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

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 PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

PROFESOR GUÍA:
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JORGE CLAVERO RIBES
JACOBUS LE ROUX
ALFREDO LAHSEN AZAR
YARKO NIÑO CAMPOS

SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2008

RESUMEN DE LA TESIS
PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGISTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ
FECHA: 22 ENERO 2008
PROF. GUÍA: SR. GABRIEL VARGAS EASTON

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

El volcán Calbuco (41,3° S), corresponde a un estratovolcán ubicado en los Andes del Sur de Chile, cuyos productos son principalmente de composición andesítica silícea y que posee un registro eruptivo violento, que incluye la generación de flujos de lava, flujos piroclásticos, caída de piroclastos y generación de lahares, habitualmente calientes. El volcán Villarrica (39,5° S), por otra parte, corresponde a un estratovolcán, cuyos productos son esencialmente andesítico – basálticos, con un registro eruptivo que incluye la generación de flujos de lava, caída de piroclastos y lahares.

Los depósitos laháricos estudiados en el volcán Calbuco, corresponden a los generados durante la erupción de 1961 en el río Tepú. Sus características incluyen espesores de hasta 2 m, alto contenido de material fino, bimodalidad en la distribución de tamaños de los clastos, escasa variación litológica, depósitos clasto soportados y escasas estructuras sedimentarias.

Los depósitos laháricos en el volcán Villarrica, corresponden a los generados en la erupción de 1971 en los cauces del río Voipir y esteros Chaillupén y Seco. Las principales características incluyen espesores de hasta 3 m, escaso contenido de material fino, distribución granulométrica unimodal, mayor variación litológica, depósitos matriz soportados y abundantes estructuras sedimentarias como laminación paralela y cruzada, gradación de clastos, lentes y orientación de clastos.

Se modelaron las zonas de inundación por flujos laháricos mediante 2 programas computacionales: LAHARZ y MSF. El modelo LAHARZ fue mejorado, cambiando los parámetros de calibración y modificando el código, para permitir la simulación de varios pulsos sobre una topografía constantemente modificada por las oleadas anteriores.

Se concluye que los lahares del volcán Calbuco fueron generados a partir de la dilución de flujos de bloques y ceniza, con un régimen de transporte altamente laminar, con una depositación en masa, mientras que los lahares del volcán Villarrica se generaron por el derretimiento de la nieve y hielo del edificio volcánico, con un régimen de transporte más turbulento y una depositación de carácter acrecional.

Los resultados obtenidos con el modelo MSF y LAHARZ modificado son consistentes con las observaciones de terreno y mapas de peligro existentes, lo que permitiría aplicarlos a otros volcanes que sean potencialmente generadores de lahares, ante futuras erupciones.

Agradecimientos

Agradezco a CONICYT por su beca de Magíster, en el marco de su Programa Nacional de Becas de Postgrado, que permitió la realización de esta tesis.

Los proyectos FONDECYT 1040515 (Investigador responsable: Andrés Rivera) y 1070162 (Investigador responsable: Jorge Clavero) financiaron las salidas a terreno, dataciones radiométricas y estadías cortas, así como los gastos de impresión y empaste de la tesis.

Agradezco a la Vicerrectoría de Asuntos Académicos, Departamento de Postgrado y Postítulo, de la Universidad de Chile, por el otorgamiento de la beca de Estadías Cortas de Investigación, primer semestre de 2007, que permitió realizar una estadía de 1 mes en la Universidad Blaise Pascal, Clermont Ferrand, Francia.

Agradezco sinceramente al Dr. Jorge Clavero, por brindarme la oportunidad de realizar esta tesis, así como por sus certeros comentarios, sugerencias e invaluable guía y ayuda en terreno, pero por sobre todo por darme su amistad, confianza y apoyo para los desafíos que están por venir.

Agradezco al Dr. Gabriel Vargas por aceptar ser mi profesor guía, así como su apoyo y compromiso para la exitosa finalización de la tesis.

A los profesores de la comisión, Alfredo Lahsen, Dr. Jacobus Le Roux y Dr. Yarko Niño, por sus valiosas sugerencias y comentarios que mejoraron notablemente la versión final de la tesis.

Agradezco al profesor Eduardo Medina, de la Universidad Católica del Norte, por su amable disposición para facilitar el uso del microscopio electrónico de barrido de la universidad.

Un cariñoso saludo a todos mis compañeros de la oficina de Postgrado, que hicieron mucho más agradable todas las interminables horas de trabajo en la realización de esta tesis.

Un especial reconocimiento a las secretarias del Departamento de Geología, María Rosa Rocco, por todo su cariño, alegría y apoyo, y Cristina Maureira, por su infinita paciencia, disposición y ayuda, sin las cuales, aún estaría a años luz de graduarme.

Agradezco de todo corazón el infinito apoyo brindado por mis padres y hermanos en todos los aspectos de mi vida, por su constante amor y alegría que me han guiado siempre.

Finalmente quiero agradecer al amor de vida, Carmen Gloria. No solo por su invaluable ayuda en la confección de figuras, índices e impresión de la tesis, sino que por todo su infinito amor, apoyo y compañía. Nos esperan grandes desafíos..... pero juntos lo podemos todo.

¡¡¡¡MUCHAS GRACIAS A TODOS!!!!!!

ÍNDICE

1 Introducción **1**

1.1 Antecedentes Generales 1
1.2 Ubicación del área de estudio 4
1.3 Objetivos 6
1.3.1 General 6
1.3.2 Específicos 6
1.4 Hipótesis de trabajo 7
1.5 Metodología 8
1.5.1 Metodología para objetivos específicos 8
1.5.1.1 Metodología para objetivos específicos 1 y 2 8
1.5.1.2 Metodología para objetivo específico 3 9
1.5.1.3 Metodología para objetivo específico 4 9
1.5.2 Modelos digitales de terreno 10
1.5.2.1 Topográfico 10
1.5.2.2 SRTM 14
1.5.2.3 ASTER 16
1.5.3 Modelos computacionales utilizados 17
1.5.3.1 LAHARZ 17
1.5.3.2 Modelo SMF 22
1.6 Limitaciones 24

2 Marco Geológico **25**

2.1 Volcán Villarrica 25
2.1.1 Estudios anteriores 25
2.1.2 Basamento de los volcanes Pleistoceno - Holoceno 26
2.1.2.1 Rocas estratificadas 26
2.1.2.2 Rocas plutónicas 28
2.1.3 Geología del volcán Villarrica 28
2.1.4 Centros volcánicos independientes 33
2.1.5 Depósitos sedimentarios del Pleistoceno - Holoceno 34
2.1.6 Estructuras 35
2.2 Volcán Calbuco 36
2.2.1 Trabajos anteriores 36
2.2.2 Basamento del volcán Calbuco 36
2.2.2.1 Rocas estratificadas 37

2.2.2.2 Rocas plutónicas 39
2.2.3 Geología del volcán Calbuco 39
2.2.4 Centros eruptivos menores 42
2.2.5 Depósitos no consolidados Pleistoceno – Holoceno 44
2.2.6 Estructuras 44

3 Características físicas de los depósitos lahárico s 45

3.1 Introducción 45
3.2 Volcán Calbuco 45
3.2.1 Introducción 45
3.2.2 Volumen de los depósitos 49
3.2.3 Petrografía macroscópica 49
3.2.3.1 Facies proximal canalizada 49
3.2.3.2 Facies distal de planicie de inundación 53
3.2.4 Granulometría 58
3.2.5 Análisis SEM 63
3.2.6 Resumen de las características de los depósitos 66
3.3 Volcán Villarrica 67
3.3.1 Introducción 67
3.3.2 Río Voipir 69
3.3.2.1 Generalidades 69
3.3.2.2 Volumen de los depósitos 69
3.3.2.3 Petrografía macroscópica 71
3.3.2.4 Granulometría 76
3.3.2.5 Análisis SEM 81
3.3.2.6 Resumen de las características de los depósitos 84
3.3.3 Chaillupén – Estero Seco 85
3.3.3.1 Generalidades 85
3.3.3.2 Volumen de los depósitos 85
3.3.3.3 Petrografía macroscópica 87
3.3.3.4 Granulometría 94
3.3.3.5 Resumen de las características de los depósitos 101

4 Modelamiento numérico de flujos lahári cos 102

4.1 Introducción 102
4.2 Análisis de los Modelos Digitales de Terreno (DEM) utilizados 102
4.3 Modelamiento con LAHARZ 115

4.3.1 Análisis de sensibilidad de parámetros utilizados 115
4.3.2 Resultados 117
4.4 Modelamiento con MSF 133
4.4.1 Análisis de sensibilidad de parámetros utilizados 133
4.4.2 Resultados 136

5 Discusión **142**

5.1 Introducción 142
5.2 Origen de los lahares 142
5.3 Transporte de los lahares 145
5.4 Depositación de los flujos 148
5.5 Comparación de los DEM utilizados 150
5.6 Modificaciones al modelo LAHARZ 151
5.7 Comparación de ambos modelos 154
5.8 Comparación de los modelos con mapas en peligro 155
5.9 Volumen de los depósitos versus volúmenes simulados 162
5.10 Aplicabilidad de ambos modelos 164

6 Conclusiones **166**

7 Referencias **169**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Mapa de ubicación de los volcanes Villarrica y Calbuco 3
Fig. 2. Ubicación del volcán Villarrica (www.turistel.cl) 4
Fig. 3. Ubicación del volcán Calbuco (www.turistel.cl) 5
Fig. 4. DEM obtenido para la zona del volcán Villarrica 11
Fig. 5. DEM obtenido para la zona del volcán Calbuco 12
Fig. 6. Error que se genera al interpolar curvas de nivel sinuosas 13
Fig. 7. Curvas de nivel agregadas a la topografía original 13
Fig. 8. Interpolación entre 2 curvas, generando un "sink". 14
Fig. 9. SRTM para la zona del volcán Villarrica 15
Fig. 10. SRTM para la zona del volcán Calbuco 16
Fig. 11. DEM para la zona del volcán Villarrica 17
Fig. 12. Sección transversal y planimétrica definidas para un lahar 19
Fig. 13. Límite de la zona de peligro proximal en el volcán Villarrica 19
Fig. 14. Ejemplo del modelo MSF aplicado al volcán Popocatepetl 23
Fig. 15. Mapa geológico simplificado del volcán Villarrica 31
Fig. 16. Mapa geológico del Volcán Calbuco 38
Fig. 17. Imagen satelital del flanco N-NE del volcán Calbuco 47
Fig. 18. Perfil de elevación 48
Fig. 19. Perfil de pendiente 48
Fig. 20. Punto CAA-9, de 2 m de espesor 51
Fig. 21. Parte central del punto CAA-6 51
Fig. 22. Parte lateral del punto CAA-6 52
Fig. 23. Bloque tipo F de 6 m^3 en la facies proximal de los depósitos 52
Fig. 24. Depósito macizo, de 1,3 m de espesor en el río Tepu 54
Fig. 25. Depósito de 40 cm de espesor macizo 54
Fig. 26. Restos de un tronco pequeño semicarbonizado 55
Fig. 27. Depósito de la facies lateral 56
Fig. 28. Depósito de la subfacies lateral 57
Fig. 29. Nivel correspondiente a la subfacies de inundación 57
Fig. 30. Parámetros de Inman para las muestras del río Tepú 59
Fig. 31. % de finos en relación a finos-arena para muestras del río Tepú 60
Fig. 32. Histograma de frecuencia para depósitos laháricos del río Tepú 61
Fig. 33. Volumen de bloques tipo F en función de la distancia 62
Fig. 34. Volumen de bloques tipo I en función de la distancia 62
Fig. 35. Imágenes SEM 63
Fig. 36. Imágenes SEM 64
Fig. 37. Imágenes SEM 65
Fig. 38. Imagen satelital del volcán Villarrica 68
Fig. 39. Perfil de elevación del río Tepú 70
Fig. 40. Perfil de pendiente del río Tepú 70
Fig. 41. Depósito de la facies Proximal canalizada de 3 subniveles 72

Fig. 42. Punto VMA-38 con bloques de gran tamaño 73
Fig. 43. Depósito de transición 74
Fig. 44. Bloque F de más de 13 m3 75
Fig. 45. Depósito correspondiente a la facies distal 76
Fig. 46. Parámetros de Inman, para los depósitos del río Voipir 78
Fig. 47. % de finos en relación a finos arena para muestras del río Voipir 78
Fig. 48. Distribución de tamaño / depósitos laháricos del río Voipir 79
Fig. 49. Volumen de bloques F versus distancia 80
Fig. 50. Volumen de bloques I versus distancia 80
Fig. 51. Imágenes SEM 81
Fig. 52. Imágenes SEM 82
Fig. 53. Imágenes SEM 83
Fig. 54. Perfil de elevación Estero Seco – Chaillupén 86
Fig. 55. Perfil de pendiente Estero Seco – Chaillupén 86
Fig. 56. Punto VMA-4 88
Fig. 57. Punto VMA-19 90
Fig. 58. Punto VMA-2 90
Fig. 59. Punto VMA-25 91
Fig. 60. Punto VMA-12 93
Fig. 61. Parámetros de Inman. Estero Seco – Estero Chaillupén 95
Fig. 62. % de finos en relación a (finos + arena) 96
Fig. 63. Distribución de tamaños. Estero Seco – estero Chaillupén 97
Fig. 64. Bloques tipo F (Chaillupén) Estero Seco 98
Fig. 65. Bloques tipo F (Chaillupén) 98
Fig. 66. Bloques tipo F Chaillupén (brazo Sureste) 99
Fig. 67. Bloques tipo I (Chaillupén)Estero Seco 99
Fig. 68. Bloques tipo I (Chaillupén) 100
Fig. 69. Bloques tipo I Chaillupén (brazo Sureste) 100
Fig. 70. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y SRTM (Villarrica) 104
Fig. 71. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y ASTER (Villarrica) 105
Fig. 72. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y SRTM (Calbuco) 105
Fig. 73. Mapa topográficos de los cauces del río Voipir y Chaillupén 106
Fig. 74. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-40 106
Fig. 75. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-45 107
Fig. 76. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-29 107
Fig. 77. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-4 108
Fig. 78. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-12 108
Fig. 79. Mapa con del flanco NE del volcán Calbuco 109
Fig. 80. Perfil #1, transversal al cauce del río Tepú 109
Fig. 81. Perfil #2, transversal al cauce del río Tepú 110
Fig. 82. Perfil #3, transversal al cauce del río Blanco - Hueñuhueñu 110
Fig. 83. Comparación obtenida del DEM en el estero Chaillupén 111
Fig. 84. Comparación obtenida del DEM SRTM en el estero Chaillupén 111
Fig. 85. Comparación obtenida del DEM ASTER en el estero Chaillupén 112

Fig. 86. Comparación obtenida del DEM topográfico en el río Voipir 112
Fig. 87. Comparación obtenida del DEM SRTM en el río Voipir 113
Fig. 88. Comparación obtenida del DEM ASTER en el río Voipir 113
Fig. 89. Comparación obtenida del DEM en el volcán Calbuco 114
Fig. 90. Comparación obtenida del DEM SRTM en el volcán Calbuco 114
Fig. 91. Variaciones en el alcance de un flujo lahárico de 10^6 m^3 117
Fig. 92. Resultados del modelo LAHARZ en el río Voipir 121
Fig. 93. Resultados del modelo LAHARZ con el parámetro A = 0,015 122
Fig. 94. Resultados del modelo LAHARZ en Chaillupén y Estero Seco 123
Fig. 95. Resultados del modelo LAHARZ en el río Tepú 124
Fig. 96. LAHARZ, en el volcán Villarrica / DEM topográfico 126
Fig. 97. LAHARZ, en el volcán Villarrica / 3 simulaciones DEM topográfico 127
Fig. 98. LAHARZ, en el volcán Villarrica / DEM SRTM 128
Fig. 99. Modelamiento programa LAHARZ. Chaillupén y Estero Seco 129
Fig. 100. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el río Tepú 130
Fig. 101. Simulación con LAHARZ en el río Tepú 131
Fig. 102. Análisis de sensibilidad modelo MSF 134
Fig. 103. Análisis de sensibilidad modelo MSF 134
Fig. 104. Análisis de sensibilidad modelo MSF 135
Fig. 105. Análisis de sensibilidad modelo MSF 135
Fig. 106. Modelo MSF en el río Voipir / DEM SRTM 137
Fig. 107. Modelo MSF en el río Voipir / DEM topográfico 137
Fig. 108. Mdelo MSF en el río Voipir / DEM ASTER 138
Fig. 109. Modelo MSF. Chaillupén – Seco / DEM topográfico 138
Fig. 110. Modelo MSF. Chaillupén – Seco / DEM SRTM 139
Fig. 111. Modelo MSF.Chaillupén – Seco / DEM ASTER 139
Fig. 112. Modelo MSF en el río Tepú – Hueñuhueñu / DEM topográfico 140
Fig. 113. Modelo MSF en el río Tepú – Hueñuhueñu / DEM SRTM 140
Fig. 114. Comparación de los parámetros de Inman 144
Fig. 115. Ejemplo de distribuciones granulométricas 145
Fig. 116. Comparación del transporte del flujo lahárico 147
Fig. 117. Esquema de depositación de un flujo lahárico 149
Fig. 118. Variaciones en los flujos laháricos 152
Fig. 119. Mapa de peligros del volcán Villarrica 157
Fig. 120. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ (DEM topográfico) 158
Fig. 121. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM topográfico) 158
Fig. 122. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM SRTM) 159
Fig. 123. Mapa de peligros del volcán Calbuco 160
Fig. 124. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ (DEM SRTM) 161
Fig. 125. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM SRTM) 161
Fig. 126. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM topográfico) 162

TABLAS

Tabla 1. Datos usados para la calibración del modelo LAHARZ 21
Tabla 2. Datos para recalibrar el modelo LAHARZ 120
Tabla 3. Principales características de los depósitos laháricos 149

ANEXOS (en CD)

Anexo 1. Dataciones radiométricas
Anexo 2. Análisis granulométricos

Capítulo 1

Introducción

1.1 Antecedentes Generales

Los lahares corresponden a flujos gravitacionales compuestos por agua y sedimentos, principalmente volcánicos, que se desplazan por las laderas de un volcán (Vallance, 2000). Este fenómeno corresponde a uno de los procesos volcánicos más destructivos y letales, debido a su alta energía y movilidad. Los volcanes ubicados en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes del Sur de Chile (González, 1995), poseen en su mayoría, importantes cubiertas de hielo y/o nieve que pueden sufrir derretimiento ante una eventual erupción, por lo que la generación de lahares es uno de los procesos volcánicos más recurrentes (Stern et al., 2007) y potencialmente más destructivos en esta zona.

Los volcanes Villarrica y Calbuco corresponden a 2 estratovolcanes pertenecientes a la ZVS (Figura 1), en los cuales la composición de sus productos y estilos eruptivos difieren notablemente.

El volcán Villarrica (39,5°S, 2.849 msnm), corresponde a un estratovolcán cuyos productos consisten principalmente en coladas de lava y piroclastos de caída de composición predominante andesítico – basáltica (Clavero y Moreno, 2004), y es uno de los volcanes más activos de Chile con 59 erupciones documentadas desde 1558 (Petit-Breuilh y Lobato, 1994).

El volcán Calbuco (41,3°S, 2.003 msnm), por otra parte, corresponde a un estratovolcán de forma irregular troncocónica (Moreno, 1999). Sus productos son de composición predominante andesítica silícea y su registro eruptivo histórico revela una actividad eruptiva violenta (Petit – Breuilh, 1999), con caída de piroclastos, flujos de lava y flujos piroclásticos, habitualmente del tipo de "bloques y ceniza" (block-and-ash flows).

Ambos volcanes presentan una actividad eruptiva histórica importante. Basta mencionar las erupciones de 1908, 1909, 1948-49, 1963, 1964, 1971 y 1984 para el caso del volcán Villarrica (Petit-Breuilh y Lobato, 1994) y las de 1893-95, 1906-07, 1911-12, 1917, 1929, 1932, 1945, 1961 y 1972 en el volcán Calbuco (Petit – Breuilh, 1999), para señalar las erupciones recientes de más importancia, siendo los lahares los fenómenos que han causado la mayoría de la pérdida de vidas humanas y daños a la infraestructura.

