalidad de los modelos para representar distintos escenarios, y por otro lado la falta de cercanía de los modelos frente a situaciones reales alejadas de las ideales, y que no es posible modelar (e.g. en el caso de los lahares y LAHARZ, la imposibilidad de modelar los represamientos e inundaciones, o modelar el lahar como un solo gran volumen y no sucesivos pulsos), se pueden suplir con un adecuada cartografía e interpretación de los depósitos.

Pese a todo lo anterior y a las mejoras que se puedan lograr con una metodología combinada, este trabajo pretende entregar una metodología cartográfica, y no predictiva de los procesos y eventos.

En cuanto a la aplicabilidad de esta metodología en otro lugar; su uso, y obtención de resultados aceptables, dependerán principalmente de si se cuenta con (1) un DEM de buena calidad (según lo descrito en la sección 5.1.1.4), (2) un mapa geológico de una escala similar a la deseada para el mapa de peligro, y (3) el conocimiento de la historia y evolución geológica del volcán que permitan construir una cronología eruptiva y realizar una adecuada definición de los escenarios eruptivos y sus probabilidades. Respecto al empleo de esta metodología de evaluación de peligros a otros procesos volcánicos, sería posible de aplicar a fenómenos que posean modelos numéricos o programas computacionales que reproduzcan en cierta medida su comportamiento y cuantifiquen su alcance, teniendo en cuenta siempre las limitaciones que conlleva el uso de modelos; y además, como segunda condición, es necesario contar con una

adecuada cartografía geológica del volcán, que permita conocer la distribución de los distintos productos volcánicos, con el fin de determinar los alcances que han tenido durante la historia geológica los procesos en cuestión.

8.2. Elección del modelo LAHARZ

La elección de este modelo numérico para representar las áreas de inundación por flujos laháricos está basada en un análisis cualitativo y bibliográfico, e involucra principalmente los siguientes criterios: (1) el método que el modelo utiliza para resolver el problema, (2) las variables de entrada que requiere, (3) los parámetros de calibración, (4) el costo computacional, (5) el resultado entregado, y (6) los antecedentes existentes respecto a su uso por otros autores.

Al analizar el primer y el quinto criterio, LAHARZ, al ser un modelo empírico, no involucra ningún método físico o hidráulico para predecir las áreas de inundación por lahares, lo que podría ser una desventaja frente a otros modelos determinísticos como FLO-2D, Titan-2D o RAMMS (Rapid Mass Movements System) a la hora de intentar resolver un problema físico, o si se requiriera obtener como resultado aparte de las área de inundación, la velocidad o momentum del flujo, o su altura hidráulica, lo cual es útil para el diseño de infraestructura u obras de mitigación; pero en este trabajo el resultado de interés son solo las área de inundación ante flujos laháricos, por lo que el método utilizado por el programa pasa a segundo plano dado el objetivo del estudio.

Respecto a las variables de entrada requeridas por los programas, LAHARZ tiene la ventaja de utilizar solo una variable, el volumen inicial del flujo, lo cual resulta relativamente sencillo de determinar, esto representa una ventaja frente al otro de los modelos basados en la topografía, el MSF (Modified Single Flow, Huggel et al., 2003), modelo de carácter probabilístico que no involucra ningún parámetro del flujo, y solo se basa en la hidrografía y topografía definida por el DEM utilizado en su implementación, esto hace que sea altamente sensible a la calidad del modelo de elevación, y que no permita la modelación de distintos escenarios eruptivos en un mismo terreno; por otra

parte, el hecho de que LAHARZ utilice como variable de entrada solo el volumen de un flujo, también le concede una ventaja frente a los modelos físicos mencionados más arriba, ya que estos últimos, requieren un mayor número de parámetros de entrada (e.g. información granulométrica, hidrogramas de descargas, rugosidades de las cuencas, alturas de inundación, coeficientes de fricción, entre otros), y que suelen ser más complejos de estimar, lo que conllevaría un mayor costo de tiempo respecto a la estimación de un volumen máximo de lahar; en síntesis, al basarse solo en el criterio de la variable de entrada, LAHARZ se establece como la mejor opción respecto a los otros modelos pues mediante el volumen, es posible plantearse distintos escenarios eruptivos, y la estimación de esta variable involucra un tiempo razonable para los plazos de este trabajo.

En relación a los parámetros de calibración, LAHARZ requiere ser calibrado con la elección del cauce, el punto de inicio de la descarga, y la constante incluida en la ecuación que describe el área de la sección transversal, lo anterior es bastante directo (como se explicó en los capítulos correspondientes de este trabajo), y no requiere la calibración de parámetro hidráulicos y/o físicos, difíciles de calcular o que se pueden obtener de tablas con valores para otros lugares, y que pueden no representar de buena forma al área de estudio. Por lo tanto, es posible afirmar que la calibración de los parámetro de LAHARZ se lleva a cabo de manera sencilla, con resultados confiables y en poco tiempo, lo que es de gran importancia dado la diversas temáticas que aborda este estudio y los plazos establecidos para su realización.

En cuanto al costo computacional, no se tiene una comparación directa entre los distintos programas, pero para LAHARZ, este costo es razonable, obteniéndose los resultados en el orden de los minutos en DEMs de baja resolución, y tardando algunas horas al trabajar con el DEM de 5 m de resolución.

Finalmente los antecedentes muestran que es un programa que ha sido ampliamente utilizado para el análisis de zonas de susceptibilidad de inundación por flujos laháricos (Schilling *et al.*, 2001; Canuti *et al.*, 2002; Stevens *et al.*, 2002; Hubbard

et al., 2007; Castruccio, 2008; Muñoz – Salinas *et al.*, 2009, Samaniego *et al.*, 2011) lo que permite contar con un buen marco de referencias y poder comparar los resultados.

8.3. Metodología de evaluación de la vulnerabilidad

Respecto a la vulnerabilidad, la metodología aplicada en este trabajo, y las aplicadas hasta ahora en Chile son bastante limitadas, por lo que se plantea que es necesario desarrollar un trabajo interdisciplinario que involucre aspectos no solo de las geociencias sino también de las ciencias sociales, de la salud, y de la ingeniería, para así con una visión holística realizar una correcta evaluación de la vulnerabilidad.

Las limitaciones en la evaluación de la vulnerabilidad en este trabajo viene dadas principalmente por considerar arbitrariamente y sin un análisis estadístico o social, tres variables demográficas para el análisis de la vulnerabilidad social, y variables que por lo demás solo representan un aumento del grado de vulnerabilidad sin considerar los aspectos de resiliencia. Otra limitante es el hecho de contar con datos del Censo de población y vivienda del año 2002, que en vista de lo dinámico del comportamiento demográfico, pueden ser muy distintos a los actuales.

8.4. Fuentes de error e incertidumbres

Las principales fuentes de errores de este trabajo provienen de la modelación computacional de LAHARZ. En primer lugar, las ecuaciones que utiliza el programa se han construido empíricamente, mediante regresiones, las que tienen coeficientes de determinación asociados, para el caso de la ecuación de la sección transversal versus volumen calibrada para este trabajo, el coeficiente R^2 es de 0,62, con una desviación estándar de la regresión de 0,24; mientras que para la ecuación que describe el área planimétrica de inundación versus el volumen, el coeficiente de determinación es de 0,9 y la desviación estándar de la regresión de 0,3. En segundo lugar, se tiene el error asociado al insumo sobre el cual se hace la modelación, el modelo de elevación digital,

cuyas limitaciones y errores son discutidos en la sección 5.1.1.4. Finalmente, en tercer lugar, se tienen los errores asociados a las variables de entrada del modelo, como son el volumen y el punto inicial de la descarga; en el caso del volumen, los errores provienen por un lado, de los cálculos y simplificaciones hechas para su estimación, los que van desde la estimación del tamaño de las coladas o flujos piroclásticos afectando a la cobertura de hielo/nieve, hasta la conversión de la densidad del hielo y la nieve a la densidad del agua, pasando entre medio por modelos de transferencia de calor, y por otro lado, de lo dinámico del tiempo y el clima, que pueden afectar anual y estacionalmente el volumen o tamaño de la cobertura de hielo y nieve del volcán. Para el caso de la elección del punto inicial de la descarga, es difícil establecer tal punto con certeza y quizás hasta poco realista pues nada asegura que el lahar no incorpore carga o agua río abajo, por lo que el punto que se ha escogido por los criterios mencionados en la sección 5.1.1.1, tiene cierto grado de incertidumbre.

Otros errores en la cartografía de riesgo pueden tener su raíz en lo poco actualizado de la información demográfica, que como ya se mencionó corresponde a la información del censo del año 2002; y también, en la no completitud del registro geológico y las interpretaciones hechas de éste para la construcción de una cronología eruptiva.

Todos los errores mencionados anteriormente son difíciles de cuantificar, y es por esto que se ha descartado utilizar la modelación en sí misma como una herramienta cartográfica, y ésta se ha complementado con otros criterios según lo descrito en el capítulo 5.

Finalmente es importante mencionar que la vigencia de éstos resultados es como máximo a mediano plazo (del orden de las décadas) pues ante cambios demográficos significativos, la vulnerabilidad debiera ser reevaluada, y también frente a una nueva erupción o algún cambio fisiográfico el peligro debiera ser vuelto a analizar.

8.5. Peligro, vulnerabilidad y riesgo de inundación por lahares en Pucón

En cuanto al peligro, toda la zona urbana de Pucón se encuentra bajo cierto nivel de amenaza. Siendo los sectores de El Claro, Aeropuerto, Turbina Alta, La Turbina, Cementerio, Centro, y el ex balseadero a Quelhue, los de mayor peligro. En cuanto a los sectores rurales, los que se encuentran bajo mayor peligro son el sector de El Turbio, Zanjón Seco, Carmelito, El Volcán, y el sector más bajo y cercano al río Pucón de Quelhue, en estos sectores se debiera establecer cierta restricción al desarrollo inmobiliario, como no elevar en demasía la densidad de población y utilizar materiales que ofrezcan resistencia al colapso de la estructura frente al paso de un lahar; y también, restricciones para el asentamiento de infraestructura crítica. Por otro lado se pueden establecer como zonas seguras el sector de La Península, y el sector de Mirador El Claro, al este de la quebrada Calabozos, los cuales pueden utilizarse como zonas disponibles para la expansión de la ciudad y como lugares hacia dónde dirigir una evacuación rápida.