En el volcán Calbuco, los lahares generados son habitualmente calientes (Moreno, 1999, Moreno et al., 2006), lo que difiere de la mayoría de los lahares generados en el resto de los volcanes de la ZVS, como en el caso del volcán Villarrica. De este hecho se desprende el interés en estudiar ambos casos, para analizar las semejanzas y diferencias en los mecanismos de generación, desplazamiento y depositación de los distintos tipos de lahares, para así lograr un mejor entendimiento de este tipo de procesos y aplicar modelos computacionales, para predecir las zonas de peligro asociadas a futuros lahares en ambos volcanes.

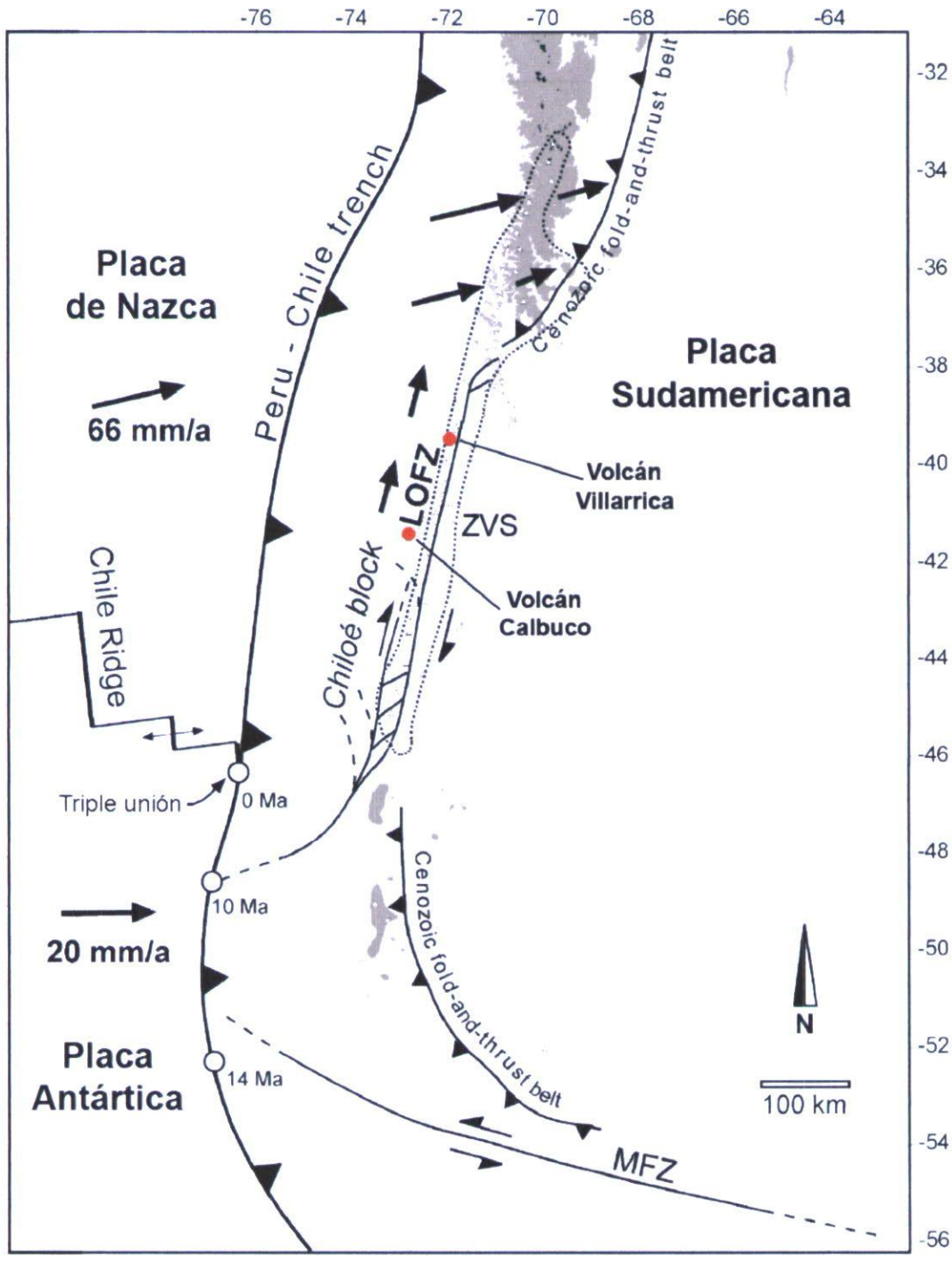


Figura 1. Ubicación de los volcanes Villarrica y Calbuco en Sudamerica y el contexto regional tectónico en que se encuentran (tomado y modificado de Rainer, 2004). ZVS: Zona Volcánica Sur. LOFZ: Zona de Falla Liquiñe Ofqui. MFZ: Zona de falla Magallanes. Flechas indican desplazamiento. Las zonas continentales con altitud mayor a 2000 m están en gris oscuro.

1.2 Ubicación del área de estudio

El volcán Villarrica, se ubica en el límite entre la Región de la Araucanía y la Región de los Ríos. El cráter central se ubica a los 39° 25'S y 71° 56' W, al sur del lago Villarrica, a ca. 95 km al SE de la ciudad de Temuco (Figura 2). El acceso terrestre a la zona se realiza desde la Ruta 5 Sur a través de las ciudades de Freire por el norte y Loncoche por el sur y que están conectadas por caminos pavimentados con la ciudad de Villarrica. Los principales caminos existentes corresponden a las rutas pavimentadas que unen las localidades de Villarrica, Pucón, Licán Ray y Coñaripe. Cabe destacar que en las inmediaciones del volcán existen numerosos caminos de ripio y tierra en condiciones variables, que permiten recorrer los faldeos del volcán.

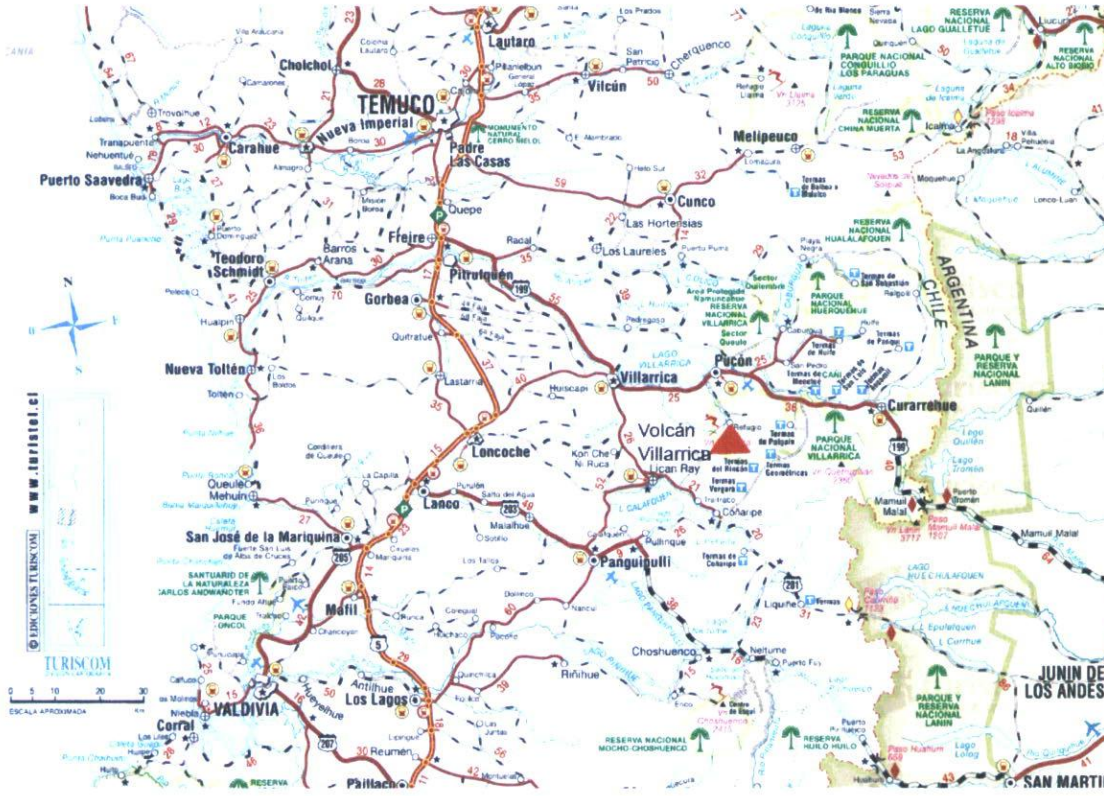


Figura 2. Ubicación del volcán Villarrica (tomado y modificado de www.turistel.cl)

El volcán Calbuco se ubica en la región de Los Lagos y su cumbre se ubica a los 41° 19'S y 72° 36'W, al sur del lago Llanquihue y aproximadamente 30 km al NE de la ciudad de Puerto Montt (Figura 3). Las principales rutas que existen en la zona son: La Ruta 5 Sur, al oeste del volcán, las rutas pavimentadas que unen Puerto Varas con Ensenada, al norte del volcán, en la ribera sur del lago Llanquihue y la ruta que une Ensenada con Ralún, al este del volcán y que bordea al río Petrohué. También existen algunos caminos interiores de ripio y tierra, en regular estado, que se internan hacia las proximidades del volcán.



Figura 3. Ubicación del volcán Calbuco (tomado y modificado de www.turistel.cl)

1.3 Objetivos

1.3.1 General

Caracterizar y comprender la dinámica de flujos laháricos fríos y calientes de 2 volcanes activos de la Zona Volcánica Sur del sur de Chile.

1.3.2 Específicos

1. Establecer un modelo de facies para los lahares "calientes" en el río Tepú, en el flanco nororiental del volcán Calbuco, generados durante la erupción de 1961, para compararlos con las facies definidas para los lahares de 1971 del volcán Villarrica (Castruccio, 2005).

2. Determinar los mecanismos de generación, transporte y emplazamiento de los lahares calientes del volcán Calbuco, anteriormente mencionados.

3. Adaptar y calibrar el programa computacional LAHARZ y determinar los parámetros necesarios para el programa computacional MSF para su aplicación al caso de los lahares en los volcanes Villarrica y Calbuco.

4. Modelar numéricamente la zonificación de las áreas de peligro por inundación generados por lahares en los volcanes Villarrica y Calbuco, a través del uso y comparación de los programas computacionales LAHARZ y MSF, para distintos escenarios eruptivos

en los cauces del río Voipir y estero Chaillupén en el volcán Villarrica y el río Tepú, en el flanco nororiental del volcán Calbuco.

1.4 Hipótesis de trabajo

Los flujos laháricos están compuestos generalmente por varios pulsos u oleadas espaciados en el tiempo (Pierson et al., 1990; Iverson, 1997). Esto produce necesariamente modificaciones en la topografía entre cada oleada, producto de la depositación que ocurre entre 2 pulsos. Esto, a su vez, podría influir en las direcciones que pueden tomar los pulsos subsiguientes y, por ende, influir en las áreas que pueden ser inundadas.

Otra hipótesis es que los lahares "calientes" del volcán Calbuco, se generan debido al colapso de los frentes de lava, formando flujos piroclásticos de bloques y ceniza ("block-and-ash flows"), los cuales al entrar en contacto con nieve y/o agua de los cauces de los ríos, se diluyen, cambian su dinámica y forman lahares (Moreno et al., 2006). Esto corresponde a un mecanismo de generación distinto al más común en volcanes de los Andes del Sur, en que los lahares se forman por el derretimiento repentino de nieve y/o hielo que cubre los sectores más elevados de los edificios volcánicos debido al contacto con lava (generalmente con altas tasas de emisión) o flujos piroclásticos. Este distinto mecanismo de generación tendría implicancias en la composición, dinámica y concentración de los flujos al ser distintas las condiciones iniciales y la reología, producto de la distinta distribución granulométrica y temperatura de ambos tipos de flujos. Estas diferencias podrían tener gran importancia para determinar el peligro volcánico asociado a los distintos tipos de lahares.

1.5 Metodología

1.5.1 Metodología para objetivos específicos

1.5.1.1 Metodología para objetivo específico 1 y 2:

- Mapeo de la distribución y levantamiento de columnas estratigráficas en los depósitos laháricos del año 1961 en el río Tepú, volcán Calbuco.

- Medición de parámetros para la estimación de volúmenes de bloques tipo F y tipo I, toma de muestras de la matriz de los depósitos para análisis granulométricos, mediante tamizaje en el intervalo [-5, 4] en la escala phi (ϕ), en los depósitos anteriormente mencionados

- Análisis mediante Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) de las morfologías, texturas y composición de clastos de los depósitos en el intervalo [1, 4] en la escala phi.

- Recopilación del mismo tipo de datos anteriores para el volcán Villarrica, de Castruccio (2005).

- Comparación de los datos obtenidos, generación de modelos de posibles mecanismos de generación, transporte y depositación para los lahares generados en ambos volcanes.

1.5.1.2 Metodología para objetivo específico 3:

- Obtención y/o generación de modelos digitales de terreno (DEM) para su empleo con los programas computacionales LAHARZ y MSF. Análisis comparativo de los diversos DEMs para determinar el más adecuado a los objetivos propuestos.

- Determinación de áreas de secciones transversales y planimétricas de flujos laháricos en los volcanes Villarrica y Calbuco, para adaptar las ecuaciones que utiliza el modelo LAHARZ.

-Modificación y calibración del modelo LAHARZ para su aplicación a flujos laháricos, que incluya la ocurrencia de oleadas sucesivas que modifiquen el terreno.

- Determinación de los parámetros que necesita el modelo MSF para su aplicación a la modelación de zonas de inundación por lahares en los volcanes Villarrica y Calbuco.

1.5.1.3 Metodología para objetivo específico 4:

-Utilización de los programas LAHARZ modificado y MSF, para la determinación de zonas de inundación, generados por los flujos laháricos en ambos volcanes. Análisis y comparación de los resultados obtenidos con ambos modelos y con los depósitos de casos históricos estudiados en terreno.

- Elaboración de cartografía de peligros asociadas a lahares en los volcanes Villarrica y Calbuco para distintos escenarios eruptivos y comparación con mapas de peligro existentes para dichos volcanes.

1.5.2 Modelos digitales de terreno (Digital Elevation Model, DEM)

El uso de modelos numéricos computacionales para la simulación de zonas de inundación debido a flujos laháricos, requiere la utilización de modelos digitales de terreno (DEMs) sobre los cuales éstos sean aplicados. Los DEMs se pueden obtener de diversas fuentes y, a través de diferentes métodos. Cada uno de estos modelos tiene sus fuentes de error, por lo que se requiere un estudio de sensibilidad en los diferentes modelos a utilizar con cada uno de ellos. Asimismo, es necesario efectuar un análisis de las ventajas y desventajas de los diferentes DEMs, para determinar el que mejor se ajusta a los propósitos deseados.

En este estudio se utilizó 3 tipos de DEMs:

- Topográfico (Villarrica y Calbuco)
- SRTM (Villarrica y Calbuco)
- ASTER (Villarrica)

1.5.2.1 DEM Topográfico

Se obtuvo mediante la interpolación de las curvas de nivel de las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM), a escala 1/50.000 y curvas cada 50 ó 25 m. La interpolación se realizó mediante el programa comercial ArcGIS 9.1, escogiéndose una resolución espacial horizontal de 30 m que es la separación horizontal promedio de las curvas de nivel en zonas con una pendiente media (Figuras 4 y 5).

Las hojas topográficas utilizadas fueron:

Villarrica (todas a escala 1/50.000):

- G103, Pucón
- G104, Villarrica
- G112, Pullingue
- G113, Liquiñe

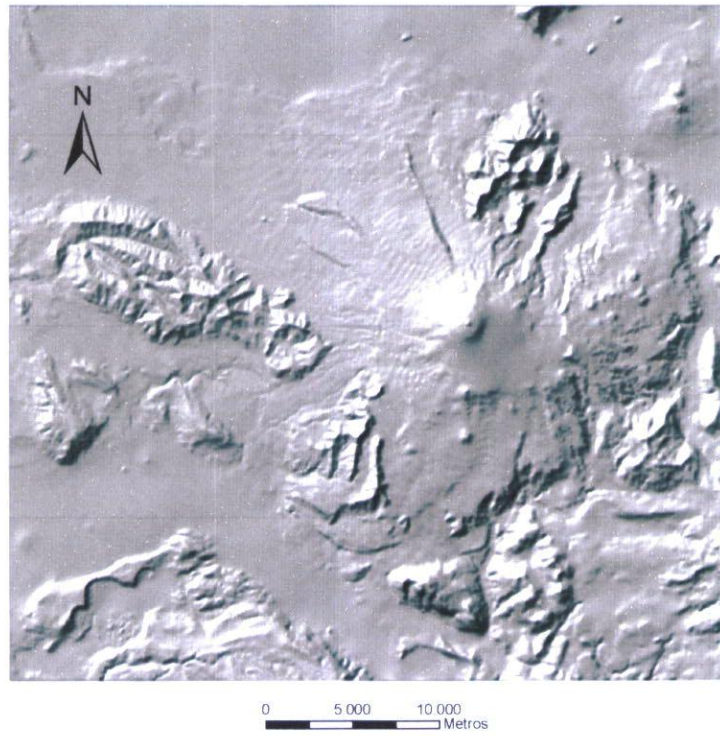


Figura 4. DEM obtenido para la zona del volcán Villarrica, utilizando las curvas de nivel de las hojas topográficas del IGM (30 m de resolución espacial horizontal).

Calbuco (a escala 1/50.000):

- H42 Los Bajos
- H43 Las Cascadas
- H51 Pto. Montt
- H52 Correntoso
- H53 Cochamó

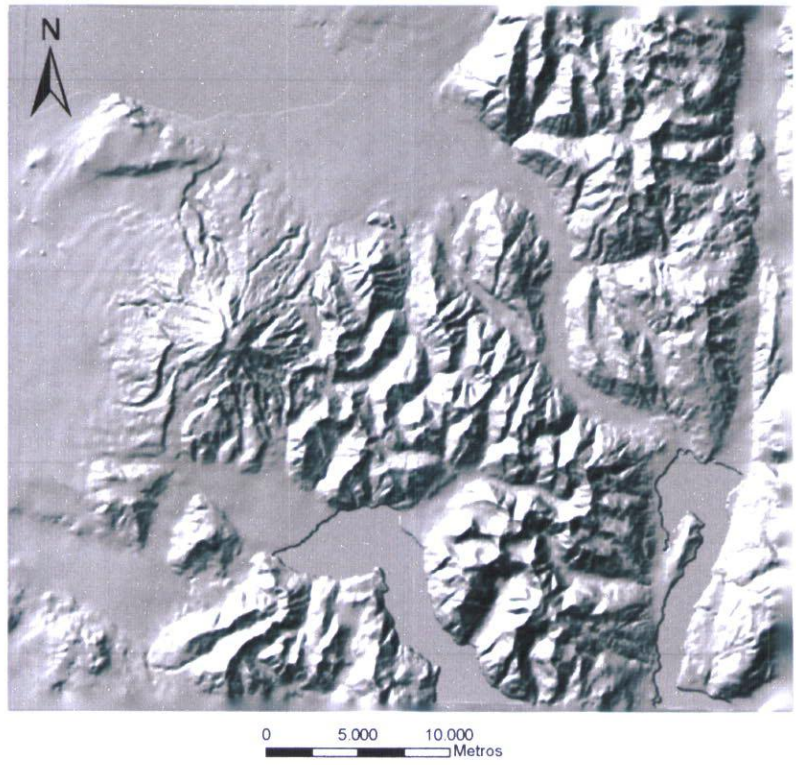


Figura 5. DEM obtenido para la zona del volcán Calbuco, utilizando las curvas de nivel de las hojas topográficas del IGM (30 m de resolución espacial horizontal).

Durante el proceso de interpolación, se producen 2 tipos de error. El primero se relaciona con zonas donde las curvas de nivel son sinuosas y no están lo suficientemente cerca, por lo que el programa que interpola las curvas no considera esta sinuosidad y se generan zonas planas o "flat – spots", que podrían afectar los caminos que puedan seguir los flujos (Stevens et al., 2002), tal como se puede observar en la Figura 6.

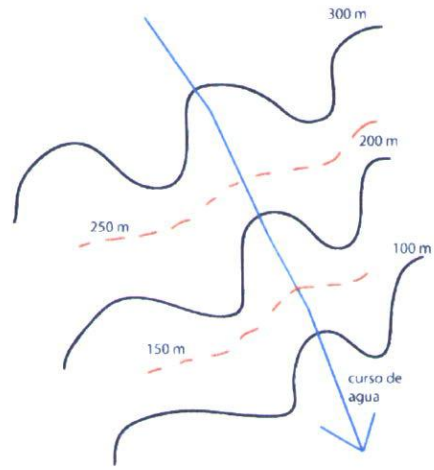


Figura 6. Error que se genera al interpolar curvas de nivel sinuosas. El programa ArcGIS genera curvas intermedias que no siguen la sinuosidad (líneas rojas discontinuas) produciendo los llamados "flat-spots".

La solución utilizada para minimizar este error, consistió en agregar de manera manual curvas de nivel intermedias en las zonas con cursos de agua importantes, utilizando como ayuda, fotografías aéreas e imágenes satelitales, para evitar la generación de "flat – spots", como se aprecia en la Figura 7.

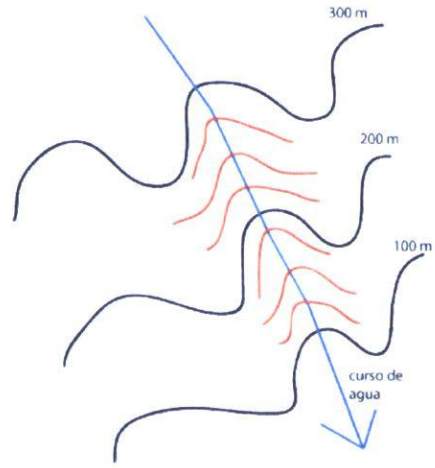


Figura 7. Las líneas rojas corresponden a curvas de nivel agregadas a la topografía original.

La segunda fuente de error corresponde a zonas muy planas en que las curvas de nivel están muy alejadas unas de otras, generándose errores de interpolación como el mostrado en la Figura 8.

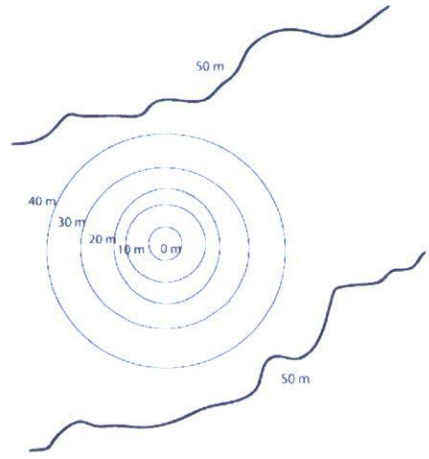


Figura 8. Interpolación realizada por el programa ArcGIS entre 2 curvas de nivel demasiado espaciadas, generando un "sink".

En la Figura 8, se observa que al estar demasiado separadas 2 curvas de nivel de igual valor, el programa interpola incorrectamente la zona intermedia, generándose "agujeros" o "sinks". Para solucionar este tipo de errores, el programa ArcGIS tiene la opción de agregar la red de drenaje a la interpolación, forzando a que el DEM resultante sea "hidrológicamente correcto", eliminando las posibles depresiones artificiales.

1.5.2.2 SRTM

La misión SRTM (siglas de Shuttle Radar Topographic Mission) fue realizada entre el 11 y 22 de febrero del año 2000, a una altitud de 233 km. Utilizó un radar de apertura sintética, con 2 antenas separadas por 60 m, a una inclinación orbital de 57°, cubriendo el 80% de las tierras emergidas entre los 60° N y 56° S. Los datos obtenidos para este estudio, fueron

conseguidos a través del sitio web http://srtm.csi.cgiar.org/ del CGIAR, Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), en que los datos originales de la NASA han sido procesados para llenar los espacios que se producen en zonas de lagos o alta pendiente. La información sólo está disponible a nivel 1 (90 m de resolución horizontal) para territorio no estadounidense (Figuras 9 y 10). Los errores asociados se deben principalmente a las cubiertas vegetales que hacen sobreestimar la altura del terreno y errores en el cálculo de la altura en zonas de alta pendiente.

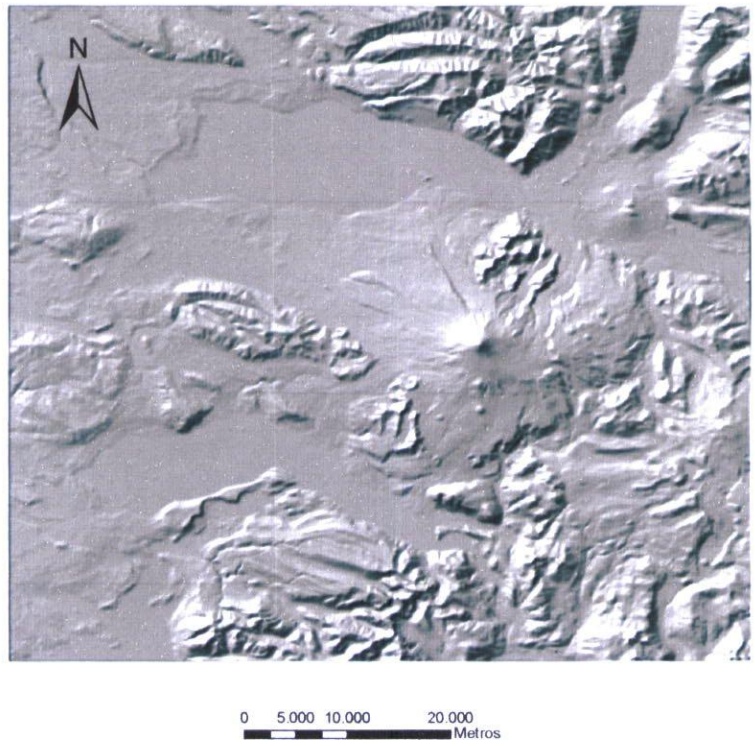


Figura 9. SRTM para la zona del volcán Villarrica (90 m de resolución espacial horizontal).

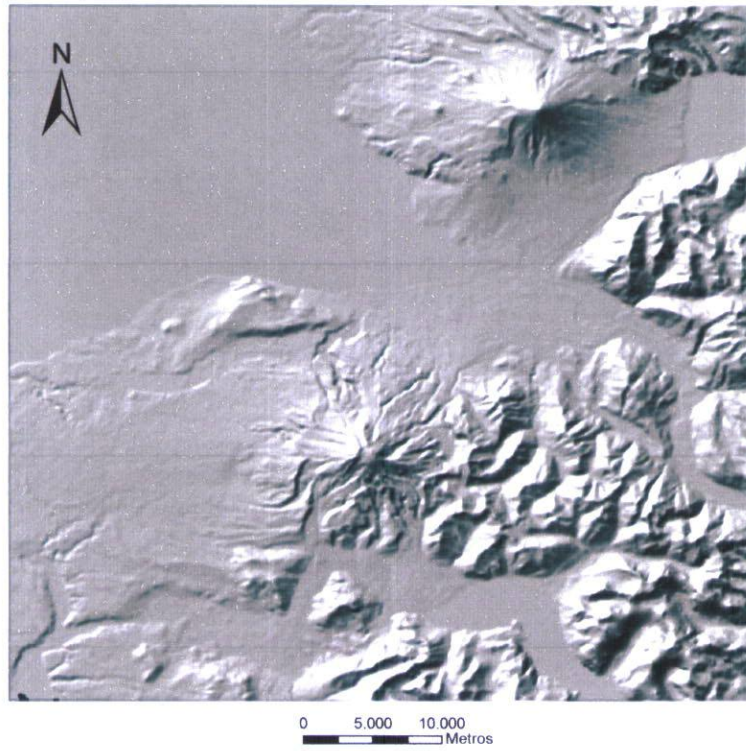


Figura 10. SRTM para la zona del volcán Calbuco (90 m de resolución espacial).

1.5.2.3 ASTER

El ASTER (siglas de Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) es uno de varios sensores que lleva el satélite Terra de la NASA, que orbita la tierra a 705 km de altura, con un intervalo de repetición de 16 días. El ASTER consta de 3 subsistemas que proveen una capacidad multiespectral de 14 bandas. Las bandas 3N y 3B poseen una resolución espacial de 15 m y corresponden al par estereográfico utilizado para generar el DEM. El DEM fue construido utilizando el software ENVI 4.2, con una resolución horizontal de 30 m, que es el doble de la resolución espacial de la imagen, debido a la mayor confiabilidad que la obtenida con una resolución mayor (Huggel et al., 2007) y utilizando el nivel máximo (Level 5) de detalle (Figura 11). Los principales errores corresponden, al

igual que para el SRTM, a la cubierta vegetal y zonas de alta pendiente. Esta imagen sólo estuvo disponible para la zona del volcán Villarrica.

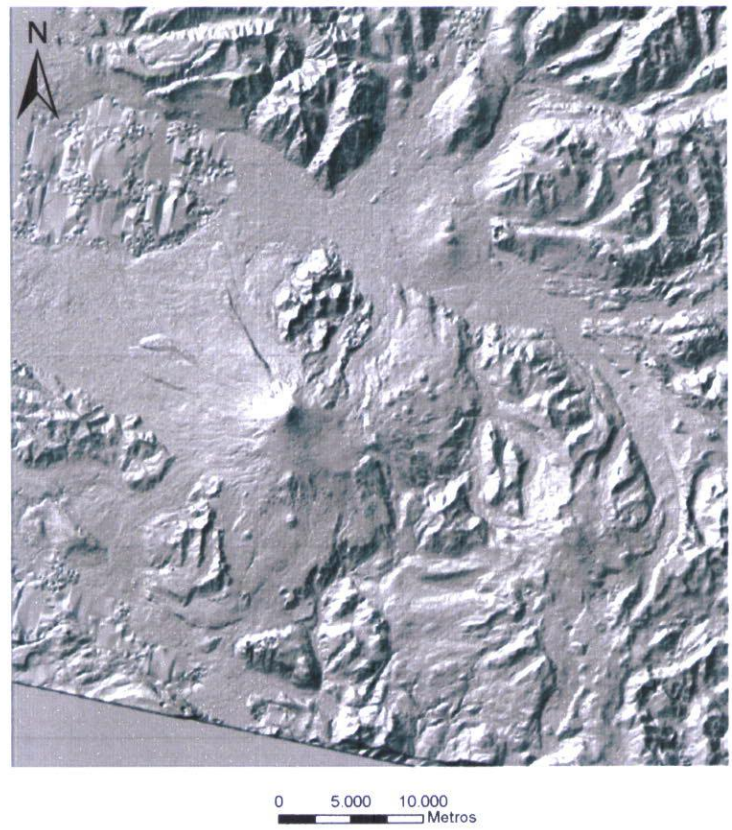


Figura 11. DEM generado a partir de imagen satelital ASTER para la zona del volcán Villarrica (30 m de resolución espacial).

1.5.3 Modelos Computacionales utilizados

1.5.3.1 LAHARZ

LAHARZ es un programa computacional, desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos en 1998 (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998) que permite delinear zonas de peligro volcánico, asociadas a la posible inundación generada por flujos laháricos a través de un método semi-empírico. Este modelo está implementado en el ambiente ArcGIS y ha sido

ampliamente utilizado en diversos volcanes alrededor del mundo (Schilling et al., 2001; Canuti et al., 2002; Stevens et al., 2002; Hubbard et al., 2007, por citar algunos ejemplos). El método utiliza una combinación de análisis dimensional y estadístico para determinar las áreas de inundación transversal (A) y planimétricas (B) generadas por el flujo lahárico, en función del volumen de éste (Figura 12). A través de una serie de ecuaciones en que se asume una masa y densidad constante y, por lo tanto, un volumen constante, se llega a las siguientes relaciones (los detalles de la derivación de las ecuaciones se encuentran en Iverson et al., 1998):

$$A = CV^{2/3}$$

$$B = cV^{2/3}$$

En que V es el volumen del lahar, C y c son constantes adimensionales.

Para calcular las constantes adimensionales C y c, se utilizaron los datos de volumen e inundación de 27 lahares en 9 volcanes (Tabla #1), determinados a partir de depósitos y observaciones de lahares recientes, más algunos datos de experimentos en flujos de volumen más pequeño. Las ecuaciones quedan entonces de la siguiente manera:

$$A = 0{,}05\ V^{2/3}$$

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

Con estas 2 ecuaciones se puede predecir las áreas de inundación producidas por lahares de diferentes volúmenes. El punto en el cauce a

partir del cual el flujo lahárico comienza a inundar es definido por la intersección del cauce con el límite de la zona de peligro cercano, definido por el usuario, de acuerdo a la geología e historia eruptiva del volcán, como se aprecia en el ejemplo de la Figura 13 (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998).

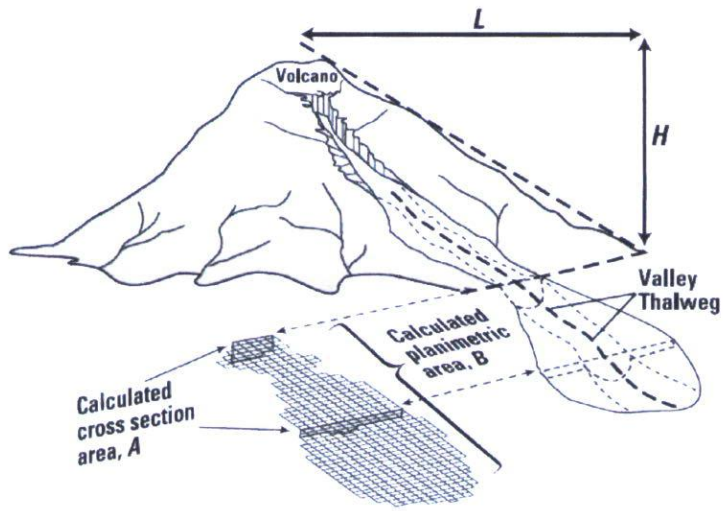


Figura 12. Sección transversal (A) y planimétrica (B) definidas para un lahar, que se utilizan en el programa LAHARZ. La razón H/L describe el alcance de la zona de peligro proximal, a partir del cual comienza la depositación en la simulación (de Schilling, 1998).



Figura 13. Límite de la zona de peligro proximal (línea de color rojo) en el volcán Villarrica, definido por el usuario con un valor H/L = 0,8. En el modelo LAHARZ las zonas de inundación se simulan a partir de la intersección con dicha zona.

El uso de este programa computacional, presenta las siguientes ventajas y desventajas:

Ventajas

- Facilidad y rapidez en el uso del programa, lo que permite obtener resultados en poco tiempo, para luego analizarlos.
- Economía de recursos, sólo se necesita un modelo digital de terreno del área que se desea estudiar, lo que permite realizar la delimitación de las zonas de peligro en áreas de difícil acceso o que no han sido estudiadas anteriormente.

Desventajas

- Se utilizan simplificaciones, como el uso de un volumen constante, la determinación arbitraria del punto a partir del cual comienza a depositar un flujo lahárico y considerar que un evento lahárico consiste en un solo pulso.
- Calibrado con depósitos y flujos laháricos y no laháricos, ocurridos en otros lugares que pueden tener un comportamiento muy distinto al de los volcanes chilenos de los Andes del Sur.
- Es un modelo semi-empírico y no físico, lo que impide estudiar la dinámica del flujo, o incorporar propiedades reológicas al modelo.

Tabla #1: Datos usados para la calibración del modelo LAHARZ (de Iverson et al., 1998)

TABLE 1. BASIC DATA RANKED IN ORDER OF FLOW VOLUME

Name of event	Location and date	Data source	Flow volume, V (m^3)	Inundated cross section Area, A (m^2)	Inundated planimetric are (m^2)
Osceola	Mount Rainier, United States; 5000 B.P.	Vallance and Scott, 1997	4.0×10^9	1.5×10^5	5.5×10^8
Tetelzingo	Citlaltepetl (Orizaba), Mexico; 18000 B.P.	Carrasco-Nuñez et al., 1994	1.8×10^9	N.D.	1.4×10^7
Electron	Mount Rainier, United States; 530–550 B.P.	Crandell, 1971	2.5×10^8	3.7×10^4	6×10^7
Round Pass	Mount Rainier, United States; 2700 B.P.	Crandell, 1971	2×10^8	N.D.	5×10^7
Dead Man Flat	Mount Rainier, United States; 1100 B.P.	K. Scott et al., 1995; J.W. Vallance, unpublished data	1.8×10^8	1.4×10^4	9.0×10^7
National	Mount Rainier, United States; 500–1800 B.P.	K. Scott et al., 1995; J.W. Vallance, unpublished data	1.5×10^8	1.0×10^5	7.8×10^7
Paradise	Mount Rainier, United States; 4500–5000 B.P.	Crandell, 1971	1×10^8	N.D.	3.4×10^7
Zigzag	Mount Hood, United States; 1700 B.P.	J.W. Vallance, unpublished data	7.3×10^7	1.2×10^4	5.5×10^7
Trout Lake	Mount Adams, United States; 6000 B.P.	Vallance, 1998	6.6×10^7	N.D.	2.7×10^7
Middle Fork Nooksack	Mount Baker, United States; 6000 B.P.	Hyde and Crandell, 1978	5×10^7	N.D.	2×10^7
Kautz Creek	Mount Rainier, United States; 1947	Crandell, 1971; Scott and Vallance, 1995	4×10^7	5400	4.5×10^6
Azufrado	Nevado del Ruiz, Columbia; 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	4×10^7	2300	3.4×10^7
Molinos-Nereidas (Chinchina)	Nevado del Ruiz, Columbia; 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	3×10^7	1100	6.0×10^6
Guali	Nevado del Ruiz, Columbia; 1985	Fritz et al., 1986; Pierson et al., 1990	1.5×10^7	2000	1.1×10^7
Salt Creek	Mount Adams, United States; 200 B.P.	Vallance, 1998	1.5×10^7	N.D.	1.6×10^7
Tahoma	Mount Rainier, United States; 400–500 B.P.	Scott et al., 1995	1.5×10^7	1.9×10^4	6.0×10^6
Pine Creek + Muddy River	Mount St. Helens, United States; 1980	Pierson, 1985	1.4×10^7	2100	1.8×10^7
South Fork Toutle	Mount St. Helens, United States; 1980	Janda et al., 1981; Fairchild and Wigmosta, 1983	1×10^7	1500	1×10^7
Whitney Creek	Mount Shasta, United States; 1935	Osterkamp et al., 1986	4×10^6	N.D.	8×10^6
Bolum Creek	Mount Shasta, United States; 1847	Osterkamp et al., 1986	1.5×10^6	N.D.	3×10^6
Mabinit Eruption Lahars	Mayon, Philippines; 1984	Rodolfo, 1989	1.2×10^6	200	1.8×10^6
Tahoma Creek	Mount Rainier, United States; 1988	Walder and Driedger, 1994; J.S. Walder, unpublished data	6×10^5	190	1×10^6
Blue Lake	Mount St. Helens, United States; 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	1.8×10^5	320	7.5×10^5
Butte Canyon	Mount St. Helens, United States; 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	3.8×10^5	300	5.0×10^5
Mabinit Typhoon Saling	Mayon, Philippines; 1985	Rodolfo, 1989; Rodolfo et al., 1989	3×10^5	200	2×10^5
Middle	Mount St. Helens, United States; 1980	Major, 1984; Major and Voight, 1986	1.4×10^5	N.D.	4.0×10^5
Pollalie Creek	Mount Hood, United States; 1980	Gallino and Pierson, 1984; T.C. Pierson, unpubished data	8×10^4	300	4.7×10^5
West Dodson	Columbia Gorge, Oregon, United States; 1996	R.M. Iverson, unpubished data	8×10^4	90	1×10^5
Mayflower Gulch	Tenmile Range, Colorado, United States; 1961	Curry, 1966	1.7×10^4	30	1.6×10^4
Oddstad	Pacifica, California, United States; 1982	Howard et al., 1988	2300	15	N.D.
Big Bend	Pacifica, California, United States; 1982	Howard et al., 1988	560	5	N.D.
Yosemite	Pacifica, California, United States; 1982	Howard et al., 1988	610	11	N.D.
B1	Nigel Pass, Canada; recent	Owens, 1972	300	3.3	2000
N32	Nigel Pass, Canada; recent	Owens, 1972	100	2.7	600
N2	Nigel Pass, Canada; recent	Owens, 1972	10	0.7	200
USGS flume experiments	30 experiments, 1993–1996	Major, 1996; Iverson, 1997	10	0.4–0.6	200–300

Note: N.D. = no data; USGS = U.S. Geological Survey.