En relación a la vulnerabilidad, existe una gran segregación social en el área urbana de Pucón, específicamente en el sector centro, donde hacia el sur, en las cercanas del cementerio, las manzanas presentan un alto nivel de vulnerabilidad producto de la alta densidad de población y la falta de educación de sus habitantes, mientras que en las zonas próximas al lago hacia el sector norte de Pucón y en un sector más turístico, se dan manzanas con baja vulnerabilidad social debido al alto nivel educacional de sus habitantes y a la menor densidad de población. No ocurre lo mismo en los sectores rurales, donde la situación es más homogénea y la vulnerabilidad social es por lo general entre media y alta, principalmente producto de la alta proporción de grupos de edad vulnerable (niños y ancianos), y el bajo nivel de escolaridad.

Finalmente, respecto al riesgo, es necesario discutir qué medidas de mitigación son más apropiadas y efectivas de utilizar. Por un lado se tiene que una correcta cartografía de peligro, exacta y precisa, y con un alto conocimiento de la amenaza, permitirían la construcción de obras de mitigación y el diseño de un adecuado plan de gestión territorial, sin embargo las limitaciones propias de los modelos discutidas más arriba,

sumado al alto costo que podrían tener una cartografía con tal nivel de calidad y resolución (como los altos costos de confeccionar un DEM de alta resolución), y al alto costo que podría tener las obras de mitigación, hacen preguntarse si ante un escenario de recursos limitados, el beneficio podría ser mayor si se consideran en paralelo a los estudios de peligro y las obras de mitigación, o como alternativa a éstas últimas, medidas no estructurales que tiendan a disminuir la vulnerabilidad de la población como una adecuado plan de educación y difusión del conocimiento geológico y de las amenazas presentes, junto a un buen sistema de monitoreo y alarma. Respecto al riesgo territorial, se tiene que el área de estudio y las localidades aledañas hacia el este tiene sus vías de comunicación altamente expuestas (aeropuertos, carreteras, líneas de transmisión eléctrica), por lo que podría ser importante a la hora de la emergencia contar con una adecuada flota de transporte lacustre que permita la conexión por el lago Villarrica de la zona potencialmente afectada con la ciudad de Villarrica y el resto de la región, y en lo posible, trasladar las vías de comunicación y transporte que hoy están en las quebradas a zonas de bajo peligro.

8.6. Importancia y utilidad de la cartografía de peligro y riesgo

El mapa de peligro de inundación brinda utilidad en la gestión territorial ya que éste muestra todas las zonas expuestas o propensas a ser afectadas por una inundación. En este ámbito, se plantea en primer lugar que no debiesen instalarse nuevos asentamientos humanos en las zonas de peligro muy alto y alto, y dónde ya existen se debiese informar tal condición; en segundo lugar, se debiese restringir en las zonas de moderado a muy alto peligro la ubicación de infraestructura pública crítica como son centros de salud, escuelas, oficinas municipales o gubernamentales, bomberos, aeropuertos, entre otros; por último el mapa aporta el principal criterio en la determinación de zonas seguras. Además, es útil para la protección civil ya que se podrían establecer rápidamente zonas de evacuación ante determinados escenarios (incorporando además otros criterios de corto plazo a la hora de tomar una decisión).

Por otro lado, el mapa de riesgo selecciona solo las áreas de peligro vulnerables, es decir, en las cuales exista una probabilidad de que el fenómeno genere consecuencias dañinas tanto en la infraestructura, el ámbito económico, y el bienestar general de la comunidad y sus habitantes; como en vidas humanas. Por esto es que el mapa de riesgo de inundación por lahares es útil para la gestión de episodios de emergencia ya que permitiría enfocar eficientemente el despliegue de ayuda y apoyo, y tener a priori un orden de magnitud de los costos involucrados en un potencial evento catastrófico.

Por último viene a lugar preguntarse la naturaleza instrumental de estos mapas a la hora de decisiones políticas, ya que a pesar de poder llegar a ser publicados oficialmente por instituciones del estado, éstos tienen un carácter más bien consultivos y no son resolutivos ni determinantes a la hora de generar planes reguladores.

8.7. Primicias del trabajo y proyecciones

El hecho de que ya existan algunos trabajos realizados en el volcán Villarrica que abordan el estudio de los lahares (Naranjo y Moreno, 2004; Castruccio, 2005; Castruccio, 2008; Castruccio et al., 2010, Geoestudios, 2013), y del peligro volcánico (Emparán, 1980; Moreno 1993; Moreno, 2000), hace necesario recalcar las diferencias y novedades introducidas por este trabajo respecto a sus antecesores.

En primer lugar, se tiene como primicia utilizar una escala cartográfica 1:25.000, lo que representa un mayor detalle frente a las cartografías de peligro previamente realizadas en el volcán. Esto se logra gracias a la utilización en la modelación numérica de un modelo de elevación digital de resolución de 10 m, disponible desde el año 2007; y gracias al cada vez más detallado conocimiento geológico que se tiene del volcán Villarrica. Lo último también ha permitido la elaboración de una certera cronología eruptiva, tanto a escala histórica como a escala de evolución geológica, lo cual sumado a la reciente información glaciológica y climatológica del volcán, han posibilitado la definición de escenarios eruptivos, cada uno con una probabilidad de ocurrencia y el cálculo de un volumen para sus potenciales lahares asociados. Así, aplicando las probabilidades y la metodología cartográfica desarrollada en este trabajo, es posible

desarrollar un mapa de peligro en el sentido riguroso del término definido por UNDRO (1979), lo que ya simboliza un avance respecto a lo visto en anteriores publicaciones como las mencionadas al principio de esta sección, que en algunos casos realizan cartografía de susceptibilidad de los procesos volcánicos, y no de peligro sensu stricto.

Por otro lado, la inclusión en este estudio de la evaluación de la vulnerabilidad, es algo inédito en Chile para amenazas volcánicas a esta escala de trabajo, y con lo cual se ha podido elaborar un mapa de riesgo, lo que también resulta inédito.

En cuanto a las proyecciones, se plantea la aplicación de esta metodología a otras zonas de estudio con características similares (i.e. zonas volcánicas cuyo conocimiento geológico sea relativamente alto y que posean población cercana) como podría ser el sector de Melipeuco al sureste del volcán Llaima o el sector de Antuco al oeste del volcán del mismo nombre. Respecto a las proyecciones de este trabajo en su propia zona de estudio, se tiene (1) la posibilidad de aplicar otros modelos numéricos que representen los flujos laháricos y sus zonas de inundación, (2) la mejoría en la calidad de la base topográfica en la zona del valle del río Pucón, (3) realizar estudios hidráulicos de las quebradas que drenan el volcán, y (4) desarrollar mejores técnicas para la evaluación de la vulnerabilidad.

9. CONCLUSIONES

Los flujos laháricos constituyen una importante amenaza volcánica para la ciudad de Pucón y sus alrededores. El modelo numérico LAHARZ constituye una buena herramienta para la cuantificación del área de inundación ante esta amenaza, pero dada sus limitaciones y fuentes de error, la cartografía de peligro debe realizarse incorporando además un análisis cualitativo basado en la geomorfología y comportamiento hidráulico del flujo, junto con la geología; y no exclusivamente a partir de la modelación.

La cuenca del río Turbio es la que tiene el mayor volumen de agua disponible para la generación de lahares pues debido a la morfología del edificio volcánico, cuya caldera 1 y 2 se extiende hacia el SE, existe una gran acumulación de hielo y nieve en la cabecera del valle.

El escenario eruptivo más probable es el de una erupción de tipo estromboliana con un IEV = 2, y en donde la generación de flujos de lava con una alta tasa efusiva, sería el principal mecanismo gatillador de lahares.

Las zonas de mayor peligro son el sector de El Turbio, El Cerdúo, Quelhue, Aeropuerto, Zanjón Seco, El Volcán, Candelaria, la quebrada Los Calabozos, y gran parte del sector céntrico del área urbana de Pucón. Mientras que las de mayor riesgo son el sector rural de Quelhue y El turbio; y el sector de Cementerio y La Turbina, en la zona sureste de la ciudad de Pucón, todas con riesgo alto y muy alto. Como zonas seguras se pueden establecer el sector de La Península y el sector de Mirador El Claro.

La metodología aquí utilizada es posible de replicar en otros terrenos volcánicos que cuenten con una buena base topográfica o un DEM de resolución media-alta, y con un alto conocimiento geológico. Los resultados esperados con esta metodología son de carácter cartográfico y no predictivos.

Es necesario desarrollar mejores técnicas para evaluar la vulnerabilidad, lo que involucra una tarea multidisciplinaria hasta ahora no realizada.

Los mapas de peligro y riesgo son una herramienta útil para la planificación territorial y la gestión de escenarios de emergencia

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. y Levi, B. 1964. Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Boletín 17, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Arrondo, O., Morel, E., Ganuza, D., Hervé, F., Parada, M.A., Mühlebach, W. 1988. La formación Panguipulli y su contenido paleoflorístico, Chile. En Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas, Tomo II: C137-C145. Santiago.
- Basualto, D., Vila, J., Moreno, H., Peña, P. 2006. Últimos antecedentes sobre la actividad sísmica del volcán Villarrica. En Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, Vol. 2: 409-412. Antofagasta.
- Berti, M., Simoni, A. 2007. Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationship. *Geomorphology* 90: 144–161.
- Biass, S., Frischknecht, C., Bonadonna, C. 2013. A fast GIS-based risk assessment for tephra fallout: the example of Cotopaxi volcano, Ecuador. Part II: vulnerability and risk assessment. *Natural Hazard* 65: 497 – 521.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40° latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, Vol. 356: 275-289.
- Börgel, R. 1964. Algunas observaciones geomorfológicas sobre el volcanismo en la orilla sur del lago Villarrica. Universidad de Chile, Boletín, No. 48: 52-55.
- Brock, B., Rivera, A., Casassa, G., Bown, F. and C. Acuña (2007): "The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Volcán Villarrica, southern Chile". *Annals of glaciology* 45, 104-114.

- Calder, E.S., Harris, A., Peña, P., Flynn, L., Pilger, E., Fuentealba, G. 2000. Combined thermal and seismic analyses of the Villarrica Lava Lake. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2: 11-14. Puerto Varas.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J.L., 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.
- Canuti P., Casagli N., Catani F., Falorni G., 2001. Modeling of the Guagua Pichincha volcano (Ecuador) lahars. *Physics and Chemistry of the Earth*. 27 (36): 1587-1599.
- Casassa, G., Acuña, C., Zamora, R., Schliermann, E., Rivera, A. 2004. Ice thickness and glacier retreat at 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: 53-60.
- Casertano, L. 1962. Lo statu attuale dei Vulcano attivi del centro-sud del Chile. *Anales Obs. Vesuviano*, Vol. 4, Serie VI, Nápoles.
- Casertano, L. 1963a. General characteristics of active andean volcanoes and a Summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 53, No. 6, p. 1415-1433.
- Casertano, L. 1963b. Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo. *Universidad de Chile, Boletín*, No. 40, p. 22-28.
- Casertano, L. 1963c. Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo. II Parte y final. *Universidad de Chile, Boletín*, No. 41, p. 48-54.