1.5.3.2 Modelo MSF

El modelo MSF (siglas de Modified Single – Flow Direction Model o Modelo de Flujo de Dirección Única Modificado) fue desarrollado por Huggel et al. (2003) para determinar las zonas de peligro asociadas a flujos de detritos generados por el desbordamiento de lagos glaciales en alta montaña. Fue aplicado por primera vez en los Alpes suizos y recientemente en el volcán Popocatepetl (Figura 14), México (Huggel et al., 2007).

El modelo está integrado en el ambiente ArcGIS y posee 2 componentes: trayectoria y confinamiento. La componente de trayectoria usa el algoritmo D8 que consiste básicamente en que el flujo siga como trayectoria la dirección con mayor pendiente. Para zonas más planas, donde los flujos tienden a expandirse lateralmente, se agregó una función especial que permite al flujo desviarse de la dirección principal de mayor pendiente hasta 45° en ambos lados. Una vez que las zonas potencialmente afectadas por el paso de un flujo son delineadas, el programa también asigna un valor de probabilidad a cada celda del DEM, de ser afectadas por el flujo. Esta probabilidad está descrita por la función F_r que utiliza como principio el hecho que mientras más se desvíe una celda de la trayectoria de mayor pendiente, mayor es la resistencia. La razón H/Fr, donde H representa la distancia horizontal con respecto al punto de partida del flujo, determinado por el usuario, representa una función probabilística, y cada celda del DEM tiene asignada una probabilidad de ser afectada por el lahar, definida por:

$$P_q(i) = H(i) / F_r(i)$$

$P_q(i)$ no es una función de probabilidad en sentido estricto, sino más bien una probabilidad cualitativa.

La componente de confinamiento, a su vez, está dada por la relación V/L en que V es la distancia vertical que el flujo desciende y L es la distancia horizontal recorrida. La relación V/L debe ser definida por el usuario y debe corresponder al "peor escenario", esto es, la máxima extensión que podría tener un flujo en la zona estudiada, de acuerdo a los datos de que se dispongan. Más detalles sobre el modelo y su implementación se encuentran en Huggel et al. (2003).

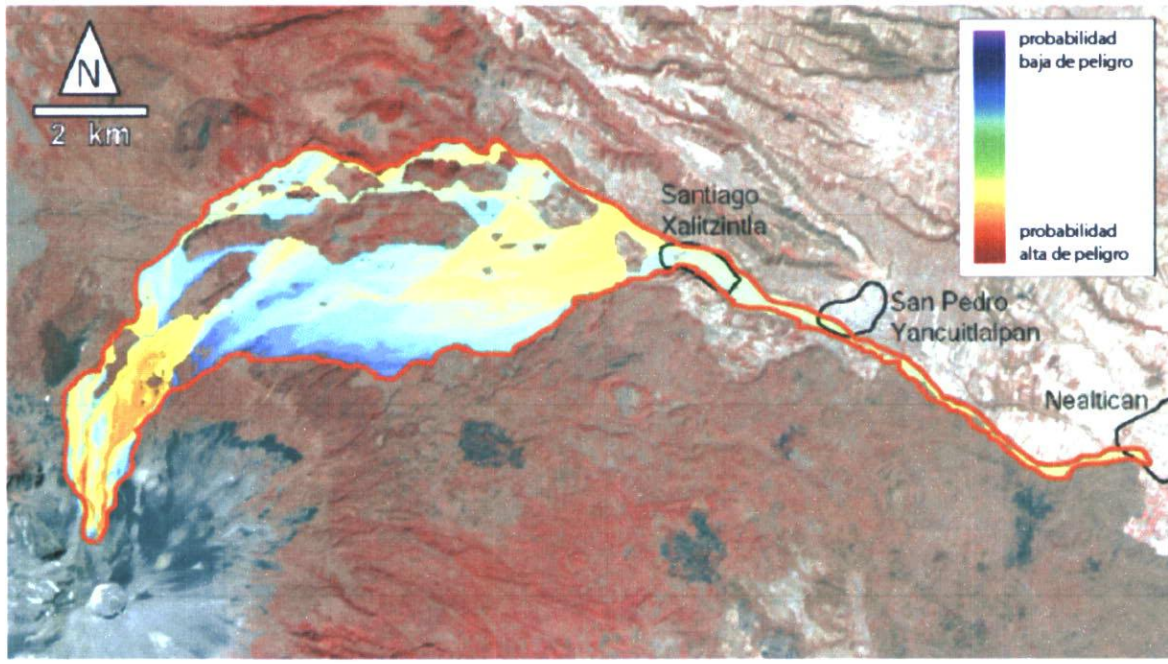


Figura 14. Ejemplo de cómo el modelo MSF ha sido aplicado al volcán Popocatepetl , indicando zonas con alta (rojo) y baja (azul) probabilidad de ser inundadas ante un flujo lahárico. La línea roja indica la extensión de la zona de peligro (modificado de Huggel et al., 2007).

1.6 Limitaciones

En terreno, las principales limitaciones se relacionaron al difícil acceso a algunas áreas, debido a la falta de caminos, la existencia de propiedades privadas, la densa vegetación y el clima imperante de la zona. Otra limitación fue la difícil identificación en algunos sectores de los depósitos correspondientes al evento lahárico estudiado, debido a la similitud de éstos con depósitos laháricos más antiguos y a la falta de referencias completas sobre los lugares afectados por cada una de las erupciones y los lahares asociados. Otra limitante fue la dificultad e incertidumbre en la estimación de los volúmenes totales de los depósitos laháricos, para poder calibrar los modelos computacionales usados, dado que los lahares del Estero Chaillupén – estero Seco, en el volcán Villarrica, y río Tepú, en el volcán Calbuco, penetraron en los lagos circundantes.

Las limitaciones con respecto al uso de los modelos computacionales, se debieron principalmente a la falta del DEM ASTER para la zona del volcán Calbuco y la falta de una cobertura completa del volcán Villarrica con este tipo de DEM. Tampoco se pudo contar con DEMs con una resolución horizontal mayor a 30 m, lo que impidió testear la variación de los resultados al utilizar modelos de elevación de muy alta resolución.

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1 Volcán Villarrica

2.1.1 Estudios anteriores

El volcán Villarrica se ha estudiado bajo diversos puntos de vista, tanto geológicos, geoquímicos como geofísicos, aunque sólo en los últimos años los estudios volcanológicos propiamente tal, han comenzado a aparecer en mayor número.

Dentro de los trabajos de geología regional se puede mencionar los trabajos de geología básica y recopilación de Aguirre y Levi (1964) y Moreno y Parada (1976), la geología tectónica (Cembrano y Moreno, 1994) y la geocronología (Munizaga, 1988).

Dentro de los trabajos de petrología y geoquímica destacan los trabajos de Moreno (1975), Vergara y Munizaga (1974), López et al. (1977, 1985), López y Moreno (1994), y Hickey et al. (1986, 1989).

Dentro del área de volcanología se pueden destacar los trabajos acerca de la descripción de erupciones (Casertano, 1962, 1963; González, 1972), estudios sobre la geología y riesgo volcánico (Moreno, 1993; Moreno, 2000), estudios sobre la evolución postglacial del volcán (Moreno et al., 1994; Clavero y Moreno, 1994), lahares (Marangunic, 1974; Castruccio, 2005, Castruccio et al., 2005; Castruccio y Clavero, 2006), evolución

temprana del volcán (Gaytán et al., 2005; Gaytan, 2006), ignimbritas postglaciales (Clavero, 1996; Lohmar et al., 2006; Lohmar et al., 2007; Silva et al., 2004; Silva et al., 2005), mapa geológico del volcán (Moreno y Clavero, 2006) y estudios geofísicos (Fuentealba et al., 2000; Ortiz et al., 2003; Calder et al., 2004).

También cabe destacar que durante el mes de noviembre de 2004 se llevó a cabo en la ciudad de Pucón, la Asamblea General de la IAVCEI "Volcanism and its impact on society", la que dio origen a la publicación de un boletín especial con una serie de estudios sobre el volcán Villarrica en diversos temas como tectónica (Lara, 2004), evolución del volcán (Clavero y Moreno, 2004), lahares (Naranjo y Moreno, 2004), evolución magmática (Hickey-Vargas et al., 2004), gases (Witter y Calder, 2004), glaciología (Casassa et al., 2004) y geoarqueología (Pino et al., 2004).

2.1.2 Basamento de los volcanes del Pleistoceno - Holoceno

2.1.2.1 Rocas estratificadas

Basamento metamórfico (Paleozoico – pre Carbonífero)

Corresponde a afloramientos de escasa distribución areal que han sido reconocidos hacia el SW del volcán Villarrica, extendiéndose hasta unos 7 km al noroeste de la localidad de Licán Ray. Corresponden a filitas, cuarcitas y gneises, localmente afectados por fuerte deformación. Corresponderían a la parte oriental del Basamento Metamórfico de la Costa del Paleozoico Superior, o bien representarían pequeños afloramientos occidentales de un basamento aún más antiguo del Precámbrico-Paleozoico Inferior (Moreno y Clavero, 2006).

Formación Panguipulli (Triásico Superior)

Definida por Aguirre y Levi en 1964 y estudiada posteriormente por Parada (1975), comprende pizarras, filitas, esquistos, metaconglomerados y cuarcitas, asignados inicialmente al Paleozoico Superior-Triásico y posteriormente al Triásico Superior por Arrondo et al. (1988). En el área de estudio su distribución es escasa y se encuentra principalmente en los alrededores de Licán Ray.

Estratos de Pino Huacho (Oligoceno – Mioceno)

Denominación de Moreno y Clavero, (2006) para una sucesión de rocas volcánicas estratificadas de color gris-verde. Incluye lavas porfíricas andesíticas, tobas brechosas y de lapilli, afectadas por metamorfismo de contacto. Incluye también intrusivos andesíticos tipo stocks y filones.

Estratos de Península de Pucón (Mioceno)

Denominación informal (Moreno, 1993) para una sucesión estratificada de lavas, aglomerados, brechas piroclásticas y tobas de disposición subhorizontal. Debido a la ausencia de metamorfismo de contacto asociado a los plutones del Mioceno se le asigna una edad miocena tardía (Moreno y Clavero, 2006).

Estratos de Huincacara (Plioceno Superior – Pleistoceno)

Denominación informal (Moreno, 1993) para una sucesión volcanoclástica integrada por conglomerados y brechas piroclásticas adosados a los estratos de Tracalhue. Su aspecto es similar a la Formación

Malleco del Plioceno Superior y/o Pleistoceno Inferior, de acuerdo con Moreno y Clavero (2006).

2.1.2.2 Rocas plutónicas

En gran parte del área circundante al volcán Villarrica afloran rocas plutónicas granitoídeas de edad paleozoica a cenozoica tardía agrupadas en el "Complejo Plutónico" (denominación de Moreno y Parada, 1976). En los alrededores de Licán Ray afloran granitos, granodioritas y tonalitas del Paleozoico Superior. Circundando al volcán Villarrica afloran granodioritas principalmente asignadas al Mioceno. En el cerro Chaimilla al norte del volcán Villarrica y al sur de la zona de estudio afloran dioritas, tonalitas y granodioritas con edad de 8,1 Ma (Munizaga et al., 1988).

2.1.3 Geología del volcán Villarrica

El volcán Villarrica (39° 25´S y 71° 56´W) ubicado en el límite entre las Regiones IX y X constituye un complejo volcánico de más de 700 km^2 de superficie y 250 km^3 de volumen. Se trata de un estratovolcán compuesto, constituido por un edificio antiguo y erodado, truncado por una caldera elíptica de 6,5 x 4,2 km en cuyo borde noroccidental se construyó el cono principal más joven (Clavero y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006). El volcán Villarrica constituye el volcán más occidental de una cadena volcánica de dirección NW-SE y 50 km de longitud que comprende además los volcanes Cordillera El Mocho, Quetrupillán, Quinquilil y Lanín. Composicionalmente el volcán ha emitido productos predominantemente

basálticos a andesítico-basálticos (50,5-57% SiO_2) en forma de lavas y piroclastos escoriáceos, porfíricos, con fenocristales de plagioclasa cálcica, olivino y clinopiroxeno, además de flujos piroclásticos de composición andesítica (53-58% SiO_2) y escasas intrusiones dacíticas y domos (64,5% SiO_2) (Clavero y Moreno, 2004). La actividad del volcán se ha desarrollado durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno aparentemente en forma continua. Históricamente se han registrado 59 erupciones desde el año 1558 (Petit-Breuilh y Lobato, 1994), la última de las cuales ocurrió en 1984. Estas erupciones han sido desde hawaianas hasta estrombolianas vigorosas y, eventualmente, subplinianas (Moreno, 1993; Moreno y Clavero, 2006).

Unidades volcánicas

Sobre la base de criterios morfoestructurales y cronoestratigráficos se ha definido 3 unidades geológicas evolutivas (Villarrica 1, 2 y 3) (Moreno, 1993; Moreno y Clavero, 2006), siendo la primera la de mayor duración y volumen (Figura 15).

Unidad Villarrica 1

Es la unidad más antigua, de edad pleistocena media hasta 13.850 años A.P. Corresponde a una sucesión de hasta 500 m de espesor aproximado de lavas, brechas volcaniclásticas (laháricas y piroclásticas), conglomerados e ignimbritas de composición basáltica a andesítico – silícea con algunas intrusiones de diques, lacolitos y pequeños domos de composición dacítica (Clavero y Moreno, 2004). De acuerdo a los últimos antecedentes (Moreno y Clavero, 2006) se ha dividido en 2 subunidades: La primera habría generado un volcán que comenzó a edificarse hace unos 600 ka hasta la formación de una primera caldera hace unos ca. 100

ka. La segunda etapa comienza después de la formación de esta caldera y se extiende hasta los 13,8 ka. La composición predominante es andesítico-basáltica (~50-56% SiO_2) con basaltos porfíricos con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. El ortopiroxeno aparece sólo en las intrusiones dacíticas. Sobre la base de criterios morfoestructurales y estratigráficos, el antiguo volcán Villarrica correspondió probablemente a un estratovolcán compuesto, que se desarrolló antes y durante la glaciación Llanquihue (Clavero y Moreno, 2004). Hace unos 95.000 años aproximadamente, una serie de domos dacíticos y diques se emplazaron en las fracturas anulares de esta primera caldera. La actividad entre los 95.000 y 14.000 años, coincidiendo con la Glaciación Llanquihue, fue probablemente tanto efusiva como explosiva (Clavero y Moreno, 2004; Gaytan et al., 2005; Gaytan, 2006).

Unidad Villarrica 2

Corresponde a una sucesión de depósitos piroclásticos, laháricos y lavas emitidos desde los 13.850 años A.P. (Ignimbrita Licán) hasta los 3.700 años A.P. (Ignimbrita Pucón). Esta unidad revela una etapa evolutiva altamente explosiva. La Ignimbrita Licán cubre un área aproximada de más de 1.000 km^2 (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996). Corresponde al primer evento postglacial explosivo del volcán y una de las mayores erupciones de toda su historia. Restos de carbón dieron edades de 14.320 y 13.690 años A.P. Su composición es andesítico-basáltica (54,5-57% SiO_2) y su volumen se estima en 10 km^3 (Clavero, 1996). Posteriormente, se suceden nuevos flujos piroclásticos, depósitos de caída y flujos de lava (Moreno y Clavero, 2006). El fin de la unidad Villarrica 2 está determinado por una violenta erupción que generó una serie de flujos piroclásticos que dieron origen a la Ignimbrita Pucón y provocó el colapso parcial de la cima del

edificio volcánico, lo que generó una nueva caldera de 2,2 x 2,0 km. Cubre una superficie de 400 a 500 km² y su volumen se estima en 4 a 5 km³ (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996; Silva et al., 2005). Restos en materia vegetal carbonizada dio edades entre 3.580 y 3.740 años A.P.

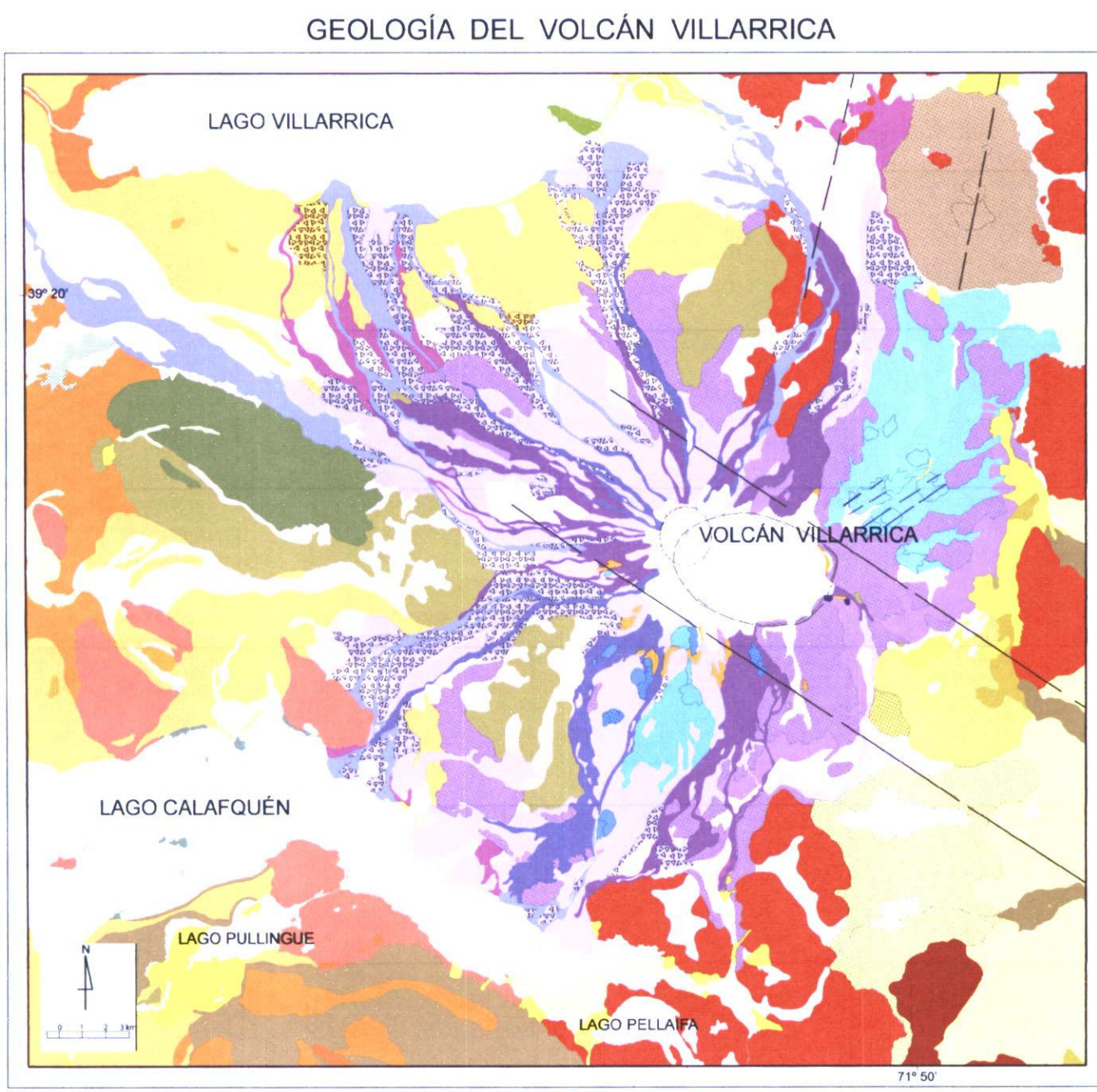


Figura 15. Mapa geológico simplificado del volcán Villarrica (tomado y modificado de Moreno y Clavero, 2006. Leyenda y simbología en página siguiente).



Unidad Villarrica 3

Se define como Unidad Villarrica 3 al cono actual, de unos 450 m de altura edificados sobre la caldera más joven, ubicada a unos ca. 2.400 msnm y sus productos asociados. Los depósitos corresponden a depósitos de caída estrombolianos a sub-plinianos, oleadas y flujos piroclásticos y coladas de lava tipo aa y pahoehoe (Moreno, 1993). El flujo piroclástico documentado más reciente habría ocurrido hace 530 años A.P. (Moreno y Clavero, 2006), aunque aparentemente, durante la erupción de 1948 se habría generado un pequeño flujo piroclástico. La actividad reciente e

histórica ha sido principalmente efusiva con ocasionales erupciones estrombolianas vigorosas a subplinianas. Las coladas de lava están cubiertas en los sectores elevados por depósitos laháricos y detritos morrénicos y de aluviones. Las lavas históricas han escurrido esencialmente hacia el norte, oeste y sur del cono volcánico (Moreno, 1993).

Centros eruptivos adventicios

En los flancos del volcán Villarrica se reconoce cerca de 30 centros adventicios (conos de piroclastos y centros de emisión) que se pueden reunir en 2 grandes grupos: Los Nevados, ubicados sobre la unidad Villarrica 1; y Chaillupén, ubicado sobre la unidad Villarrica 2 (Figura 15). Los centros adventicios de Los Nevados están localizados entre 5,5 y 10 km al ENE del cono actual del volcán Villarrica y están controlados por una fisura principal N60°E (Moreno y Clavero, 2006). Los centros adventicios de Chaillupén están ubicados hacia el sur y SW del volcán y están controlados por 3 fisuras radiales de orientación N20°W, NS y N35°E. La composición de los productos de todos estos centros es andesítico-basáltica (52,5-53,5% SiO_2) y por lo general de textura casi afírica.

2.1.4 Centros volcánicos independientes

Volcanes Huelemolle

Son centros eruptivos menores, consistentes en 3 conos de piroclastos ubicados en el ancho valle del río Trancura, Pucón o Minetué, unos 14 km al este de Pucón, con lavas basálticas asociadas. Estos centros están

controladas por la zona de falla Liquiñe-Ofqui. La edad de la actividad de estos centros, se estima entre los 8.600 y 6.000 años A.P. (Moreno, 1993).

Volcán Cordillera Mocho

Consiste en un estratovolcán, de pequeño volumen, ubicado 13 km al SE del volcán Villarrica. Está muy erosionado por las glaciaciones pleistocenas y afectado por procesos de remoción en masa en los últimos 14.000 años (Moreno, 1993).

2.1.5 Depósitos sedimentarios del Pleistoceno – Holoceno

Corresponden a depósitos de diferentes orígenes, nulos o poco consolidados que rellenan diferentes cuencas o depresiones. Se ha reconocido los siguientes tipos de depósitos (Para una descripción completa, ver Moreno y Clavero, 2006):

- Depósitos glaciales – Glaciación Llnquihue
- Depósitos glaciales – Glaciación Santa María
- Depósitos glaciales recientes
- Depósitos poligénicos aterrazados
- Depósitos de remosión en masa
- Depósitos deltaicos y litorales
- Depósitos fluviales y aluviales

2.1.6 Estructuras

Las principales estructuras de la zona corresponden a:

- La fractura NW-SE que controla la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín, que de acuerdo a Lara (2004), corresponde a un dominio compresivo en un arco volcánico con un régimen transpresivo dextral.
- La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), de dirección N10°E, la que tiene una traza reconocida de más de 1.000 km en los Andes del Sur. Hacia el norte del volcán aparece desplazada 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). Esta estructura morfotectónica controla una serie de centros eruptivos menores.

2.2 Volcán Calbuco

2.2.1 Trabajos anteriores

En el área de geología regional, se puede mencionar los trabajos de geología básica y recopilación de Aguirre y Levi (1964) y Moreno y Parada (1976), geología regional y tectónica (Thiele et al., 1985) y sobre petrología volcánica y tectónica (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar et al., 1995).

Entre los estudios volcanológicos sobre el volcán Calbuco propiamente tal, destacan los trabajos de geología y riesgo volcánico (Lahsen et al., 1985), petrología (Parada, 1990; Lopez-Escobar et al., 1990, 1992; López-Escobar et al., 1995; Hickey-Vargas et al., 1995), informes y estudios de erupciones históricas (Klohn, 1963; Petit-Breuilh y Moreno, 1997; Petit-Breuilh, 1999), procesos eruptivos como flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Moreno y Naranjo, 2004) y lahares calientes (Moreno et al., 2006), y mapa de peligros volcánicos (Moreno, 1999). También existen algunos documentos con caracterizaciones generales del volcán y descripción de erupciones como Casertano (1963) y González (1995).

2.2.2 Basamento del volcán Calbuco

Las rocas que conforman el basamento del volcán Calbuco corresponden a rocas plutónicas de edad miocena y unidades estratificadas volcano-sedimentarias más jóvenes (Lahsen et al., 1985).

2.2.2.1 Rocas estratificadas

Estratos de Chapuco (Cenozoico superior)

Denominación dada por Lahsen et al. (1985) a una sucesión de rocas volcanoclásticas (tobas y brechas) y lavas de composición andesítica – dacítica, ubicadas en el sector NNW del volcán La Picada, ubicado al NE del volcán Calbuco (Figura 16), y en el valle de la laguna Patas, al SW del cerro Téllez, al E del volcán Calbuco. En los alfloramientos destaca la presencia de clastos de rocas plutónicas de edad miocena, por lo que se le asigna una edad cenozoica tardía.

Estratos de Hueñuhueñu (Pleistoceno Inferior)

Sucesión de rocas volcanoclásticas, con algunas intercalaciones de lava, que afloran hacia el E del volcán Calbuco, formando una cadena montañosa de dirección NNW, al E del río Caliente y otras cadenas que llegan hasta el lago Chapo (Figura 16). Estos estratos se disponen en discordancia de erosión sobre los plutones de edad miocena y subyacen a rocas de la Unidad Calbuco 1. Los estratos son subhorizontales, de hasta 550 m de potencia, compuestos por conglomerados y brechas de posible origen lahárico, con intercalaciones de coladas de basalto, los que han sido datados por el método K-Ar en 1,432 ± 0,1 Ma (Lahsen et al., 1985). Las brechas y aglomerados presentan espesores de 2 a 3 m, constituidos por bloques subredondeados de basalto en una matriz arenosa. Las lavas, por otra parte alcanzan hasta los 25 m de potencia y corresponden a basaltos porfíricos de olivino y ortopiroxeno.

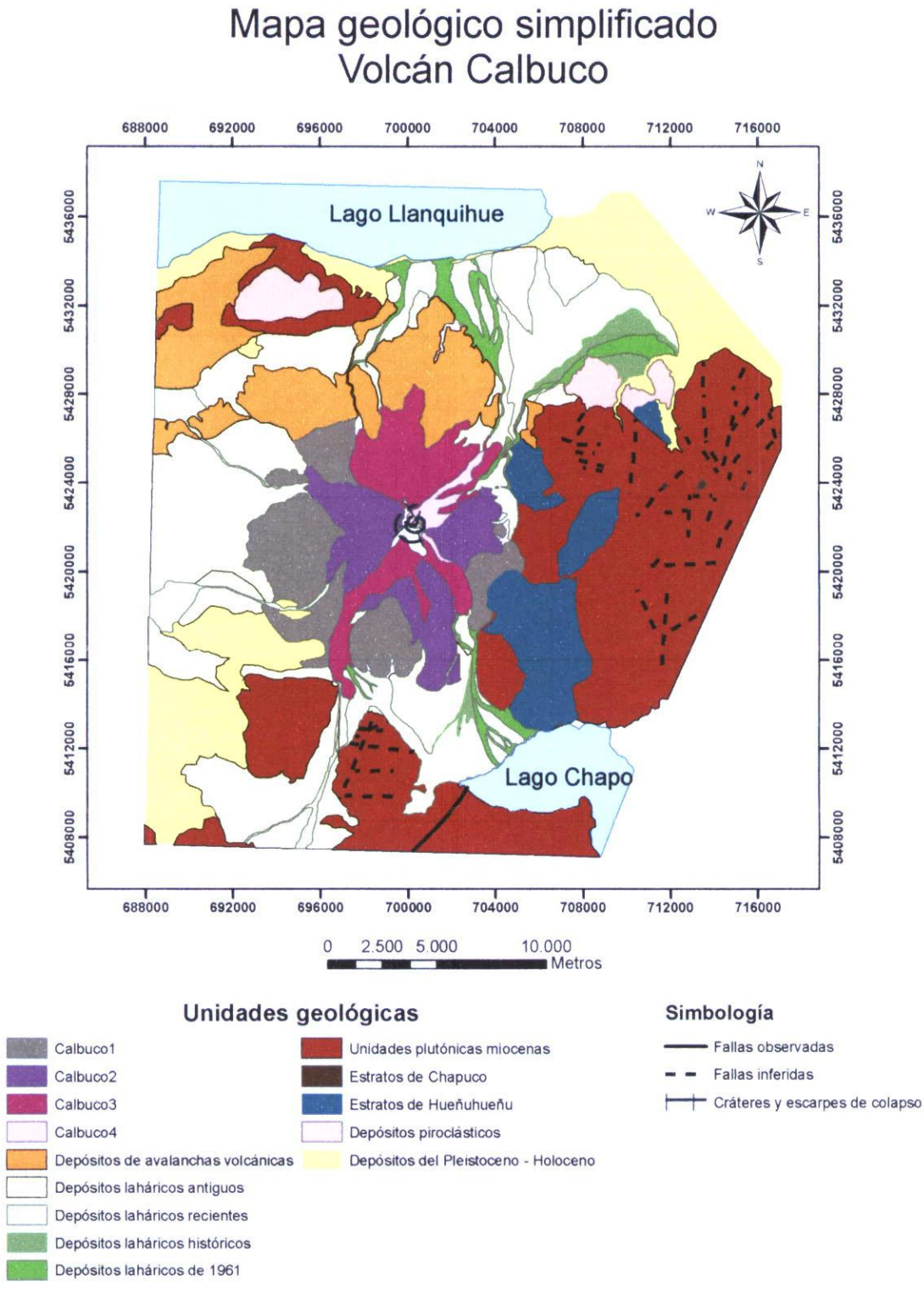


Figura 16. Mapa geológico del volcán Calbuco (simplificado de Lahsen et al., 1985)

Estratos de Reloncaví (Pleistoceno Superior)

Corresponden a lavas basálticas con algunas intercalaciones de aglomerados, que afloran en el área del fiordo Reloncaví. Sobreyacen a rocas graníticas y subyacen a depósitos morrénicos y glaci-lacustres y a depósitos piroclásticos provenientes de centros eruptivos tardiglaciales. Una datación hecha por Lahsen et al. (1985) dio una edad de 0,272 ± 0,1 Ma. Las lavas de esta unidad corresponden a basaltos de olivino con escaso piroxeno.

2.2.2.2 Rocas Plutónicas (Mioceno)

Las rocas plutónicas del área ocupan grandes extensiones en la zona de la cordillera andina. Según Thiele et al. (1985) se reconocen 5 unidades en la región: Unidad Reloncaví, Cayutué, Lago Chapo, Península Rollizos y Petrohué. Estas unidades están constuidas por plutones de tonalitas, granodioritas y gabros, todos los cuales poseen hornblenda dentro de su mineralogía. Los plutones tienen habitualmente forma tabular o elongada con dirección preferencial NNE. Las dataciones realizadas por Munizaga et al. (1984, 1988) y Lahsen et al. (1985) permiten asignarle una edad miocena.

2.2.3 Geología del Volcán Calbuco

El volcán Calbuco corresponde a un estratovolcán compuesto, de forma cónica truncada, cuyos productos consisten principalmente en coladas de lava de tipo aa y de bloques, y depósitos piroclásticos de diferentes tipos. Su altura máxima es de 2.003 m snm y el edificio y sus

productos cubren un área aproximada de 150 km^2 (Lahsen et al., 1985). Si se considera las áreas cubiertas por depósitos laháricos, la superficie total alcanza a 400 km^2. Sobre la base de criterios morfoestructurales, se ha definido 4 unidades principales, desarrolladas desde el Pleistoceno Tardío hasta el Reciente, llamadas unidades Calbuco 1, 2, 3 y 4, en orden decreciente de edad (Figura 16).

Unidad Calbuco 1 (Pleistoceno Superior)

Corresponde a una sucesión de lavas andesíticas y, en menor proporción, basálticas, con escasas intercalaciones de brechas y aglomerados de posible origen lahárico que sobreyacen en discordancia de erosión al basamento del volcán y subyacendo a la Unidad Calbuco 2. Una colada de lava de esta unidad fue datada por Lahsen et al. (1985) en 0,113 ± 0,04 Ma, por lo que se le asigna una edad pleistocena tardía. Las rocas de esta unidad constituyen la base del edificio volcánico que aflora principalmente en los flancos W, E y S, y se encuentran intensamente afectadas por erosión glacial, manifestada por circos y valles en forma de U. Las coladas de lava presentan potencias variables entre 10 y 50 m, con abundante desarrollo de disyunción columnar. Petrográficamente las lavas corresponden a andesitas porfíricas de clino y ortopiroxeno con escaso olivino, y basaltos de olivino.

Unidad Calbuco 2 (Pleistoceno Superior)

Corresponde a una sucesión de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos, que sobreyacen y subyacen en discordancia de erosión a las Unidades Calbuco 1 y Calbuco 3 respectivamente, por lo que se le asigna una edad pleistocena tardía. Las rocas de esta unidad forman el cono

principal del volcán Calbuco y afloran principalmente en los flancos W, SE y E del edificio volcánico, y rellenan los valles labrados en la Unidad Calbuco 1. Las coladas de lava varían entre 10 y 30 m de potencia, con desarrollo de disyunción columnar, y delgadas intercalaciones piroclásticas que pueden alcanzar hasta los 6 m de espesor. Las rocas de esta unidad alcanzan hasta la cima del volcán. Según Lahsen et al. (1985), hacia el final del desarrollo de esta unidad se habría producido una avalancha volcánica que fluyó hacia el NNW, generando un anfiteatro de avalancha de 2 km de diámetro, movilizándose un volumen estimado de 2,7 km^3, cuyos depósitos cubren un área de unos 60 km^2. Las lavas de esta unidad corresponden a andesitas de ortopiroxeno y clinopiroxeno con escaso olivino.

Unidad Calbuco 3 (Holoceno)

Corresponde a una sucesión de coladas andesíticas, andesítico – basálticas y basálticas que se depositaron en cursos glaciales y, en parte, fluviales excavados en la Unidad Calbuco 2. La edad de esta unidad es holocena e incluye los productos emitidos hasta el año 1893. Según Lahsen et al. (1985) las lavas emitidas por esta unidad, lo hicieron a través del cráter central y de un cráter ubicado en la ladera N del edificio. Las coladas de lava se distribuyen principalmente en los flancos N y S del volcán, mientras que en el sector del cráter N se edificó un pequeño domo de composición andesítica. Las coladas de lava tienen potencias variables entre 5 y 40 m, y se encuentran intercaladas con depósitos piroclásticos y brechas de posible origen lahárico. Las coladas de esta unidad son habitualmente del tipo de bloques y presentan evidencias de erosión glacial, como estrías y depósitos morrénicos que las recubren. Durante el desarrollo de esta unidad se originaron extensos depósitos laháricos que

formaron importantes abánicos laháricos hacia los flancos W, NNE y S del volcán. Petrográficamente las lavas corresponden a andesitas de orto y clinopiroxeno y, en menor medida, a andesitas basálticas de olivino, presentándose también pequeñas cantidades de hornblenda como fenocristal (Parada, 1990).

Unidad Calbuco 4 (Holoceno)

Corresponde a los productos emitidos durante las últimas erupciones históricas del volcán: 1893 – 1895; 1929 y 1961. Dentro de esta unidad se incluye un domo generado durante la erupción de 1893-1895, ubicado en el interior del cráter central, coladas de lava posteriores, asociadas a la erupción de 1929, de tipo aa que fluyó hacia el NE con una longitud de 2,5 km y un ancho promedio de 350 m y la erupción de 1961, con 2 coladas andesíticas de bloques, una de las cuales fluyó hacia el NE con una longitud de 4,6 km, ancho de 350 m y un espesor en su frente de 60 m, y la otra fluyó hacia el SE, con una longitud de 1,7 km. Petrográficamente, las lavas de esta unidad corresponden a andesitas de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Dentro de esta unidad, se incluyen también, los depósitos piroclásticos de caída, distribuidos principalmente hacia E del volcán, los depósitos de flujo de bloques y ceniza y los depósitos laháricos, distribuidos principalmente hacia los flancos N, E y S del volcán.

2.2.4 Centros eruptivos menores (Pleistoceno Superior – Holoceno)

Corresponde a una serie de centros eruptivos que se encuentran en el margen occidental del fiordo de Reloncaví, cuyos productos son de composición basáltica y se distribuyen en una franja de dirección NS, a lo

largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Lahsen et al., 1985). Todos ellos se disponen sobre las rocas plutónicas de edad miocena.

Centro eruptivo La Viguería (Holoceno)

Se ubica en el extremo norte del fiordo de Reloncaví y consiste en un cono de piroclastos y lavas basálticas asociadas, que cubren un área de unos 4 km^2. El cono tiene una altura de unos 250 m. Sobre éste se encuentra sobreimpuesto un cráter de 800 m de diámetro, desde donde fluyó una colada de lava de 1 km^2 de superficie y con otro cono de piroclastos en su interior.

Centro eruptivo Rollizos (Pleistoceno Superior)

Se encuentra ubicado en el extremo NE de la península Rollizos, frente a Ralún. Consiste en un cono truncado de 270 m de altura, con un cráter semicircular de 700 m de diámetro, abierto hacia el E en su cima (Lahsen et al., 1985). El cono está formado esencialmente por brechas consolidadas y presenta rasgos de erosión glacial.

Centro eruptivo Pocoihuén (Pleistoceno Superior)

Se ubica 2 km al NNE de la caleta Canutillar y consiste en 2 centros de emisión, piroclásticos, uno de los cuales se encuentra fuertemente erosionado y el otro se presenta bien conservado. El más antiguo está formado por brechas intruídas por numerosos filones. El más nuevo corresponde a un cono de piroclastos de unos 100 m de altura.

2.2.5 Depósitos no consolidados del Pleistoceno – Holoceno

Corresponden a depósitos de diferentes orígenes que rellenan diferentes cuencas o depresiones o se adosan a diferentes taludes del relieve pre-existente. Lahsen et al. (1985) reconocieron los siguientes tipos de depósitos:

- Depósitos coluviales
- Depósitos de remoción en masa
- Depósitos lacustres
- Depósitos fluviales
- Depósitos glaciales

2.2.6 Estructuras

Las principales estructuras de la zona corresponden a:

- La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que se ubica a unos 25 – 30 km al E del volcán Calbuco y tiene una dirección de N 0-10° E, con una traza reconocida de más de 1.000 km, presentando una gran expresión topográfica, dada por valles y fiordos y controlando la ubicación de los centros eruptivos menores (Thiele et al., 1985).
- Fracturas que afectan a los cuerpos plutónicos de la zona con direcciones preferenciales de N30°W, N20°-40°E, EW y N0°-10°E
- Diversas fallas de dirección N40°-50°E, EW y NS que ponen en contacto rocas plutónicas de edad miocena (Lahsen et al., 1985).

Capítulo 3

Características físicas de los depósitos laháricos

3.1 Introducción

En el presente capítulo, se presentan los principales resultados de las observaciones realizadas en los depósitos laháricos de ambos volcanes, con énfasis en los espesores, estructuras sedimentarias y granulometría, así como los resultados de los análisis realizados mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM), con el fin de determinar las semejanzas y diferencias de los mecanismos de generación, transporte y depositación de los flujos laháricos en ambos volcanes. En el caso del volcán Villarrica, los datos fueron extraídos de Castruccio (2005) y Castruccio y Clavero (2006).