- 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. Universidad de Chile, 112 p.
- 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, Universidad de Chile. Santiago de Chile, 177p.
- Castruccio, A., Clavero, J., Rivera, A. 2010. Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. *J. Volcanology and Geothermal Research*. 190: 297–311.
- Cembrano, J., Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo entre los 38°S y 46°S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Actas 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. I: 240-244.*
- Cembrano, J., y Lara, L. 2004. The link between volcanism and tectonics in the Southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review: *Tectonophysics*, v. 471 (1-2): 96–113.
- Clavero, J. y Moreno, H., 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39° 25`S. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. I, p. 250-254.*
- Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica. Andes del Sur (39° 25`S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología y al título de Geólogo. Universidad de Chile, 126 p.
- Clavero, J., Moreno, H. 2004. Evolution of Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), *Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín nº61, 66p.*

- Contreras, M. A. 2013. Dinámica de flujos de lava históricos de los volcanes Lonquimay y Villarrica, Andes del Sur, Chile. Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Chile. 136p.
- Costantini, L., Pioli, L., Bonadonna, C., Clavero, J., and Longchamp, C., 2011, A late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica Volcano, Southern Andes: The Chaimilla deposit: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 200 no. 3–4: 143–158.
- Cox DR, Lewis PAW. 1966. The statistical analysis of series of events. Methuen, Londres, 285 p.
- Cronin, S.J., Hodgson, K. A., Neall, V. E., Palmer, A. S., Lecointre, J.A. 1997. 1995 Ruapehu lahars in relation to the late Holocene lahars of Whangaehu River, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* (40-4): 507-520.
- Cruz y Dávila Ingenieros Consultores. 2007. Base topográfica proyecto “Construcción Mitigación Riesgos Volcánicos y Geológicos Asociados, Comuna de Villarrica, Pucón y Curarrehue, Región de la Araucanía”, Instituto Nacional de Hidráulica.
- Cutter, S. L., J. T. Mitchell, and M. S. Scott. 2000. Revealing the Vulnerability of People and Places: A Case Study of Georgetown County, South Carolina. *Annals of the Association of American Geographers* 90 (4):713–37.
- Cutter S.L., Boruff B.J., Shirley W.L. 2003. Social vulnerability to environmental hazards. *Social Science Quarterly*, Volumen 84 (2) : 242 – 261.
- De la Cruz-Reyna, S. 1991. Poisson-distributed patterns of explosive activity, *Bulletin of Volcanology*. V. 54: 57–67.
- De la Cruz-Reyna, S. 1993. Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 55: 51–68.

- De la Cruz-Reyna, S. 1996. Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions. En: Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards. Editado por: Scarpa, R. and Tilling, R. I., Springer, Berlin, Alemania. P.599–629.
- Dzierma, Y., and Wehrmann, H. 2010. Eruption time series statistically examined: Probabilities of future eruptions at Villarrica and Llaima Volcanoes, Southern volcanic zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 193: 82–92.
- Edwards, B., Karson, J., Wysocki, R., Lev, E., Bindeman, I., Kueppers, U. 2013. Insights on lava – ice/snow interactions from large-scale basaltic melt experiments. *Geology*, published online on 20 June 2013.
- Emparan, C. 1980. Áreas sometidas a riesgos naturales en la zona Villarrica-Pucón. *Revista Geológica de Chile* (n.9): pp.27-35
- Flores, E. 1951. Noticias sobre el volcán Villarrica. Erupción de 1948. *Informaciones Geográficas*, Vol. 1, No. 34: 59-62. Santiago.
- Fuentealba, G., Riffo, P., Moreno, H., Acevedo, P., Gardeweg, M. 1985. La erupción del volcán Villarrica. Ediciones Universidad de la Frontera, 30 p.
- Fuentealba, G., Peña, P., Calder, E., 2000. Sustained Tremor, open system degassing and annual perturbations at the Villarrica volcano lava lake, in Chile. En *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2: 26-29.
- Fundación OpenStreetMap, 2014. OpenStreetMap Chile. [En línea] <<http://www.openstreetmap.cl/>> [Consulta: 11 agosto de 2014]
- Gajardo, R. 1994. La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

- Gaytán, D., Clavero, J., Rivera, A. 2005. Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. En Congreso Geológico Argentino, No. 16, Actas. La Plata.
- Gaytán, D. 2006. Volcanismo explosivo en el volcán Villarrica, Andes del Sur, durante la glaciación Llanquihue. Memoria de título. Universidad de Chile, 126 p.
- Geoestudios, 2013. Estudio geológico y vulcanológico para caracterizar los lahares del volcán Villarrica. Informe V. 2013-05-24. 205 p.
- González, O., 1972. Distribución del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del volcán Villarrica. Instituto Geográfico Militar, Primer Symposium Cartográfico Nacional, Santiago, Chile.
- Griswold, J., Schilling, S. 2012. Using LAHARZ to forecast areas of potential inundation. An Overview. Workshop CSAV Hawaii LAHARZ.
- Hellström, T. 2007. Critical infrastructure and systemic vulnerability: towards a planning framework. *Safety Science* 45(3):415–430.
- Herbst, R., Troncoso, A., Muñoz, J. 2005. Las taofloras triásicas de la región de los Lagos, X Región, Chile. *Ameghiniana*, Vol. 42, No. 2: 377-394.
- Hewitt, K. 1997. *Regions of Risk: A Geographical Introduction to Disasters*. Essex, U.K.: Longman.
- 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: 361-386.

- Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M., Parada, M., López, L. 1995. Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 119: 331-344.
- Hickey-Vargas, R., López, L., Moreno, H., Clavero, J., Lara, L., Sun, M., 2004. Magmatic evolution of Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), *Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61, 66 p.
- Hubbard, B., Sheridan, M., Carrasco, G., Díaz, R., Rodríguez, S., 2007. Comparative lahar hazard mapping at volcan Citlaltepctl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 160 (1-2): 99-124.
- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W., Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3(6), p. 647-662
- Instituto Nacional de Hidráulica. 2013. Informe Etapa III. Caracterización de Cauces y Flujos Laháricos. Proyecto “Construcción mitigación riesgos volcánicos y geológicos asociados, comunas de Villarrica, Pucón y Curarrehue, Región de la Araucanía”. Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Obras Hidráulicas. 74 p.
- Instituto Nacional de Estadísticas, Chile. 2002. Censo de Población y Vivienda 2002 [En línea]. <<http://www.ine.cl/cd2002/>> [Consulta: Agosto – Septiembre 2014]
- Iverson, R., Schilling, S., Vallance, J., 1998. Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 110, p. 972-984.
- Jenks, G.F. 1967. The data model concept in statistical mapping. *International Yearbook of Cartography*, Vol. 7: 186–190.

- Keller, W. 1985. Erupción del volcán Villarrica. 19 de Noviembre de 1984 al 03 de Marzo de 1985. Informe (Inédito), 54 p., 48 dibujos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Lara, L., 2004. Villarrica-Lanin Cañ: tectonic constrains for volcanism in a transversal alignment. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín n. 61. 66 p.
- 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, 19 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Lohmar, S., Robin, C., Gourgaud, A., Clavero, J., Parada, M. , Moreno, H., Ersoy, O., López, L., Naranjo, J. , 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: 233-247.
- López, L., Moreno, H., Lahsen, A., Munizaga, F., 1985. Evolución geológica y geoquímica del volcán Villarrica. Análisis de los recursos no renovables y del riesgo geológico del área. Informe inédito Proyecto FONDECYT, Departamento de geología, Universidad de Chile.
- López, L., Moreno, H. 1994. Contribution to the knowledge of the postglacial geochemical evolution of the Villarrica volcano (Southern Andes, 39°25'S). En Congreso Geológico Chileno, n° 7, Actas, Vol. 2: 1091-1094. Concepción.
- Lütgens, R. 1909. Über den Ausbruch des Vulkans Villarrica in Sud-Chile. In Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, p. 332-334.
- Major, J.J., Newhall, C.G., 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. Bulletin of Volcanology 52: 1–27.
- Manville V., Hodgson K.A., Houghton B.F., Keys J.R., White J.D.L., 2000. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at a cone volcano, Ruapehu, New Zealand. Bulletin of Volcanology 62: 278–293.

- Marangunic, C., 1974. The lahar provoked by the eruption of the Villarrica Volcano on December of 1971. Abstract of Papers, p. 48. International Symposium on Volcanology, IAVCEI, Santiago de Chile.
- Mendoza-Rosas, A. T. y De la Cruz-Reyna, S. 2008. A statistical method linking geological and historical eruption time series for volcanic hazard estimations: Applications to active polygenetic volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176: 277–290.
- Mendoza-Rosas, A. T. y De la Cruz-Reyna, S. 2009. A mixture of exponentials distribution for a simple and precise assessment of the volcanic hazard, *Natural Hazards Earth System Science*, 9: 425–431.
- Mendoza-Rosas, A. T., y De la Cruz-Reyna, S. 2010. Hazard estimates for El Chichón volcano, Chiapas, México: a statistical approach for complex eruptive histories. *Natural Hazards Earth System Science*, 10: 1159 – 1170.
- Moreno, H., 1975. Características petrológicas del volcanismo cenozoico superior en los Andes del Sur de Chile (39°00' y 41°30'S). *Actas sexto Congreso Geológico Argentino*, p. 131-147.
- Moreno, H., 1993. Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39° 25'S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.
- Moreno, H., 2000. Mapa de peligros del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de geología y Minería, Documento de trabajo, N°17, 1 mapa escala 1:75000. Santiago.
- Moreno, H., Parada, M., 1976. Esquema geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. *I Congreso Geológico Chileno*, p. 213-226.

- Moreno, H., Clavero, J., Lara, L. 1994. Actividad explosiva postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25`S) en Congreso Geológico Chileno, N°7, Actas, Vol. 1, p 329-333. Concepción.
- Moreno, H.; Clavero, J. 2006. Geología del área 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., p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Moteff J, Copeland C, Fischer J. 2003. Critical infrastructures: what makes an infrastructure critical?. Reporte para el Congreso Norteamericano RL31556, Congressional Research Service, Library of Congress, Washington, DC.
- Municipalidad de Pucón (Chile). Plan de Desarrollo Comunal de Pucón, PLADECO, 2010 – 2014. [En línea] Pucón, Chile, 2010. 183 p. <<http://www.municipalidadpucon.cl/web2010/para%20descarga/pladecoPucon/Informe%20Final.pdf>> [Consulta: Agosto 2014].
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, N., 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: 309-316.
- Muñoz, M. 1983. Eruption patterns of the Chilean volcanoes Villarrica, Llaima and Tupungatito. Pure and Applied Geophysics 121 (5-6): 835 – 852.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, V., Manea, M., Palacios, D. 2009. Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 182: 13 – 22.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., 2004. Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín n°61, 66p.