3.2 Volcán Calbuco

3.2.1 Introducción

Los depósitos laháricos estudiados en el volcán Calbuco corresponden a parte de los generados durante la erupción de 1961, en el cauce del río Tepú o de la Nutria y los cursos secundarios asociados a éste (Figura 17). Este río se encuentra en el flanco N-NE del volcán y

desemboca en el lago Llanquihue. En los primeros 9 kilómetros desde su nacimiento, el cauce se presenta esencialmente encajonado en un canal de aproximadamente 120 m de ancho. Aguas abajo, el cauce se abre y se produce un abanico de depositación de 2,3 km de ancho máximo, dividido en 3 brazos principales. El más ancho corresponde al más occidental, de 600 m, que se extiende por 5 km hasta desembocar en el lago (Figura 17). La distancia hasta la desembocadura desde la cima del volcán es de 14,5 km. En las Figuras 18 y 19 se observan perfiles de altitud y pendiente a lo largo del cauce, y se indica la extensión de los depósitos. En dichas figuras se señala que la depositación se produce en una zona con pendiente de aproximadamente 5°.

La estratigrafía de los depósitos es relativamente simple, ya que los depósitos se hallan generalmente sobre depósitos laháricos anteriores, mientras que en algunos sectores se encuentran niveles de paleosuelo, con espesores inferiores a los 5 cm. El techo de los depósitos lo constituye la superficie de erosión actual, con desarrollo incipiente de suelo en algunas zonas.

Se realizaron 2 dataciones radiométricas C^{14} en restos de troncos carbonizados (Anexo 1). En el punto CAA-1 se dató un tronco semicarbonizado ubicado en la unidad que subyace a la unidad superior, dando una edad de 60 ± 70 A.P. La segunda datación se realizó en un tronco carbonizado ubicado en un depósito de flujo de bloques y ceniza, ubicado en el punto CAA-18. La edad resultante fue de 440 ± 60 A.P.

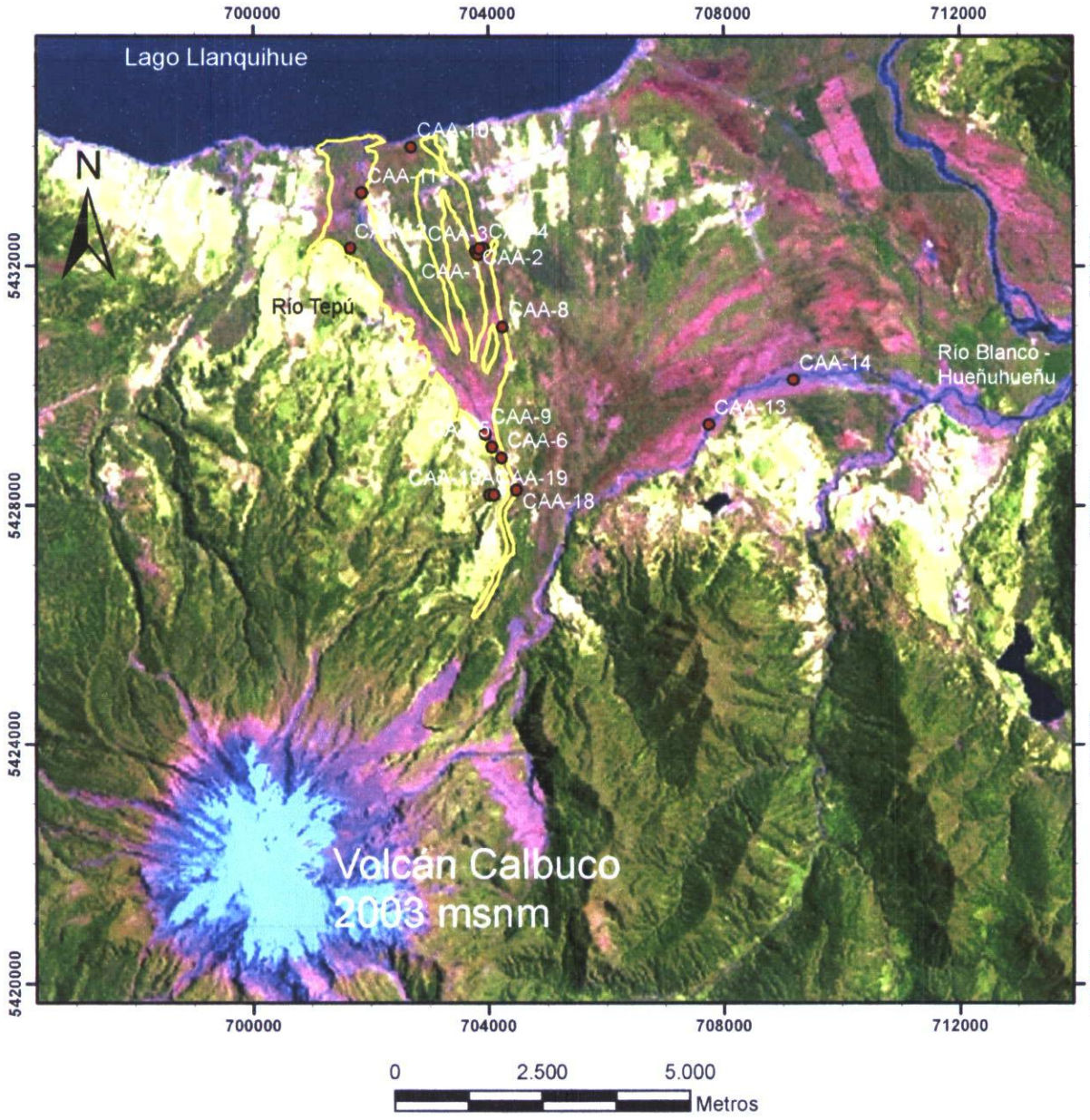


Figura 17. Imagen satelital de los flancos N y NE del volcán Calbuco, georreferenciada en coordenadas UTM, datum Sudamericano de 1956, zona 19S. Se indica en línea de color amarillo, la extensión de los depósitos laháricos de la erupción de 1961 en el río Tepú. Se indica también la localización de los puntos de observación realizados durante las campañas de terreno.

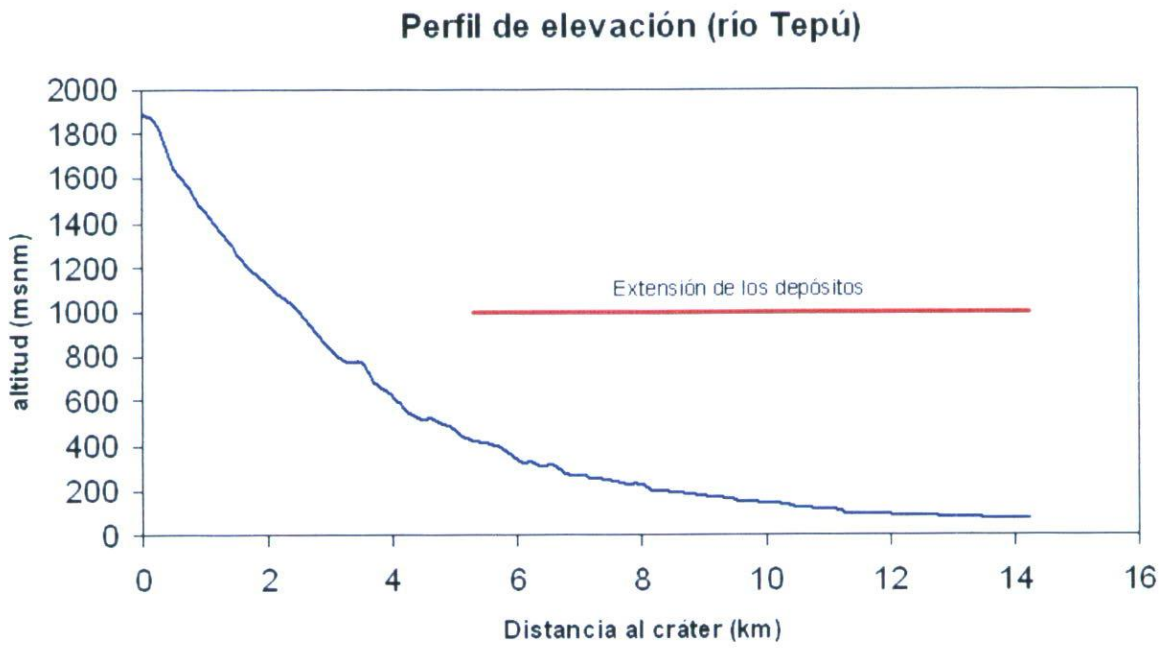


Figura 18. Perfil de elevación del río Tepú, desde la cima del volcán hasta la desembocadura en el lago Llanquihue. Se indica en rojo la extensión de los depósitos laháricos.

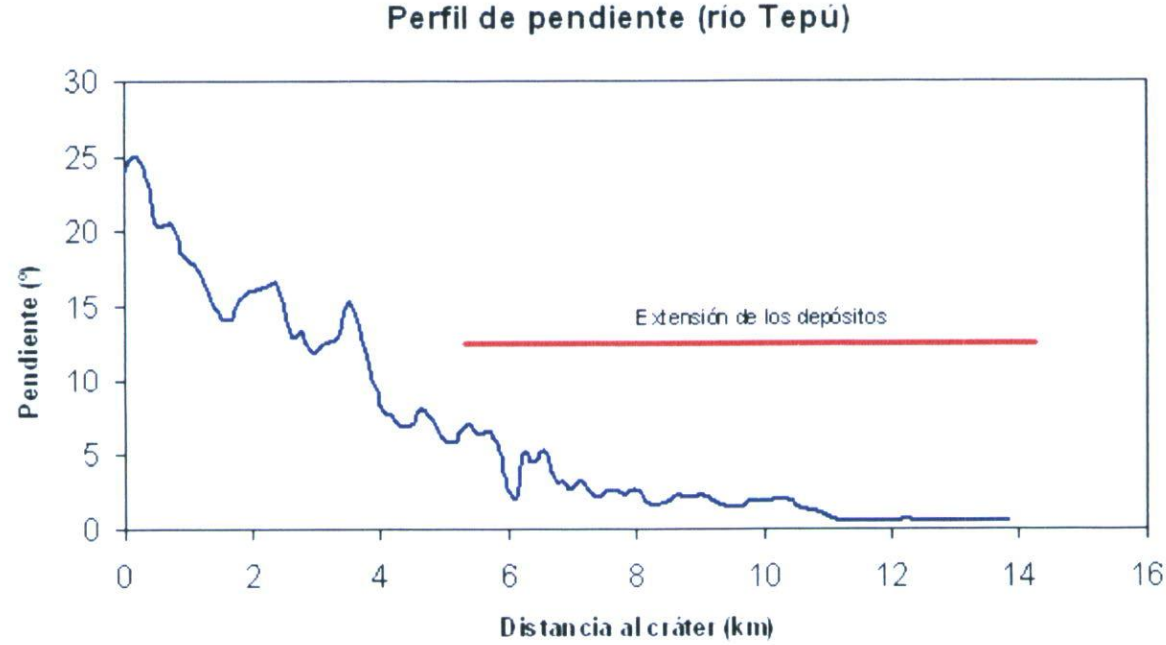


Figura 19. Perfil de pendiente del río Tepú, en que se indica la extensión de los depósitos laháricos.

3.2.2 Volumen de los depósitos

El volumen de los depósitos se estimó de acuerdo al método seguido por Clavero (1996) en ignimbritas postglaciales del volcán Villarrica y utilizado posteriormente por Castruccio (2005) en los depósitos laháricos del volcán Villarrica, el cual consiste en la división del área ocupada por los depósitos en N sectores, cada uno con un espesor constante característico, de acuerdo a lo observado en terreno, para luego sumar los volúmenes parciales, obteniendo así el volumen final. De acuerdo a este método el volumen calculado para los depósitos laháricos asociados a la erupción de 1961 en el río Tepú alcanza los 4,7 x 10^6 m^3. Es de destacar que en esta estimación no se incluyó los depósitos emplazados de manera sub – acuática en el lago Llanquihue.

3.2.3 Petrografía macroscópica

Los depósitos laháricos en el cauce del río Tepú fueron divididos en facies proximal canalizada y facies distal de planicie de inundación, de acuerdo a la nomenclatura utilizada por Pierson et al. (1990), dividiéndose a su vez esta última facies en subfacies central, lateral y de inundación, siguiendo la terminología utilizada por Quinteros (1991) para los lahares del volcán Llaima.

3.2.3.1 Facies proximal canalizada

En esta facies, los depósitos se extienden entre los 5,5 y 9 km de distancia del cráter del volcán, entre una altitud de 400 y 180 m. La

pendiente del terreno a lo largo del cauce varía entre 0,03 y 0,13 m/m (1,7 y 7°), con un promedio de 0,06 m/m (3,6°). El ancho del canal varía entre los 70 y 150 m, aproximadamente.

El espesor de los depósitos varía entre los 1,3 y 2 m. Estos se observan en algunos sectores en forma de lóbulos tipo "levée", con pendientes suavizadas por la acción erosiva posterior.

Los depósitos se presentan habitualmente macizos, sin estructuras, aunque localmente se observa una tenue imbricación de los clastos platiformes, así como un nivel basal inferior, no superior a los 10 cm de espesor con ausencia de clastos mayores a 5 cm, similar a los depósitos descritos por Le Roux et al. (2006) e interpretados como una "alfombra de cizalle". Hacia los costados de la parte central de los depósitos, se observa gradación inversa o inversa – normal y, ocasionalmente, puede presentar estratificación poco desarrollada, dada por niveles de 10 a 15 cm de espesor, con diferente granulometría.

Los depósitos presentan habitualmente una alta concentración de bloques mayores a 5 cm de diámetro (> 60% en volumen), de composición andesítica, macizos, de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbola, angulosos a subangulosos y alcanzan un diámetro de hasta 75 cm (Figura 20), constituyendo a veces un depósito clasto-soportado. Lateralmente, pueden ocurrir variaciones súbitas, en que desaparecen los clastos mayores a 5 cm de diámetro en una distancia menor a los 5 metros, tal como se observa en las Figuras 21 y 22.

La matriz está compuesta por ceniza fina, con una alta cantidad de material de tamaño limo – arcilla (ver granulometría, sección 3.2.4). La composición es andesítica, con fragmentos de color gris oscuro, angulosos y cristales libres de plagioclasa y piroxeno. Los bloques tipo F (Castruccio, 2005) son abundantes, los que corresponden a bloques andesíticos

macizos, subredondeados, y que alcanzan un volumen de hasta 6 m^3 (Figura 23).



Figura 20. Punto CAA-9, de 2 m de espesor. Se observa un depósito macizo, con gran cantidad de bloques subangulosos mayores a 5 cm y una superficie plana en el techo.

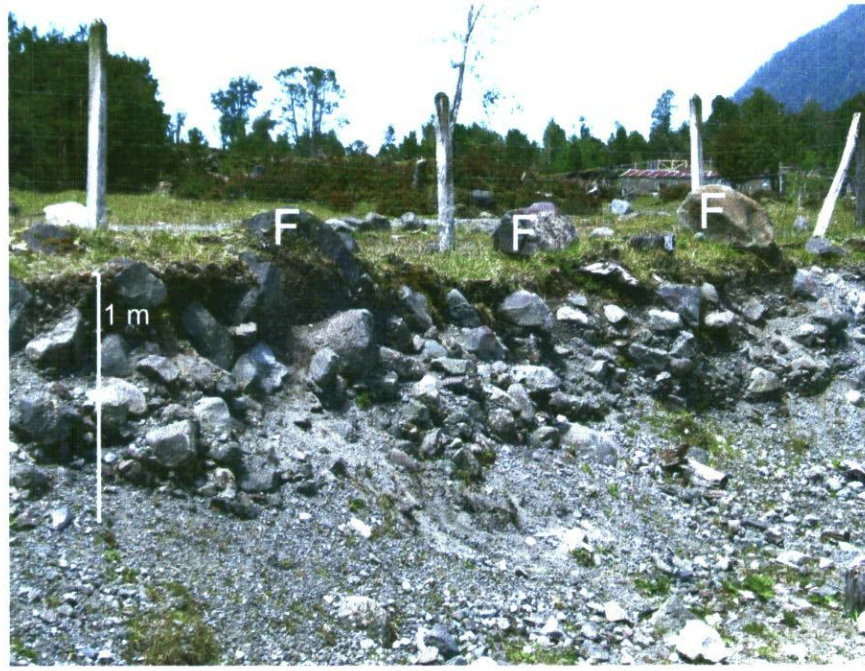


Figura 21. Parte central del punto CAA-6. Se observa una alta concentración de bloques mayores a 5 cm y abundantes bloques tipo F.



Figura 22. Parte lateral del punto CAA-6, a 5 m de la foto anterior. Se aprecia la desaparición de bloques mayores a 5 cm y una gradación inversa.



Figura 23. Bloque tipo F de 6 m^3 en la facies proximal de los depósitos, a 9 km de la cima del volcán. En el fondo se observa el volcán Osorno.

3.2.3.2 Facies distal de planicie de inundación

En esta facies, los depósitos se extienden desde los 9 hasta los 14,5 km de distancia al cráter del volcán, distancia en la que el cauce desemboca en el lago Llanquihue. La altitud a la que se encuentran los depósitos varía entre 180 y 70 msnm. La pendiente del terreno varía entre los 0,009 y 0,04 m/m (0,5 y 2,3°) con un promedio de 0,02 m/m (1,1°). En esta facies se desarrolla una planicie de inundación con 3 brazos principales, siendo el más occidental el de mayor volumen y extensión.

El brazo central presenta espesores entre 0,9 y 1,3 m en el cauce del río Tepú (Figura 24), el que disminuye a 0,4 – 0,5 m en el brazo más oriental. Los depósitos se presentan macizos, sin estructuras, aunque localmente presenta un nivel basal de 5 cm (alfombra de cizalle, Le Roux et al., 2006), de espesor con ausencia de material mayor a 1 cm de diámetro. En el punto CAA-17 se encontraron restos de troncos carbonizados solo en la parte exterior de éstos (Figuras 25 y 26).

En el río Tepú, los depósitos presentan bloques de hasta 40 cm de diámetro y la concentración de bloques mayores a 5 cm es de 40 – 50% en volumen, subangulosos a subredondeados, inmersos en una estructura matriz soportada. En el brazo oriental, se observa una ausencia de bloques mayores a 6 cm de diámetro, sin embargo la presencia de bloques en el rango 1 – 6 cm es muy alta (> 50% en volumen, Figura 25) siendo éstos muy angulosos, formando un depósito clasto soportado. La matriz está conformada por ceniza fina de composición similar a la de la facies proximal. La cantidad y volumen de bloques tipo F es menor que en la facies proximal, alcanzando un valor máximo de 2 m^3. La composición de los depósitos es variable, siendo monolitológica en los brazos orientales, similar a la facies proximal, mientras que en el cauce del río Tepú, hay mayor proporción de sedimentos fluviales incorporados.



Figura 24. Depósito macizo, de 1,3 m de espesor, con abundantes bloques subredondeados mayores a 5 cm de diámetro en el río Tepú



Figura 25. Depósito de 40 cm de espesor macizo con abundantes bloques en el rango 1 -5 cm de diámetro, angulosos, formando un depósito clasto-soportado.



Figura 26. Detalle de la foto anterior. Se observa en la parte central los restos de un tronco pequeño semicarbonizado.

La subfacies lateral está formada por depósitos entre los 40 y 80 cm de espesor.

En esta subfacies aparece una mayor proporción de estructuras sedimentarias, notándose laminación paralela, con láminas de 2 – 4 cm de espesor (Figura 27), y lentes con distinta granulometría que poseen un espesor de hasta 10 cm y una extensión horizontal de hasta 30 cm. También se observa, en algunos sectores, una incipiente gradación inversa de base a techo, aunque los depósitos pueden aparecer macizos (Figura 28).

En esta subfacies es donde mejor se aprecia características típicas de un flujo caliente, como bloques con disyunción prismática, que alcanzan diámetros de hasta 20 cm, así como restos de troncos y ramas semi-carbonizadas en su parte más exterior.

Los bloques inmersos en los depósitos pueden alcanzar hasta 15 cm de diámetro, aunque los bloques mayores a 5 cm no superan el 1-3% en volumen, con una textura matriz soportada. La matriz está constituida por ceniza fina, angulosa, con fragmentos andesíticos y cristales de plagioclasa, piroxeno y, ocasionalmente, anfíbola.

Los bloques tipo F son más escasos que en la facies central, correspondiendo a bloques andesíticos subredondeados, los que alcanzan volúmenes de hasta 0,5 m^3.

La subfacies de inundación presenta espesores que alcanzan hasta 30 cm, con incipiente gradación normal (Figura 29), bloques de hasta 5 cm de diámetro y bloques tipo F que pueden alcanzar los 4,5 m^3, siendo la matriz de similares características a las subfacies anteriores.



Figura 27. Depósito de la facies lateral. Se observa laminación paralela de régimen alto, dada por niveles con diferente granulometría.



Figura 28. Depósito de la subfacies lateral, esencialmente macizo. Se aprecia en el tercio superior un fino nivel de paleosuelo de color ocre (línea punteada) que separa al nivel de la erupción de 1961 de los depósitos anteriores.

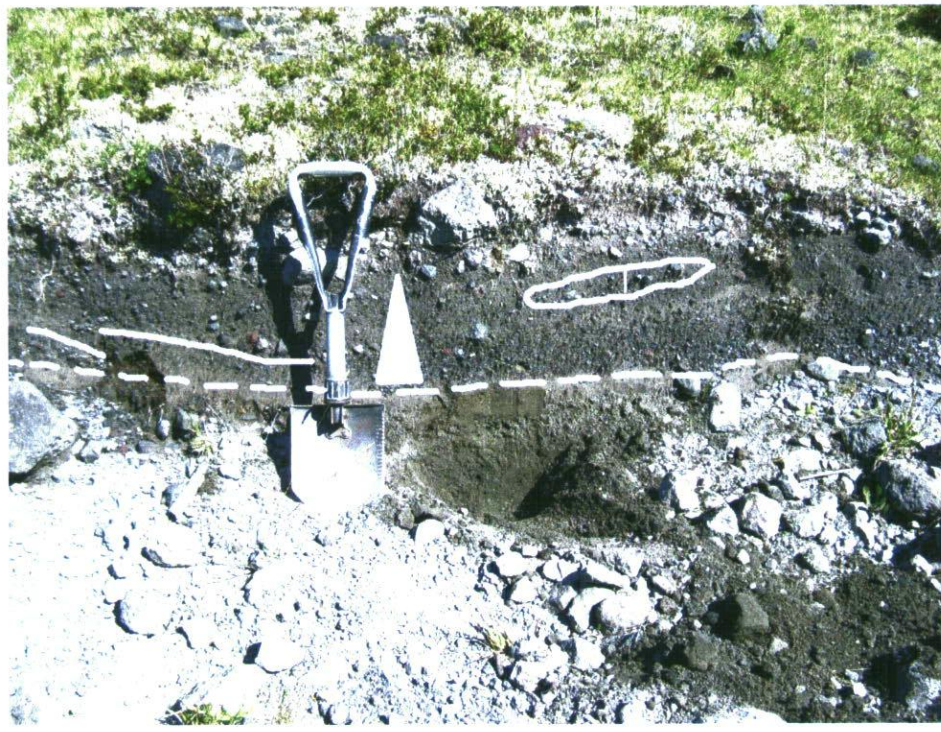


Figura 29. Nivel correspondiente a la subfacies de inundación. Se observa una tenue gradación normal de base a techo, una fina laminación en algunos sectores y lentes de granulometría distinta.

3.2.4 Granulometría

Se realizó un total de 22 análisis granulométricos a partir de muestras de la matriz. En el anexo 2 se encuentra la totalidad de los análisis. En la Figura 30 se graficó la relación entre la media y la desviación estándar. En la facies proximal y distal central se aprecia que la selección es muy mala (valores entre 2,5 y 4 en la escala phi) y que la media tiene valores entre -3,5 y -1 phi. Por otra parte, para las muestras correspondientes a las facies distal lateral y de inundación, se aprecia una mejor selección (valores entre 1,5 y 3 phi) y una disminución en la media, con valores entre -1 y 2 phi.
En la figura 31 se graficó el contenido de finos (limo + arcilla)/(arena + limo + arcilla) versus la distancia, notándose una disminución de los valores máximos al aumentar la distancia.

En la Figura 32 se aprecian los histogramas de los resultados obtenidos para algunas muestras representativas. Una de las características más notorias es la bimodalidad que se observa en gran parte de las muestras (muestras CAA-2, CAA-6, CAA-11, CAA-13, Anexo 2). Las 2 modas principales se encuentran en los intervalos [-4, -2 phi] y [2, 4 phi]. El primer intervalo puede llegar a contener cerca del 50% en peso de la muestra, como para la muestra CAA-6. El segundo intervalo está subordinado al primero y puede alcanzar a contener cerca del 20% en peso. Otras tendencias que se observan son: distribución unimodal (CAA-10B, CAA-15B, Anexo 2) y una distribución irregular, sin máximos definidos. Otra característica notable es la gran proporción de finos (limo + arcilla) que poseen las muestras, pudiendo alcanzar hasta cerca del 15% en peso de la matriz.

En las Figuras 33 y 34 se graficó el volumen de los bloques tipo I y F en función de la distancia. En ambos gráficos se observa que la tendencia general es la disminución del volumen con la distancia. Sin embargo la

escasa cantidad de datos disponibles impide establecer tendencias más concluyentes para los depósitos laháricos del río Tepú.

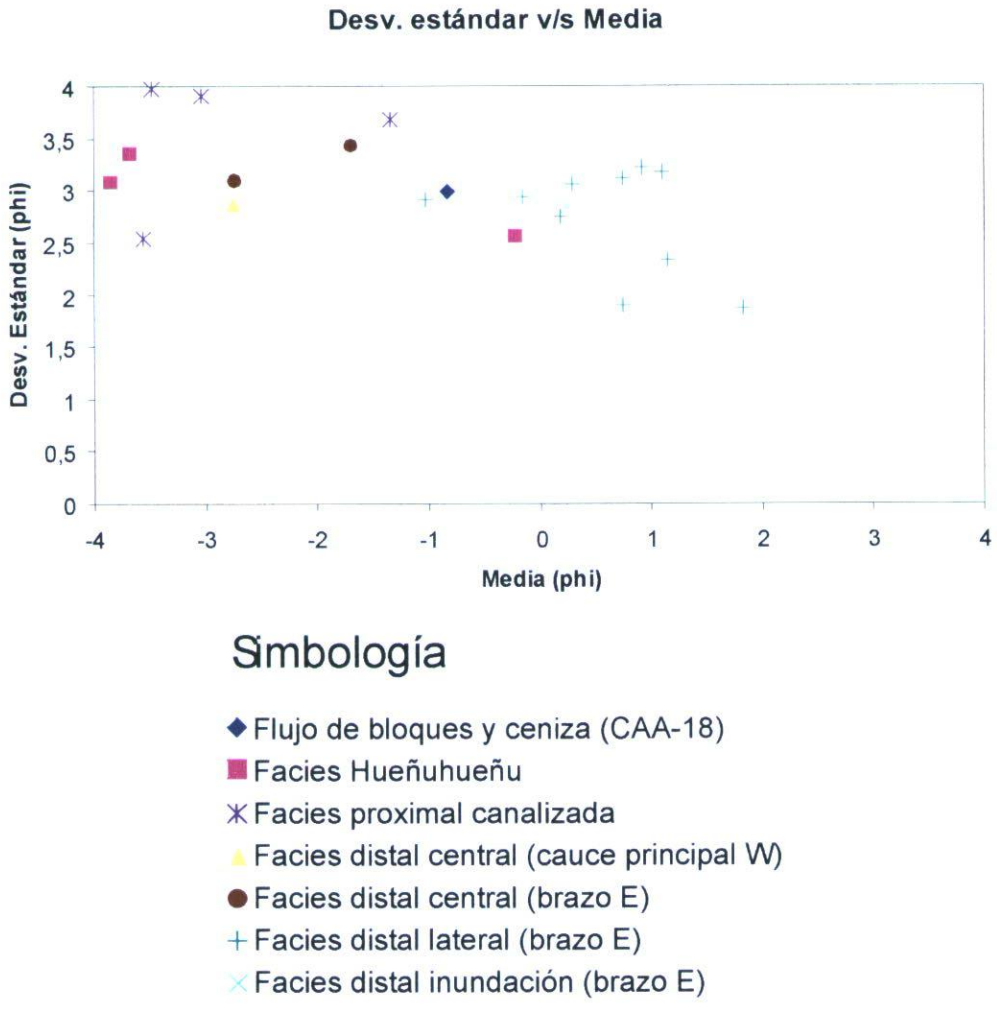


Figura 30. Parámetros de Inman (1952) para las muestras del río Tepú.

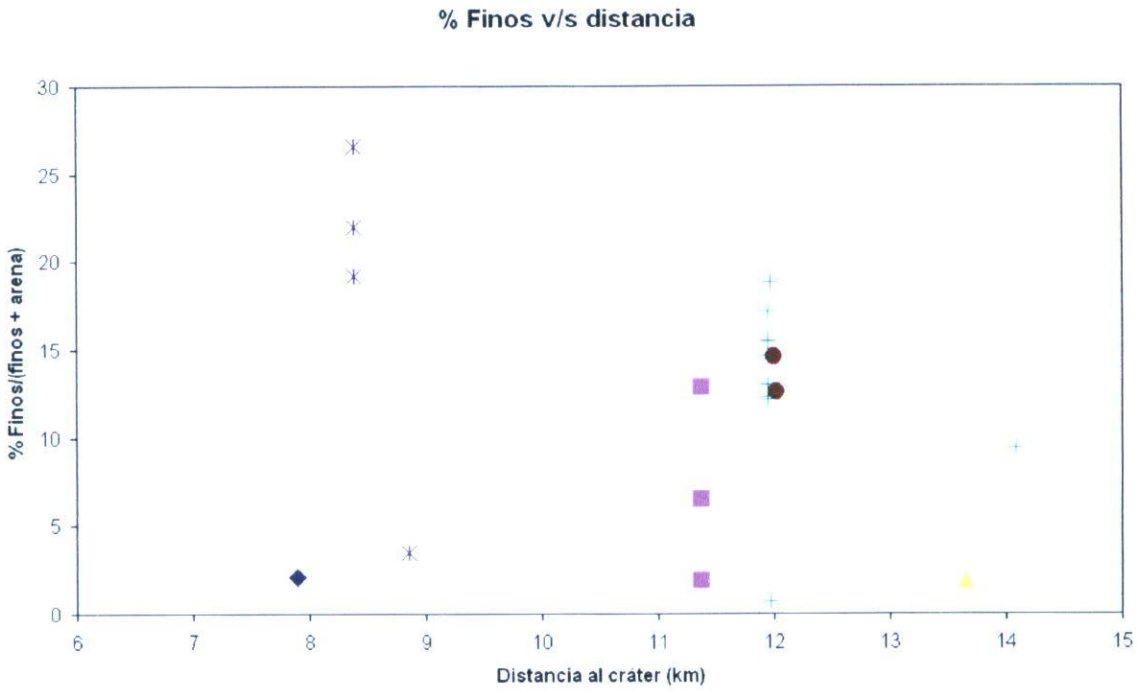


Figura 31. Porcentaje en peso de finos en relación a (finos + arena) para las muestras del río Tepú (misma simbología anterior).

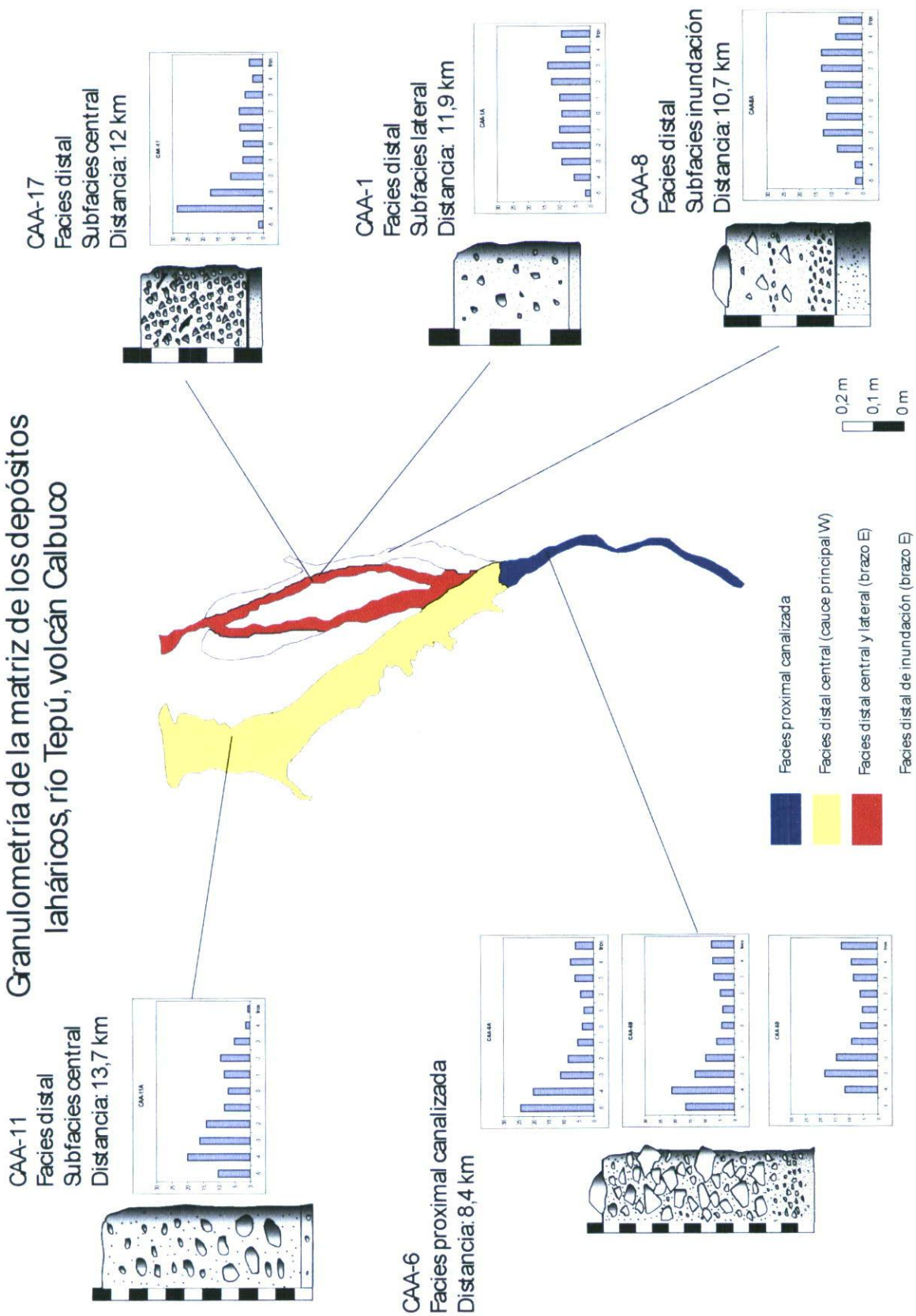


Figura 32. Histograma de frecuencia para muestras representativas de los depósitos laháricos del río Tepú.

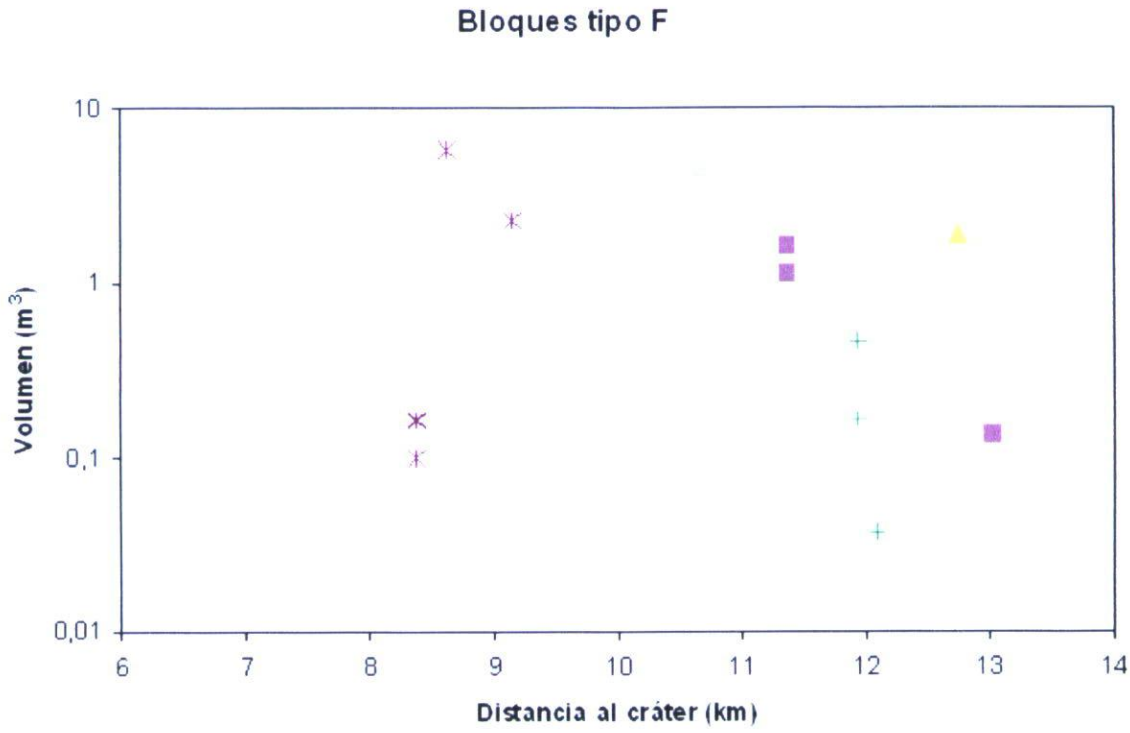


Figura 33. Volumen de bloques tipo F en función de la distancia (Simbología de figura 30).

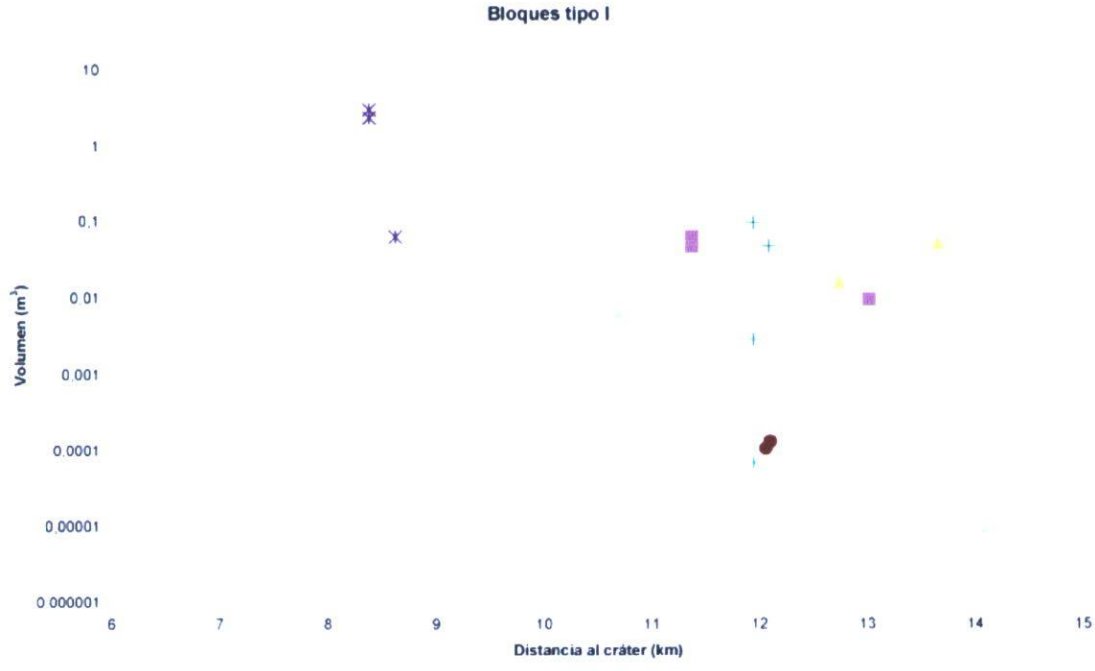


Figura 34. Volumen de bloques tipo I en función de la distancia (Simbología de figura 30).