- Newhall, C.G. and Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*. 87 (C2): 1231-1238.
- Ngo, E. B. 2001. "When Disasters and Age Collide: Reviewing Vulnerability of the Elderly." *Natural Hazards Review* 2(2):80–89.
- Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., Tárrega, M. 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.
- Parada, M., 1975. Geología de la región de los Lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue. Memoria de Título, Depto. de Geología, Universidad de Chile.
- Parada M.A., Munizaga, F. 1978. El Batolito de Panguipulli: Caracterización del plutonismo jurásico en la Cordillera de Los Andes de la Provincia de Valdivia, X Región (39°30'-40°15'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones, No. 23, p. 12-25.
- Petit-Breuilh, M.E., Lobato, J. 1994. Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica. En Congreso Geológico Chileno, N° 7, Actas, Vol. 1: 366-370. Concepción.
- Petit-Breuilh, M.E., 2004, La Historia Eruptiva de los Volcanes Hispanoamericanos (Siglos XVI Al XX): El Modelo Chileno. Casa de los Volcanes, Servicio de publicaciones Excelentísimo Cabildo Insular de Lanzarote, 435 p.
- Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.C., Borrero C.A. 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41: 17-66.

- Pierson T.C., Janda R.J. 1994. Volcanic mixed avalanches: a distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. *Geological Society of America Bulletin* 106: 1351-1358.
- Pierson, T.C. 1995. Flow characteristics of large eruption-triggered debris flow at snow-clad volcanoes: constrains for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66: 283-294.
- Pino, M., Adán, L., Seguel, O., 2004. Geoarchaeology of the area of Calafquén lake, southwestern flank of Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), *Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61, 66 p.
- Polanco, E., Clavero, J. 2003. Análisis estadístico de erupciones del volcán Villarrica (39°25'S), Andes del sur, Chile. 10° Congreso Geológico Chileno. Universidad de Concepción.
- Regional Action Programme Central America (RAPCA). 2003. Aplicación de Sistemas de Información Geográfica y Sensores Remotos para el Análisis de Amenazas, Vulnerabilidad y Riesgo. Workshop CBNDR – RAPCA, Ciudad de Guatemala, Guatemala.
- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., Rignot., E., Clavero, J., 2006. Ice volumetric changes on active volcanoes in Southern Chile. *Annals of Glaciology* 43 (1): 111-122.
- Rivera, A., J. G. Corripio, B. Brock, J. Clavero & J. Wendt (2008): "Monitoring ice capped active Volcán Villarrica in Southern Chile by means of terrestrial photography combined with automatic weather stations and GPS". *Journal of Glaciology*, 54(188), 920–930.
- Romero A., Hugo. "Geografía de los Climas". Instituto Geográfico Militar. Colección Geografía de Chile. Tomo XI. 1985. Santiago, Chile.

- Rodine, J., y Johnson, A., 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes: *Sedimentology* 23: 213 – 214.
- Salcedo, D.A. 2007. Los flujos torrenciales en el estado Vargas y área metropolitana de Caracas, Venezuela, Diciembre 1999. En: Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas: Movimientos en Masa en la Región Andina: una guía para la evaluación de amenazas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional 4: 336-368.
- Samaniego, P., Ordóñez, J., Schilling, S., Mothes, P. 2011. Los posibles escenarios eruptivos del Cotopaxi y la delimitación de zonas inundadas por lahares. Instituto Geográfico de Ecuador.
- Schilling, S. 1998. LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundations hazard zones. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-638, 80 p.
- Schilling, S., Vallance, J., Matías, O., Howell, M., 2001. Lahar Hazards at Agua Volcano, Guatemala: U.S. Geological Survey Open-File Report 01-432.
- Scott, K.M., 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. U.S. Geological Survey, Professional Paper. 1447-A, 74 pp.
- Servicio Nacional de Turismo (SERNATUR) e Instituto Nacional de Estadísticas (INE). 2007. Turismo, Informe anual 2007 [En línea]. <http://www.ine.cl/canales/chile_estadistico/estadisticas_economicas/turismo/infoanual/pdf_anuarios/turismo_2007.pdf> [Consulta: Agosto - Septiembre 2014]. 106 p.
- Silva, C., Druitt, T., Robin, C., Moreno, H., Naranjo, J. 2010. The Holocene Pucón eruption of Volcán Villarrica, Chile: deposit architecture and eruption chronology. *Bulletin Volcanology* 72: 677 – 692.

- Stern, C., Moreno, H., López, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M., Skewes, M. 2007. Chilean Volcanoes. En: *The Geology of Chile* (T. Moreno, W. Gibson, eds.). The Geological Society of London, p. 147-178.
- 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* 160 (1-2): 99-124.
- Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo (SUBDERE). 2011. Guía análisis de riesgos naturales para el ordenamiento territorial [En línea], SUBDERE, Gobierno de Chile.
http://www.subdere.gov.cl/sites/default/files/documentos/libro_guia_de_analisis_de_riesgos_naturales_para_el_ordenamiento_territorial_.pdf [Consulta: Agosto – Septiembre 2014]. 147 p.
- Thouret J.C. 1990. Effects of the november 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41: 177-201.
- Thouret J.C., Ramirez J., Gibert-Malengreau B., Vargas C.A., Naranjo J.L., Vandemeulebrouck J., Valla F., Funk M. 2007. Volcano–glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. *Annals of Glaciology* 45: 115-127.
- UNDRO. 1979: Natural Disasters and Vulnerability Analysis in Report of Expert Group Meeting (9-12 July 1979). Geneva: UNDRO. 49 pp.
- UNISDR. 2004. Living with risk. A global review of disaster reduction initiatives. UN Publications, Geneva. 442 p
- Vallance, J., 2000. Lahars. En: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 601–616.

- Vallance, J., 2005. Volcanic debris flows. En: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-flow hazards and related phenomena. Springer, Berlin, pp. 105–134.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., De Clercq, M., Van Acker, J., Wolff, C., Pino, M., Urrutia, R., Roberts, S.J., Vincze, L., y De Batist; M. 2014. The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. Geological Society of America Bulletin, published online on 21 January 2014.
- Varnes, D.J. 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Organización de Naciones Unidas, Paris.
- Vergara, M., Munizaga, F. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South Chile. Geological Society of America Bulletin 85: 603-606.
- Waite R.B., Gardner C.A., Pierson T.C., Major J.J., Neall C.A. 1994. Unusual ice diamicts emplaced during the December 15, 1989 eruption of Redoubt volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research 62: 409–428.
- Walder J.S. 2000.a. Pyroclast/snow interactions and thermally driven slurry formation. Part 1: Theory for monodisperse grain beds. Bulletin of Volcanology 62: 105-118.
- Walder J.S. 2000.b. Pyroclast/snow interactions and thermally driven slurry formation. Part 2: Experiments and theoretical extension to polydisperse tephra. Bulletin of Volcanology 62: 119-129.
- Wilson, L., Head, J.W. 2007. Heat transfer in volcano – ice interactions on Earth. Annals of Glaciology 45: 83 – 86.
- Wisner B, Blaikie P, Cannon T, Davis I. 1994. At risk: natural hazards. People's vulnerability, and disasters. Routledge, London.

- Witter, J., Calder, E., 2004. Magma degassing at Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61, 66 p.
- Zavattieri, A.M.; Herbst, R.; Muñoz Bravo, J. 2003. Microflora de la Formación Panguipulli (Triásico Superior), en Licán Ray, Lago Calafquén, X Región, Chile. *Ameghiniana*, 40: 585-600.
- Zhang, S. 1993. A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flow in China: *Natural hazards* 7: 1- 23.

11. ANEXOS

11.1. Anexo A: tablas, gráficos y datos utilizados para el análisis estadístico

Tabla 11.1. Erupciones históricas documentadas en el volcán Villarrica

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
76	2009 - 11	2009 - 12	Columna de gases Emisión de piroclastos	-	1	-	(3) (4)
75	26-10-2008	26-10-2008	Columna de gases Emisión de piroclastos	-	1	-	(3) (4)
74	05-08-2004 (?)	2007 - 12 -24 (?)	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
73	23-05-2003	25-03-2004	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
72	24-02-1998	2002 - 05	Erupción cráter principal Explosiones Erupciones freáticas	-	1	-	(3)
71	14-09-1996	1997 - 08	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
70	1996 - 01		Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
69	15-04-1995 (+- 5 días)	02-06-1995	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
68	26-09-1994	30-12-1994	Sismos Volcánicos Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3) (4)
67	11-09-1992	1992 - 12	Erupción cráter principal Explosiones Erupciones freáticas	-	1	-	(3)
66	30-08-1991	17-09-1991	Erupción cráter principal Explosiones Erupciones freáticas	-	2	-	(3)
65	30-10-1984	18-11-1985	Ruidos Subterráneos Sismos Volcánicos Erupción cráter principal Explosiones Coladas de lava Aumento en caudal de ríos	-	2	Hawaiana a Estromboliana	(1)
64	14-10-1983	16-10-1983	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	1	Estromboliana	(1)

Continúa en página 185

Continuación tabla 11.1

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
63	20-06-1980	24-09-1980	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
62	26-01-1977	30-01-1977	Ruidos Subterráneos Sismos Volcánicos Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1)
61	29-10-1971	21-02-1972	Sismos Volcánicos Ruidos Subterráneos Explosiones Erupción cráter principal Coladas de lava Avalanchas de roca Erupción fisural flanco NE y SW Erupción subglacial	Si	2	Estromboliana	(1)
60	02-03-1964	21-04-1964	Sismos Volcánicos Ruidos Subterráneos Explosiones Erupción cráter principal Coladas de lava	Si	2	Estromboliana	(1)
59	25-02-1963 (?)	21-09-1963	Sismos Volcánicos Ruidos Subterráneos Explosiones Erupción cráter principal Flujos de lava Erupción fisural radial flanco SW	Si	3	Estromboliana	(1)
58	1961		Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
57	1960		INCIERTA	-	1	-	(3)
56	06-11-1958	21-12-1959	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1) (3)
55	03-10-1956	16-11-1956	Erupción cráter principal Explosiones Coladas de lava	-	1	-	(3)
54	1948 - 10 -09 (3)	03-02-1949	Sismos Volcánicos Ruidos Subterráneos Erupción Cráter principal Explosiones Columna eruptiva de 8.000 m Flujos piroclásticos Flujos de lava Avalanchas de roca	Si	3	Estromboliana vigorosa a sub- pliniana	(1)
53	10-04-1948 (3)		Erupción cráter principal Explosiones	-	2	-	(3)

Continúa en página 186

Continuación tabla 11.1

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
52	1947		Erupción cráter principal Explosiones	-	1	-	(3)
51	1938 (fines de)	1939 (principios de)	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1) (3)
50	1938 (principios de)		INCIERTA	-	1	-	(3)
49	1935 (fines de)	27-06-1936	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1)
48	05-01-1933	1933 - 01	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1) (3)
47	1929		Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1) (3)
46	1927	1928	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	-	(2) (3)
45	24-10-1922	1922	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Erupción cráter principal Explosiones Erupción Cráter Principal	-	2	-	(2) (3)
44	10-12-1921		INCIERTA Erupción cráter principal	-	2	Estromboliana	(1)
43	10-12-1920	13-12-1920	Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Coladas de lava	Si	2	Estromboliana	(1)
42	1915	1918	Explosiones Erupción Cráter Principal	-	1	Estromboliana	(1)
41	19-08-1909	1910	Explosiones Erupción Cráter Principal Coladas de lava Columna gases y cenizas (> 3.000 m)	Si	2	Estromboliana	(1)
40	31-10-1908	12-12-1908	Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Coladas de lava Avalanchas de roca	Si	2	Estromboliana	(1)
39	1907 - 05	1907 - 05	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Columna gases y cenizas (> 3.000 m) Coladas de lava (?)	-	2	Estromboliana	(1)
38	1906 - 04	1906 -12	Erupción cráter principal	-	2	Estromboliana	(1) (3)

Continúa en página 187

Continuación tabla 11.1

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
37	1904		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de piroclastos Coladas de lava (?)	Si	2	Estromboliana	(1)
36	1897 (fines de)	1898 (principios de)	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1)
35	1893 (fines de)	1894 (principios de)	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1)
34	1883		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
33	1880		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
32	1879 - 02 - 02	1879 - 03	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
31	1877 - 03 - 12	1877 - 05	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(2)
30	1875 - 11 - 17	1876	Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1)
29	1874 - 04 - 16		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(2)
28	1869 - 02 - 04	1869 - 09	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Flujos de lava	-	2	Estromboliana	(2)
27	1864 - 10		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(2)
26	1859 - 05 - 19	1860 - 04 - 12	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(2)
25	1852 - 11	1853 - 01 - 08	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Flujos de lava	-	2	Estromboliana	(2)
24	1837 - 11 - 07	1837 - 11 - 21	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal	-	2	Estromboliana	(2)

Continúa en página 188

Continuación tabla 11.1

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
23	1832 - 11 - 07		Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal	-	2	Estromboliana	(2)
22	1822 - 11 - 19	1822 - 11	Ruidos Subterráneos Sismos volcánicos Explosiones Erupción Cráter Principal Columna gases y cenizas (> 2.000 m)	-	2	Estromboliana	(2)
21	1815	1818	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	1	Estromboliana	(2)
20	1806 - 04	1806 -05	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
19	1790	1801	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1)
18	1787		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos Flujos de Lava	-	2	Hawaiana (1)	(1) (2) (3)
17	1780	-	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	1	Estromboliana	(1)
16	1777	1779	Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	1	Hawaiana o Estromboliana	(1)
15	1775	-	INCIERTA	-	2	-	(3)
14	1759	1759	Erupción cráter principal Explosiones	-	1	Estromboliana	(1)
13	1751 - 12 - 14		Erupción cráter principal Explosiones Flujos da lava	-	2	Hawaiana o Estromboliana (3)	(2)
12	1745		INCIERTA	-	2	Estromboliana?	(1)
11	1742		INCIERTA	-	2	Estromboliana?	(1)
10	1737 - 12 - 24		Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1)
9	1730 -07 - 08		Erupción cráter principal Explosiones	-	2	Estromboliana	(1)
8	1716		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	1	Hawaiana o Estromboliana	(1)

Continúa en página 189

Continuación tabla 11.1

Erupciones Históricas Documentadas							
	Fecha Inicio	Fecha Fin	Características Principales	Lahares	IEV	Tipo	Fuentes
7	1688		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	?	1	Estromboliana	(1)
6	1657		Incierta	-	1	Estromboliana	(3) (4)
5	1647		Incierta	-	1	Estromboliana	(3) (4)
4	1640 - 02 - 03	1640	Sismos Volcánicos Explosiones Columna eruptiva de 10.000 m Flujos piroclásticos Lahares	Si	3	Vulcaniana (?)	(1)
3	1594		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana	(1)
2	1562		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	-	2	Estromboliana Moderada	(1)
1	1558		Erupción cráter principal Explosiones Emisión de Piroclastos	?	2	Estromboliana Moderada	(1)
	Erupción donde se ha producido lahar según Van Daele et al. (2010).						
	Erupción donde se ha producido lahar según el registro histórico.						
Fuentes:		(1)	Petit - Breuilh (1994)				
		(2)	Petit - Breuilh (2004)				
		(3)	Global Volcanism Program				
		(4)	POVI				

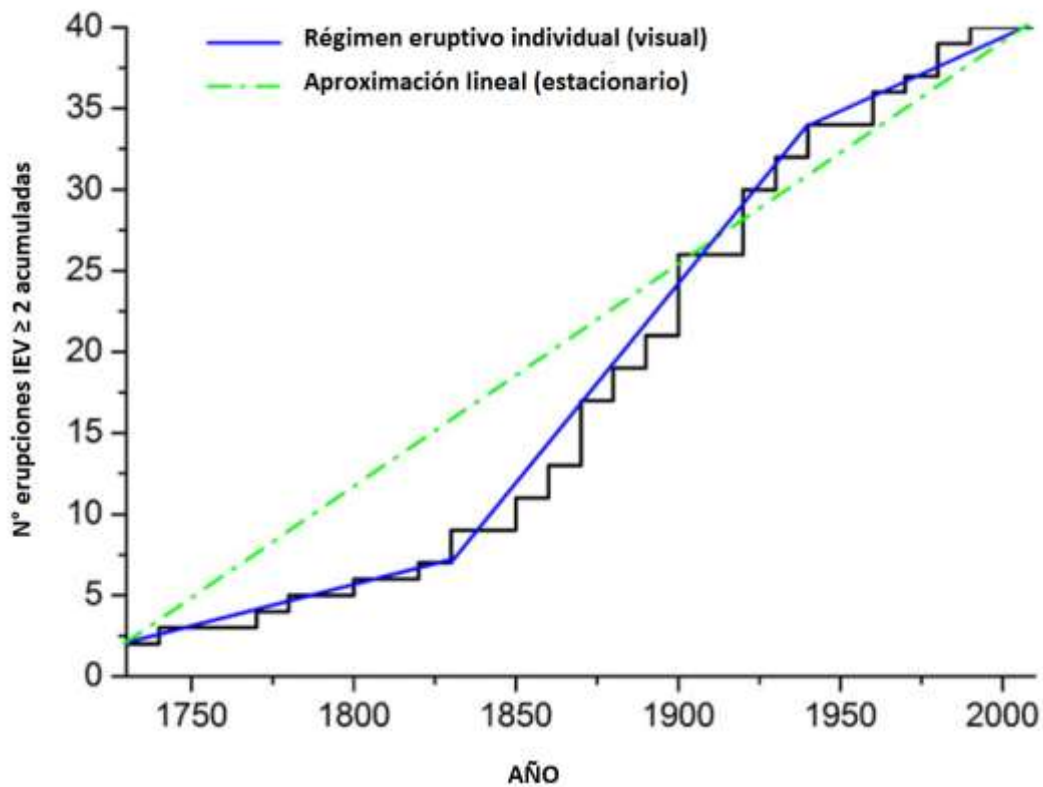


Figura 11.1. Número acumulado de erupciones por año en el volcán Villarrica desde 1730. Nótese las diferencias en las pendientes indicando patrones eruptivos singulares en ciertos intervalos de tiempo (línea azul), y la aproximación lineal correspondiente a un patrón de Poisson estacionario (con λ constante). Extraído y modificado de Dzierman et al. (2010).

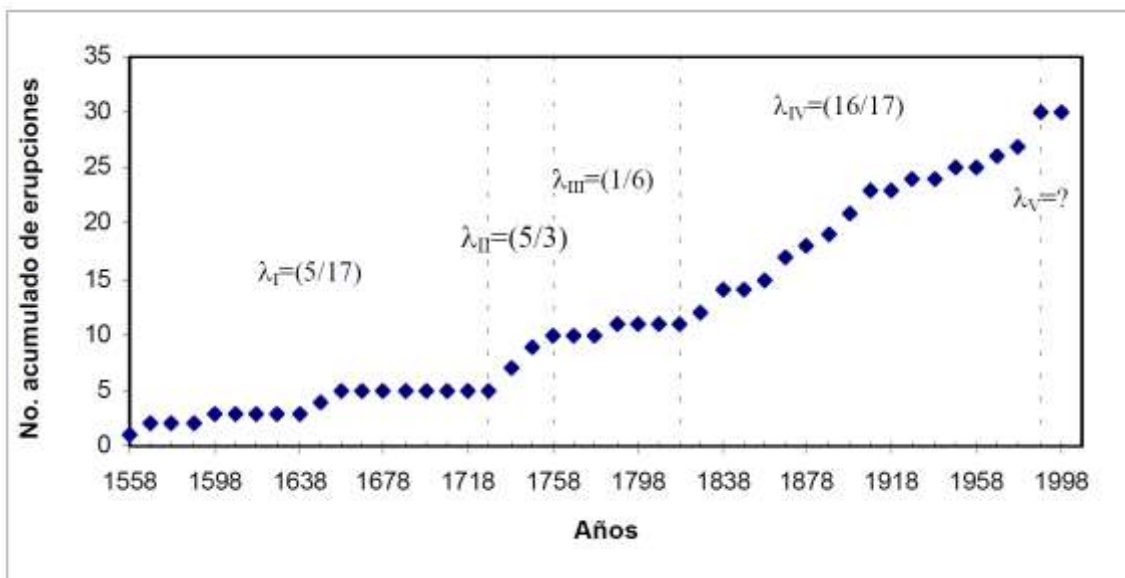


Figura 11.2. Número acumulado de erupciones por año en el volcán Villarrica desde 1558. Nótese las diferencias en las pendientes indicando patrones eruptivos singulares en ciertos intervalos de tiempo (puntos azules). Extraído y modificado de Polanco y Clavero (2003).

Tabla 11.2. Número de erupciones reportadas por unidad de tiempo ($\Delta t = 10$ años) en el volcán Villarrica, clasificadas por IEV, entre 1730 y 2010.

Década	IEV				
	1	2	3	≥ 1	≥ 2
1730	0	2	0	2	2
1740	0	2	0	2	2
1750	1	1	0	2	1
1760	0	0	0	0	0
1770	1	1	0	2	1
1780	1	1	0	2	1
1790	1	0	0	1	0
1800	0	1	0	1	1
1810	1	0	0	1	0
1820	0	1	0	1	1
1830	0	2	0	0	2
1840	0	0	0	0	0
1850	0	2	0	2	2
1860	0	2	0	2	2
1870	0	4	0	4	4
1880	0	2	0	2	2
1890	0	2	0	2	2
1900	0	5	0	5	5
1910	1	0	0	1	0
1920	1	4	0	5	4
1930	2	2	0	4	2
1940	1	1	1	3	2
1950	2	0	0	2	0
1960	2	1	1	4	2
1970	1	1	0	2	1
1980	1	2	0	3	2
1990	6	1	0	7	1
2000	4	0	0	5	0
TOTALES	26	40	2	67	42
λ	0,92857143	1,42857143	0,07142857	2,39285714	1,5
				N	28

Tabla 11.3. (Siguiente página). Erupciones del volcán Villarrica reportadas históricamente incluyendo IEV reportado, lahares (negrita), y eventos volcánicos (gris claro) atribuibles al volcán Villarrica con la edad de varvas y la edad de calendario inferida. Terremotos históricos (EQ) y sus correspondientes turbiditas lacustres (LT; gris oscuro), son usadas como puntos de referencia. Extraído y modificado del depósito de datos de la Geological Society of America correspondiente al trabajo de Van Daele et al. (2014). VY: Edad de varvas; FeL: Lámina de limo y arcilla rica en hierro; TEF: Depósito de caída de tefra; LAH: depósito de lahar.

Año	IEV Rep.	Calafquén			Villarrica			
		VY	FeL	TEF	LAH	VY	FeL	TEF
2009	1							
2008	1							
2004	1							
2003	1							
1998	1							
1996	1							
1995	1							
1994	1							
1992	1							
1991	2				1993			X
1984	2	1984	X					
1983	1							
1980	2	1982	X					
1977	1							
1971	2	1971			1974			X
1964	2	1965			1965			X
1963	3	1963			1964			X
1961	1							
1960	1							
1960	EQ	1960		LT-1	1960		LT-1	
1958	1							
1956	1							
1948	3	1948			1949			X
1948	2?							
1947	1							
1938	2	1938						
1935	1							
1933	2				1935	X		
1929	1							
1927	2	1929	X					
1922	2	1924	X					
1921	2?							
1920	2				1927			X
1915	1	1918	X					
1909	2	1910	X		1918			X
1908	2				1916			X
1907	2							
1906	2	1906	X					
1904	2	1904	X		1910			X
1902					1908	X		
1897	2				1902			X
1893	2	1894			1897			X
1890					1891	X		
1883	2	1887	X					
1880	2				1880			X
1879	2				1878			X
1877	2				1876	X		
1875	2							
1874	2				1872	X		
1871		1877	X					
1869	2	1875	X		1867	X		
1864	2							
1859	2							
1853	2	1860	X		1848		X	
1852					1846			X
1850					1843	X		
1841		1846	X					
1837	2	1841	X					
1837	EQ	1839		LT-2	1830		LT-2	
1836		1839	X					
1832	2	1834	X		1821			X
1826		1829	X		1815	X		
1822	2	1825			1811			X
1815	1				1807	X		
1806	2	1807	X		1796			X
1798		1799	X					
1790	1							
1787	2	1790		X	1781			X
1780	1				1775	X		
1777	1							
1775	2	1782			1772			X
1771		1777	X					
1767		1773	X					

Año	IEV Rep.	Calafquén				Villarrica			
		VY	FeL	TEF	LAH	VY	FeL	TEF	LAH
1781		1788	X						
1759		1764	X						
1751	1	1750	X						X
1745	1								
1742	2								
1737	2	1734		X					
1737	EQ	1732		LT-3	1739		LT-3		
1730	2	1725			X				X
1721		1717			X				
1716	1	1712		X					X
1715									
1709		1707	X						
1708		1708			X				
1705		1703			X				
1688	1	1690			X				X
1682		1684		X					X
1675	?	1676	X						
1672		1673	X						
1669									
1657	1								X
1647	1	1648		X					X
1645									
1642									
1640	(3-4?)	1639			X				X
1638		1637	X						
1632									
1625		1627	X						X
1617		1620			X				X
1612		1617			X				X
1610		1614		X					
1604									
1600		1606	X						
1594	2	1601	X						
1584		1590	X						X
1582		1587	X						
1579									
1576									
1575	EQ	1579		LT-4	1583		LT-4		
1564									X
1562	2								X
1558	2	1576		X					
1553		1571	X						
1543		1560	X						
1539									X
1538									X
1537									
1526		1544	X						
1523		1541	X						
1521		1539	X						
1516		1534	X						
1515		1533							X
1509		1527	X						
1503		1521	X						
1497		1515	X						
1494		1512	X						
1492		1510							X
1483		1501							X
1479		1487	X						
1474		1482	X						
1471		1489							X
1466		1484	X						
1463		1481							X
1454		1472	X						
1448		1466	X						
1433		1451	X						
1417		1435	X						
1413		1431	X						
1410		1428							X
1404		1422		X					
1392		1410	X						
1388		1406	X						
1384		1402	X						

----- Erosión

Tabla 11.4. Erupciones prehistóricas del Villarrica correspondientes a las unidades Villarrica 2 y Villarrica 3, y sus principales características.

	Unidad	Edad ¹ (años A.P.)	Vol. Eyec. ² (km ³)	Tipo Erupción ²	IEV*	
1	VILLARRICA 3	Flujo piroclástico Cónquil	1600	0,9	Explosiva (Vulcaniana?)	4
2		Lavas basálticas pahoehoe Zanjón Seco	1800		Efusiva	
3		Flujo piroclástico Los Nevados		0,2	Explosiva	4
4		Flujo piroclástico de escoria Ski			Explosiva	
5		Lavas basálticas Molco			Efusiva	
6		Depósitos de caída de escoria Refugio			-	
7		Oleada piroclástica Pedregoso	2600	0,6	Explosiva (Vulcaniana?)	4
8		Erupción Chaimilla	3100	> 0,6 ³	Explosiva (Sub-Pliniana) ³	4
9	VILLARRICA 2	Ignimbrita Pucón	3661	5 ⁵ ; 3,3 ⁴	(Sub-Pliniana) ⁴ ; (Vulcaniana – Freatomagmática) ²	4
10		Lava andesítico - basáltica Zanjón Seco			Efusiva	
11		Flujo piroclástico Afunalhue	4100	0,5	Explosiva (Vulcaniana?)	4
12		Flujo piroclástico y caída de escoria	4200		Explosiva	
13		Lavas Antumalal			Efusiva	
14		Flujo piroclástico Candelaria	5700	0,2 - 0,25	Explosiva (Sub-Pliniana?)	4
15		Flujo piroclástico Chépica			Explosiva	
16		Flujo piroclástico y caída de escoria			Explosiva	
17		Lavas El Pirao			Efusiva	
18		Flujo piroclástico Voipir	8600	0,3	Explosiva (Vulcaniana?)	4
19		Lavas Basálticas			Efusiva	
20		Lavas Basálticas			Efusiva	
21		Flujo piroclástico Turbio	10600	0,1	Explosiva	4
22		Flujo piroclástico escoria			Explosiva	
23		Lavas andesíticas basálticas Pocura			Efusiva	
24		Depósitos de caída de escoria			-	
25		Flujo piroclástico Pocura		0,7	Explosiva (vulcaniana)	4
26	Ignimbrita Licán	13800	10	Explosiva (Pliniana)	5	
27	Flujo piroclástico Cudico	13850		Explosiva	4?	
	Evento explosivo					
*	IEV calculado a partir de volumen eyectado, y otras características recogidas de Moreno (1993)					
Referencias:	1) Clavero y Moreno (2004)					
	2) Moreno, H (1993)					
	3) Constantini et al. (2010)					
	4) Silva et al. (2010)					
	5) Clavero (1996)					

Tabla 11.5. Número de eventos explosivos por unidad de tiempo ($\Delta t = 200$ años) en el volcán Villarrica, a partir de la tabla 11.4, desde 14.000 años A.P.

Años AP	IEV				
	3	4	5	≥ 3	≥ 4
14000	0	1	0	1	1
13800	0	0	1	1	1
13600	0	0	0	0	0
13400	0	0	0	0	0
13200	0	0	0	0	0
13000	0	0	0	0	0
12800	0	0	0	0	0
12600	0	0	0	0	0
12400	0	0	0	0	0
12200	0	0	0	0	0
12000	0	0	0	0	0
11800	0	0	0	0	0
11600	0	0	0	0	0
11400	0	0	0	0	0
11200	0	0	0	0	0
11000	0	0	0	0	0
10800	0	0	0	0	0
10600	0	1	0	1	1
10400	0	0	0	0	0
10200	0	0	0	0	0
10000	0	0	0	0	0
9800	0	0	0	0	0
9600	0	0	0	0	0
9400	0	0	0	0	0
9200	0	0	0	0	0
9000	0	0	0	0	0
8800	0	0	0	0	0
8600	0	1	0	1	1
8400	0	0	0	0	0
8200	0	0	0	0	0
8000	0	0	0	0	0
7800	0	0	0	0	0
7600	0	0	0	0	0
7400	0	0	0	0	0
7200	0	0	0	0	0
7000	0	0	0	0	0
6800	0	0	0	0	0

Continúa en página 195

Continuación tabla 11.5

Años AP	IEV				
6600	0	0	0	0	0
6400	0	0	0	0	0
6200	0	0	0	0	0
6000	0	0	0	0	0
5800	0	1	0	1	1
5600	0	0	0	0	0
5400	0	0	0	0	0
5200	0	0	0	0	0
5000	0	0	0	0	0
4800	0	0	0	0	0
4600	0	0	0	0	0
4400	0	0	0	0	0
4200	0	2	0	2	2
4000	0	0	0	0	0
3800	0	1	0	1	1
3600	0	0	0	0	0
3400	0	0	0	0	0
3200	0	1	0	1	1
3000	0	0	0	0	0
2800	0	0	0	0	0
2600	0	1	0	1	1
2400	0	0	0	0	0
2200	0	0	0	0	0
2000	0	0	0	0	0
1800	0	0	0	0	0
1600	0	1	0	1	1
1400	0	0	0	0	0
1200	1	0	0	1	0
1000	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0
600	1	1	0	2	1
400	1	0	0	1	0
200	2	0	0	2	0
TOTAL	5	11	1	17	12
λ	0,07142857	0,15714286	0,01428571	0,24285714	0,17142857
				N	70

Tabla 11.6. Cronología de eventos laháricos asociados al volcán Villarrica.

	Fecha	Evidencia	Causa	Lahares	IEV	Fuentes
1	1526	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
2	1539	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
3	1543	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
4	1558	Registros históricos	-	Si	2	(2)
5	1562	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
6	1564	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
7	1584	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
8	1612	DL en lagos Calafquén y Villarrica	-	Si	≥2	(1)
9	1617	DL en lagos Calafquén y Villarrica	-	Si	≥2	(1)
10	1632	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
11	1640	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	-	Si	3	(1);(2)
12	1647	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	1	(1);(3);(4)
13	1669	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
14	1682	DL en lago Villarrica	-	Si	≥2	(1)
15	1688	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	-	Si	1	(1);(2)
16	1705	DL en lago Calafquén	-	Si	≥2	(1)
17	1708	DL en lago Calafquén	-	Si	≥2	(1)
18	1716	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	1	(1)
19	1721	DL en lago Calafquén	-	Si	≥2	(1);(2)
20	1730	DL en lago Villarrica y Calafquén - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
21	1751	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
22	1775	DL en lago Villarrica y Calafquén - registro histórico	-	Si	2	(1);(3)
23	1787	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
24	1806	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
25	1822	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)

Continúa en página 197

Continuación tabla 11.6

	Fecha	Evidencia	Causa	Lahares	IEV	Fuentes
26	1832	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
27	1852	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
28	1879	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
29	1880	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
30	1893	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
31	1897	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
32	1904	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
33	1908	DL en lago Villarrica - registro histórico	Avalancha de roca, hielo y nieve, probablemente resultado de un flujo piroclástico	Si	2	(1);(2)
34	1909	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
35	1920	DL en lago Villarrica - registro histórico	-	Si	2	(1);(2)
36	1938	DL en lago Calafquén	-	Si	2	(1);(3)
37	1948	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	-	Si	3	(1);(2)
38	1963	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	Emisiones de lava	Si	3	(1);(3)
39	1964	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	Emisiones de lava	Si	2	(1);(2)
40	1971	DL en lagos Calafquén y Villarrica - registro histórico	Acumulación de agua subglaciar, subsiguiente liberación súbita de ésta y generación de lahar producto de un flujo de lava superficial	Si	2	(1);(2)
41	1991	DL lago Villarrica	-	Si	2	(1);(3)
Referencias:		(1) Van Daele et al (2014)				
		(2) Petit - Breuilh (1994)				
		(3) Global Volcanism Program				
		(4) POVI				
		(5) Major y Newhall (1989)				
		(6) Moreno y Clavero (2006)				
		(7) Naranjo y Moreno (2004)				

11.2. Anexo B: Modificación DEM topográfico

Por causa de lo descrito en la sección 5.1.1.4, es que se ha tratado de intervenir y mejorar el modelo de elevación digital topográfico disponible para la zona de estudio. Para ello, durante la campaña a terreno realizada al lugar en el mes de julio de 2014, se ha realizado un levantamiento topográfico de alta precisión y exactitud, y mediana cobertura, mediante el uso de un dispositivo de GPS diferencial marca Trimble, modelo 5700. La figura 11.3 muestra los puntos del levantamiento topográfico, se trata de 8.876 puntos distribuidos principalmente por las quebradas y en la desembocadura del río Pucón. Del total de puntos, 2.623 tienen precisión menor a 50 cm, mientras que 4.717 tiene precisión menor a 1 m, estos últimos puntos se seleccionan para la interpolación final.

El procedimiento consistió en el reemplazo de los puntos de la zona de mayor error del DEM topográfico, demarcada por el polígono de la figura 5.8 y que es posible ratificar con la imagen de la figura 11.4, por puntos del DEM SRTM que según Ramos (2012) representa mejor el terreno y el drenaje que el DEM ASTER en zonas planas.

Finalmente se realiza una interpolación con tamaño de celda de 5 m, utilizando la información seleccionada de las 3 fuentes (DEM topográfico, DEM SRTM y datos de GPS), utilizando la herramienta “topo to raster” del software ArcGis 10.3. El resultado es el DEM que se muestra en la figura 5.9.

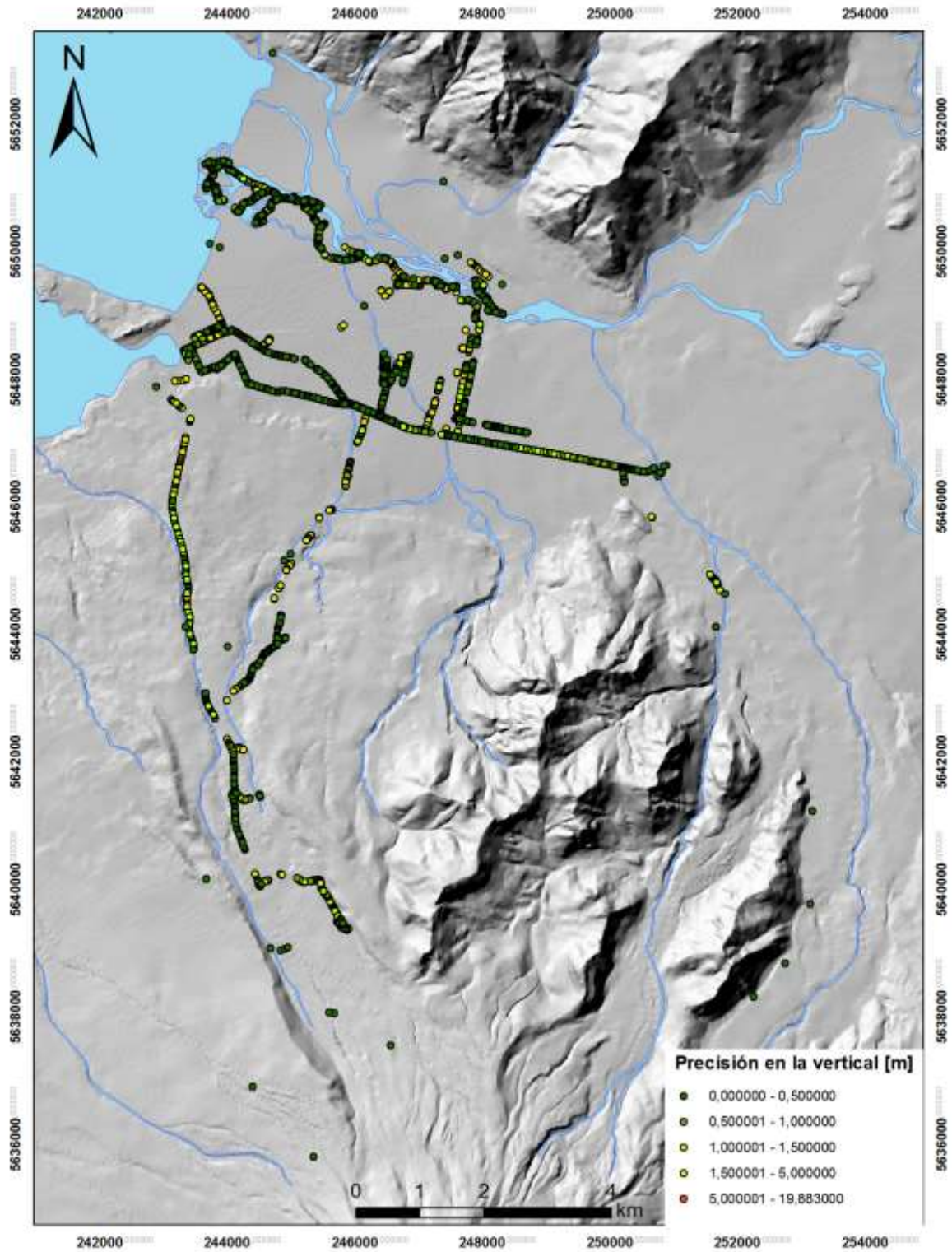


Figura 11.3. Puntos de levantamiento topográfico con su precisión en la vertical

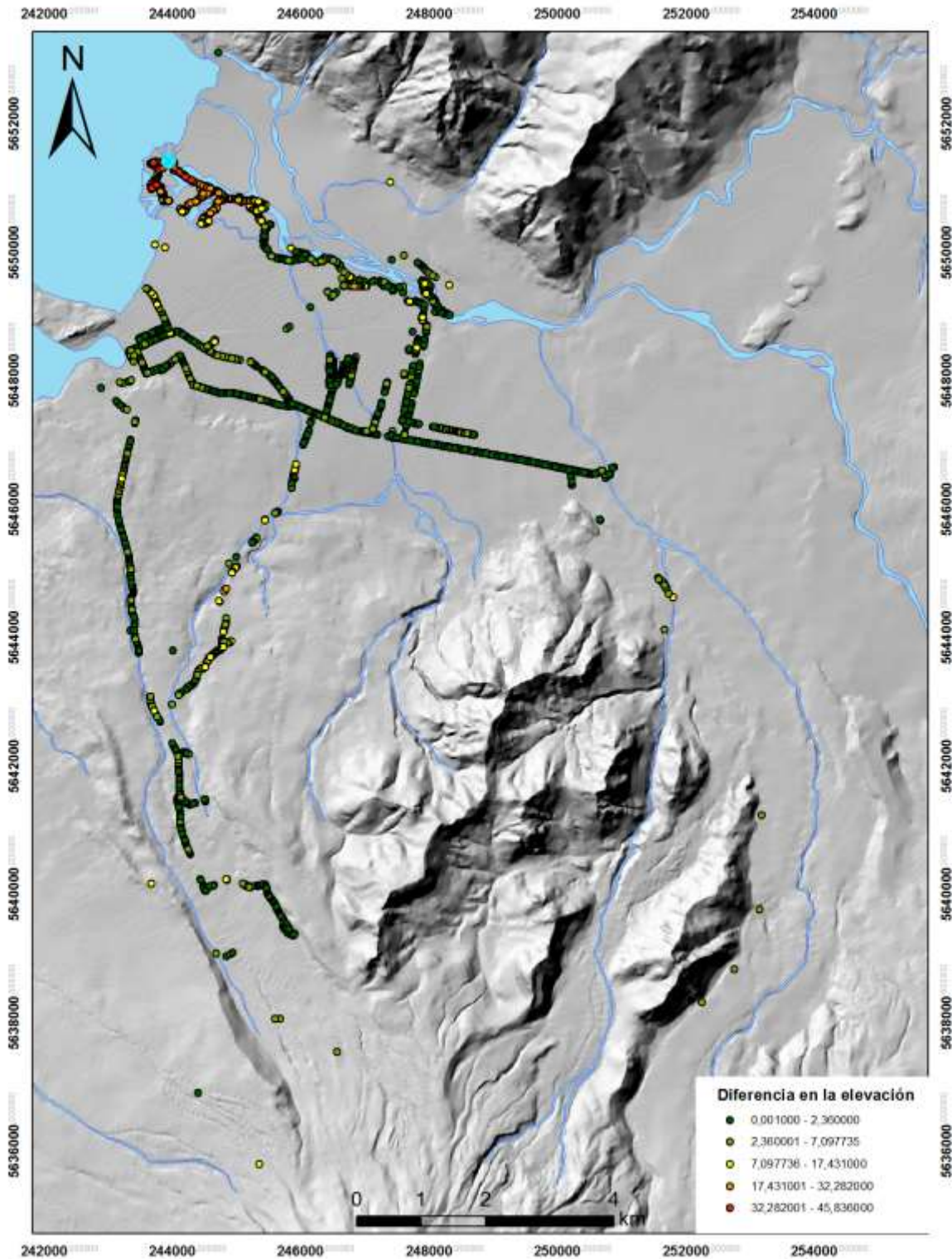


Figura 11.4. Puntos de levantamiento topográfico y diferencia en la elevación con el DEM topográfico. Se aprecia en la zona de la desembocadura el río Pucón una concentración de puntos rojos donde el DEM topográfico está entre los 32 y los 45 m más abajo que las mediciones de GPS.

11.3. Anexo C: Descripciones de afloramientos

Durante la campaña a terreno realizada en agosto del año 2014, se realiza la descripción de los siguientes afloramientos, cuya ubicación se muestra en la figura 11.5

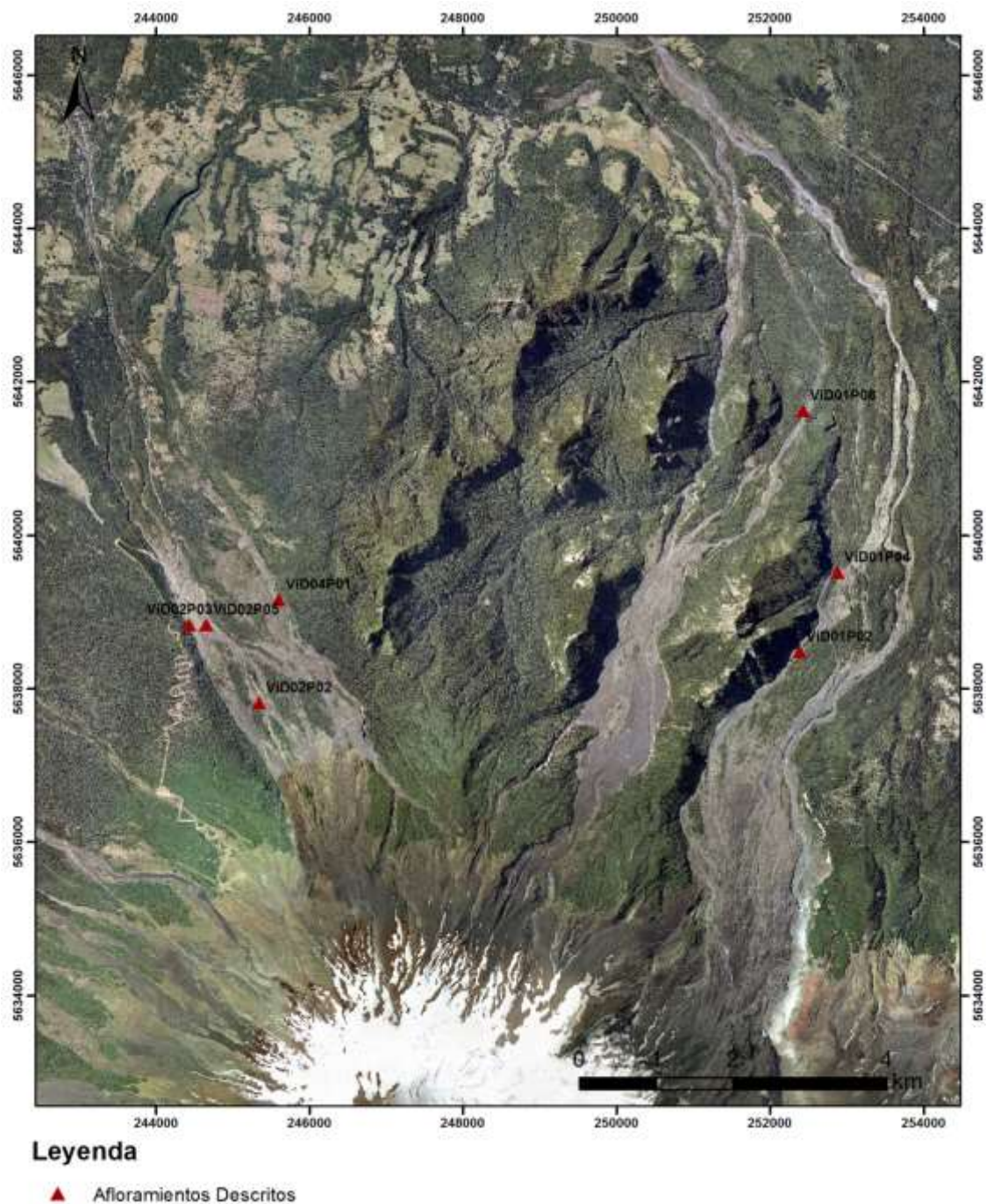


Figura 11.5. Ubicación de puntos con descripción de afloramientos

ViD01P02 [5638483 / 252394; 818m]

Afloramiento de depósito lahárico a un costado de una escarpa y estrecha quebrada de no más de 50 m de ancho. Las empinadas laderas de la quebrada hacen difícil el acceso al afloramiento, sin embargo, se puede describir a mediana distancia que no posee gradaciones ni estructuras, que está mal seleccionado, con bloques que llegan a ser del orden de 1 m y que no representan más del 5% del volumen inmersos en una matriz de arena gruesa y grava, mal seleccionada. El espesor del depósito es del orden de los 30 m, y dada sus características de mala selección y ausencia de gradación podría corresponder a un facie de flujo de detritos de un flujo lahárico en su etapa proximal.

ViD01P04 [5639515 / 252893; 671m]

Afloramiento a un costado del cauce oeste del río Turbio (Figura 11.6). Corresponde a un depósito lahárico con abundantes estructuras de flujo, y de aproximadamente 4 m de espesor, aunque aparentemente alcanza unos 10 m de altura por sobre el nivel del canal. Posee gradación normal – inversa, con bloques de hasta 50 cm de diámetro y de variada composición (escorias, lavas, granitos), inmersos en una matriz de arena fina a gruesa. También posee laminación paralela por tamaño de clastos.



Figura 11.6. Depósito laháricos punto ViD01P04. La potencia del afloramiento es de unos 4 metros y se observan una marcada laminación paralela y cruzada por tamaño de grano y una gradación normal – inversa, los bloques en el horizonte central llegan a medir 50 cm de diámetro, y se encuentran inmersos en una matriz de arena fina a gruesa.

ViD01P06 [5641622 / 252443]

Depósito lahárico de al menos 2 m de espesor, con matriz de arena media a gruesa (80 – 90%), y bloques de hasta 1 m de diámetro en un horizonte superior (Figura 11.7). No posee gradaciones pero si se observan laminación paralela por tamaño de grano.



Figura 11.7. Arriba se observa la disposición general del afloramiento ViD01P06, el cual posee un espesor de a lo menos 2 m. La figura de abajo muestra la laminación paralela, y la disposición de horizontes con una mayor proporción de bloques más gruesas.

ViD02P02 [5637815 / 245352; 1015 m]

Depósito lahárico de unos 4 m de espesor situado en un canal de uno 30 m de ancho, en el brazo este del valle Zanjón Seco (figura 11.8). El depósito no posee estructuras de flujo ni gradaciones, y está compuesto por entre un 80% y un 90% de matriz de arena gruesa con bloques inmersos de en promedio 80 cm, y algunos bloques de hasta 1,5 m más dispersos.





Figura 11.8. a) Se observa el canal por el cual han descendido flujos laháricos en la cuenca del Zanjón Seco, las dimensiones aproximadas son de 30 m de ancho y unos 4 m de espesor. b) Afloramiento del depósito lahárico descrito en el punto ViD02P02

ViD02P03 [5638833 / 244435; 874 m]

Se observa el canal oeste del valle del Zanjón Seco, canal angosto de menos de 4 m de ancho, y de difícil acceso debido a la abundante vegetación y lo empinada de la ladera. Los depósitos laháricos poseen unos 6 m de espesor y en el lugar se encuentra cubierto por vegetación, por lo que resulta difícil de su descripción.

ViD02P05 [5638821 / 244657; 891]

Canal de circulación de lahar de aproximadamente 45 m de ancho y de 8 a 9 m de espesor. En el horizonte superior se observan numerosos bloques flotantes de hasta 1,5 m de diámetro, se observa también laminación paralela por tamaño de grano. El depósito posee más del 95% de matriz de arena media.



a)



b)



Figura 11.9. a) y b). Depósito lahárico dispuesto en un amplio canal, de unos 45 m de ancho y de unos 8 a 9 m de espesor (ver camioneta para escala). c) Fotografía del detalle del depósito, la descripción corresponde al punto ViD02P05

ViD04P01 [5639165 / 245607; 933 m]

Depósito lahárico dispuesto sobre lavas pahoehoe en el cauce este del valle Zanjón Seco. El depósito no tiene inmerso bloques de gran tamaño, aunque si se observan bloques flotantes ocasionales de 0,7 a 1 m de diámetro, inmersos en una matriz de arena media (90%). Los depósitos abarcan una extensión de entre 80 y 100 m de ancho, y un espesor de 2 a 4 m, sin presentar gradaciones ni laminaciones.



a)



b)



Figura 11.10. a) y b) Corresponde a depósitos laháricos dispuestos sobre lavas pahoehoe en el cauce del extremo este del valle del Zanjón Seco. C) En esta imagen puede apreciarse las dimensiones del canal (obsérvese la camioneta roja hacia la esquina superior izquierda, y la persona al centro de la imagen).

11.4. Anexo D: Mapas