3.2.5 Análisis SEM

En el volcán Calbuco se analizaron 6 muestras (Figuras 35 a 37), de las cuales una (CAA-18) corresponde a un depósito de flujo de bloques y ceniza. En todas las muestras, se aprecia una uniformidad bastante alta en los tipos de fragmentos presentes, que corresponden a clastos de composición andesítica y cristales, principalmente de plagioclasa y piroxeno. También se aprecia una uniformidad en la vesicularidad, cristalinidad, rugosidad y redondeamiento de todas las muestras. La vesicularidad es intermedia con un rango entre 30 a 60% en volumen en la superficie, con vesículas esféricas a ovaladas. La rugosidad tiende a ser baja, al igual que la cristalinidad. Por otra parte, los bordes de los fragmentos tienden a ser subangulosos.

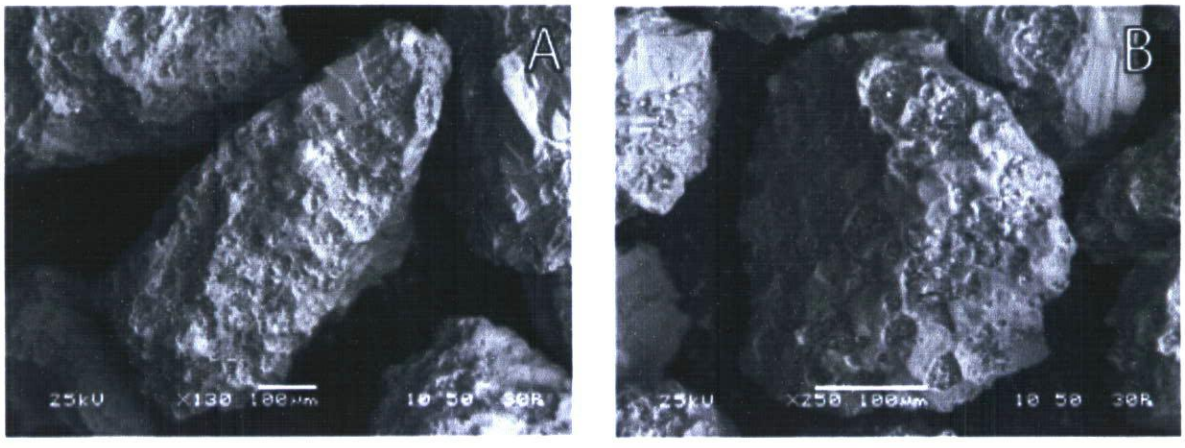


Figura 35. a) Fragmento de la muestra CAA-6, subanguloso, con alto contenido de vesículas, rellenas de material fino y una superficie lisa. **b)** Fragmento de la muestra CAA-6, subanguloso a subredondeado, con alto contenido de vesículas, rellenas de material fino y una superficie lisa.

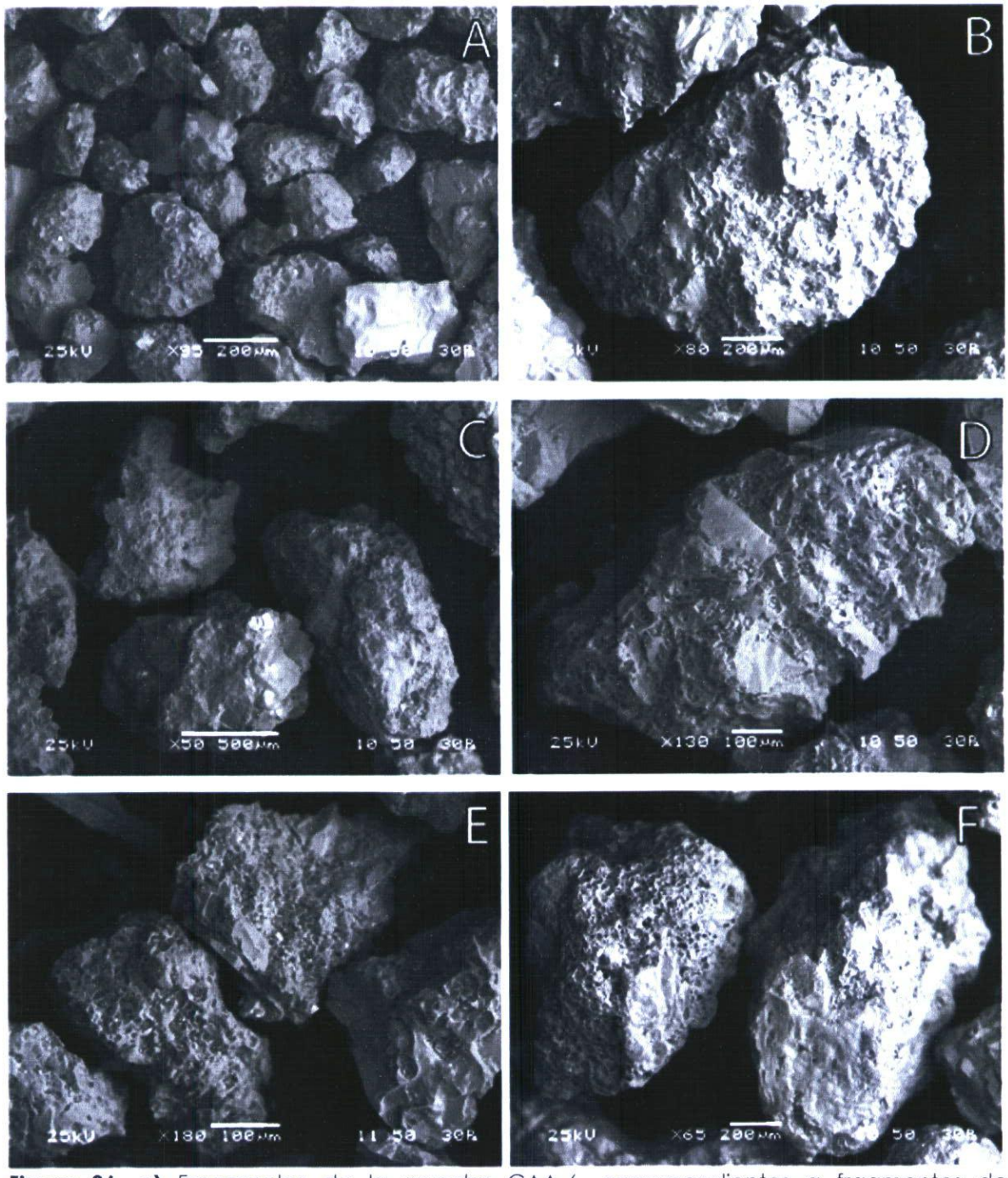


Figura 36. a) Fragmentos de la muestra CAA-6, correspondientes a fragmentos de composición andesítica y cristales. Se observa una gran uniformidad en las características de los fragmentos. **b)** Fragmento de la muestra CAA-6, subanguloso, con alto contenido de vesículas esféricas. **c)** Fragmentos de la muestra CAA-17, subanguloso, con bajo contenido de vesículas y una superficie más rugosa que las muestras anteriores. **d)** Fragmento de la muestra CAA-17, subanguloso, con alto contenido de vesículas, rellenas de material fino y una superficie lisa. **e)** Fragmentos de la muestra CAA-17, subangulosos, con contenido y tamaño variable de vesículas, rellenas de material fino y una superficie lisa. **f)** Fragmentos de la muestra CAA-11, se observa un contraste en el contenido de vesículas y redondeamiento.

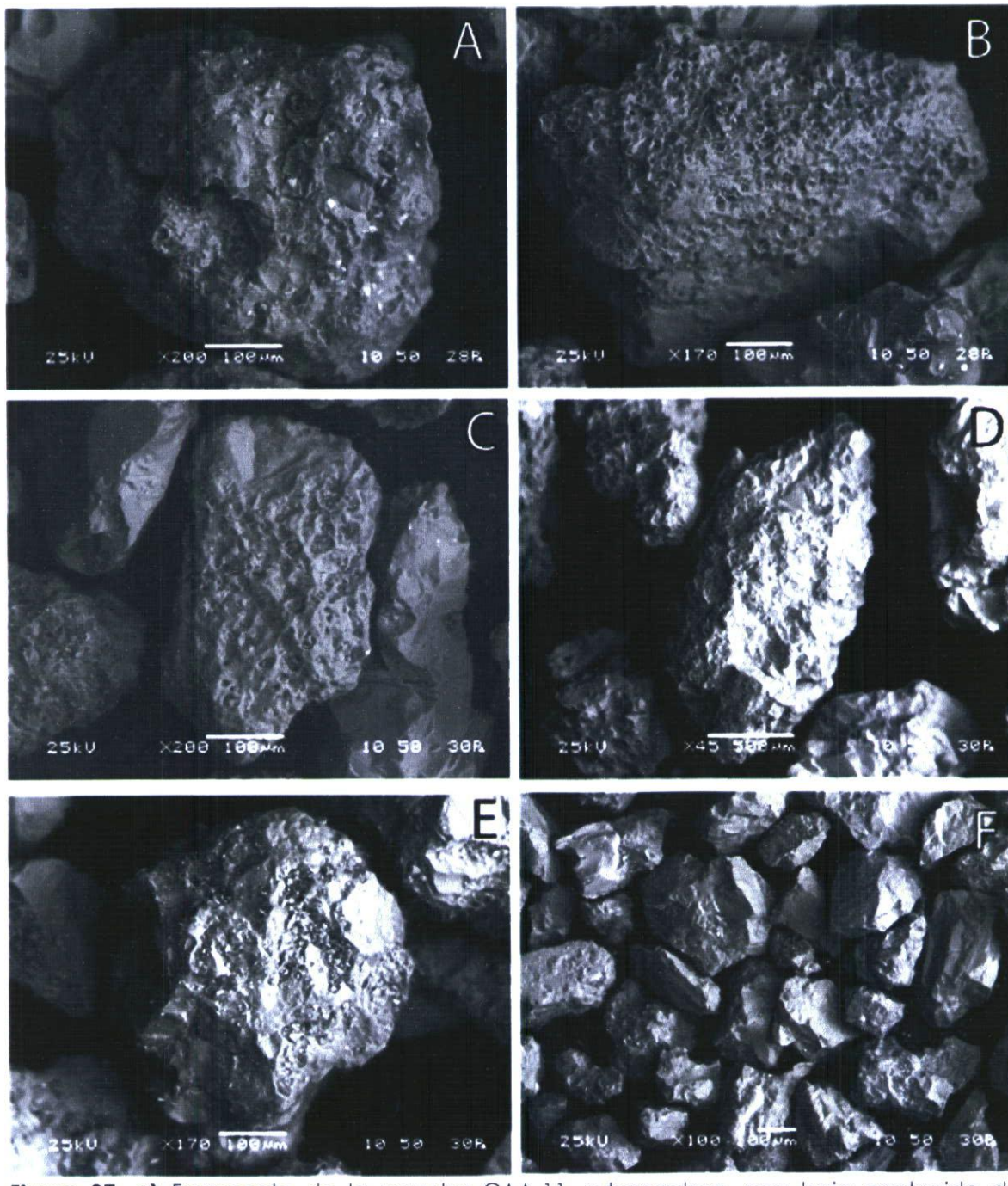


Figura 37. a) Fragmento de la muestra CAA-11, subanguloso, con bajo contenido de vesículas, y una superficie cristalina y rugosa. **b)** Fragmento de la muestra CAA-11, subanguloso, con alto contenido de vesículas, sin relleno de material fino y una superficie lisa. **c)** Fragmento de la muestra CAA-11, subanguloso, con alto contenido de vesículas, sin relleno de material fino y una superficie lisa, se observa una fractura que corta al fragmento por la mitad. **d)** Fragmento de la muestra CAA-18, subanguloso, con bajo contenido de vesículas, escaso material fino adherido y una superficie rugosa. **e)** Fragmento de la muestra CAA-18, subanguloso, con bajo contenido de vesículas, rellenas de material fino adherido. **f)** Fragmentos de la muestra CAA-18, se observa gran uniformidad en la forma, rugosidad, angularidad y contenido de vesiculas.

3.2.6 Resumen de las características de los depósitos

Los depósitos laháricos generados durante la erupción de 1961 del volcán Calbuco en el río Tepú tienen un volumen cercano a los 5 x 10^6 m^3 y alcanzan espesores de hasta 2 m, con frentes abruptos en la facies proximal. Habitualmente son macizos, aunque en las facies distales aparecen algunas estructuras sedimentarias, como estratificación paralela. La textura en la facies proximal y distal central es clasto – soportada, mientras que para las facies distal lateral es matriz - soportada. La matriz de los depósitos posee una alta proporción de material fino (limo + arcilla). La distribución granulométrica de la matriz es habitualmente bimodal y ocasionalmente unimodal o irregular, mientras que el volumen estimado de los bloques tipo F e I tiende a disminuir con la distancia. Los análisis SEM muestran una uniformidad alta para el tipo de clastos presentes en la matriz, así como sus características como rugosidad, redondeamiento, vesicularidad y cristalinidad. En el Capítulo 5 se analizan los posibles mecanismos de generación, transporte y depositación que dieron origen a los depósitos estudiados.

3.3 Volcán Villarrica

3.3.1 Introducción

Los depósitos laháricos estudiados en el volcán Villarrica corresponden a los generados durante la erupción de 1971 en los cauces del río Voipir y estero Chaillupén – estero Seco, ambos en el flanco oeste del volcán.

El río Voipir nace en el flanco oeste del volcán Villarrica y constituye uno de los afluentes del río Toltén, al cual desemboca a pocos kilómetros al oeste de la ciudad de Villarrica. El río Voipir está constituido por un canal central principal con baja sinuosidad. (Figura 38). Los depósitos se presentan de forma canalizada en las facies proximales, y como depósitos de inundación en las facies intermedia y distal.

Los cauces de los esteros Chaillupén y Seco, por otra parte, se ubican en el flanco suroeste del volcán Villarrica. Ambos se caracterizan por presentar gran sinuosidad, debido a la presencia de diversos obstáculos topográficos, una pendiente irregular y pronunciada, y una alternancia de zonas canalizadas y de inundación (Figura 38).

El estero Seco desemboca en el estero Chaillupén, unos 2,5 km antes que este último desemboque a su vez, en el lago Calafquén, a 20 km del cráter principal. Entre estos cauces principales existe una serie de cauces secundarios, los cuales se entrelazan numerosas veces para finalmente desembocar en alguno de los principales.

En las siguientes secciones, se presenta un resumen de las principales características de los depósitos laháricos en ambos sistemas, de acuerdo a los trabajos de Castruccio (2005), Castruccio et al., (2005) y Castruccio y Clavero (2006).

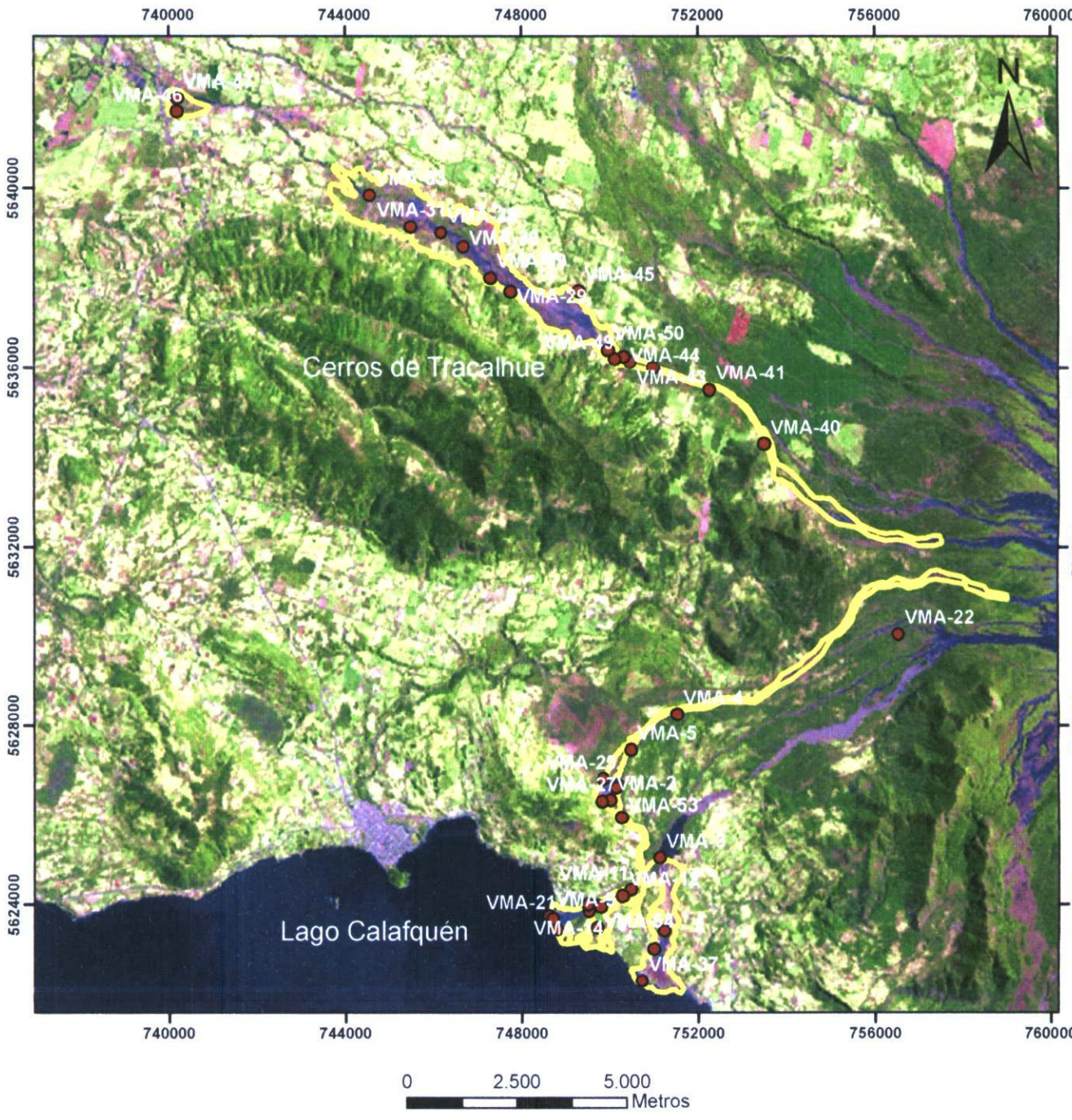


Figura 38. Imagen satelital del flanco W del volcán Villarrica, georeferenciada en coordenadas UTM, datum Sudamericano de 1956, zona 19S. Se indica en líneas de color amarillo, la extensión de los depósitos laháricos de la erupción de 1971 en el río Voipir y Estero Chaillupén – Estero Seco. Se indica también la localización de los puntos de observación realizados durante las campañas de terreno realizadas por Castruccio (2005).

3.3.2 Río Voipir

3.3.2.1 Generalidades

Los depósitos laháricos de la erupción de 1971 en el río Voipir poseen una gran variedad de espesores y estructuras sedimentarias. Con el fin de comprender mejor las variaciones que se presentan y de acuerdo a su ubicación se ha dividido la zona de estudio en tres facies: Facies proximal, Facies intermedia (con subfacies central y lateral) y Facies distal.

La estratigrafía de los depósitos laháricos del río Voipir es en general bastante similar a la del estero Chaillupén – estero Seco, con depósitos laháricos antiguos subyaciendo a los depósitos de la erupción de 1971 y siendo el techo de éstos la superficie de erosión actual.

En las Figuras 39 y 40 se aprecian perfiles de elevación y pendiente para el cauce del río Voipir. En ellos se indican que los depósitos aparecen a una altitud aproximada de 800 m y una pendiente aproximada de 5°.

3.3.2.2 Volumen de los depósitos

El método utilizado para calcular el volumen fue el mismo que el utilizado para los depósitos del río Tepú, en el volcán Calbuco, obteniéndose un volumen total aproximado de 10^7 m^3, destacando en este caso que todos los depósitos son sub – aéreos.

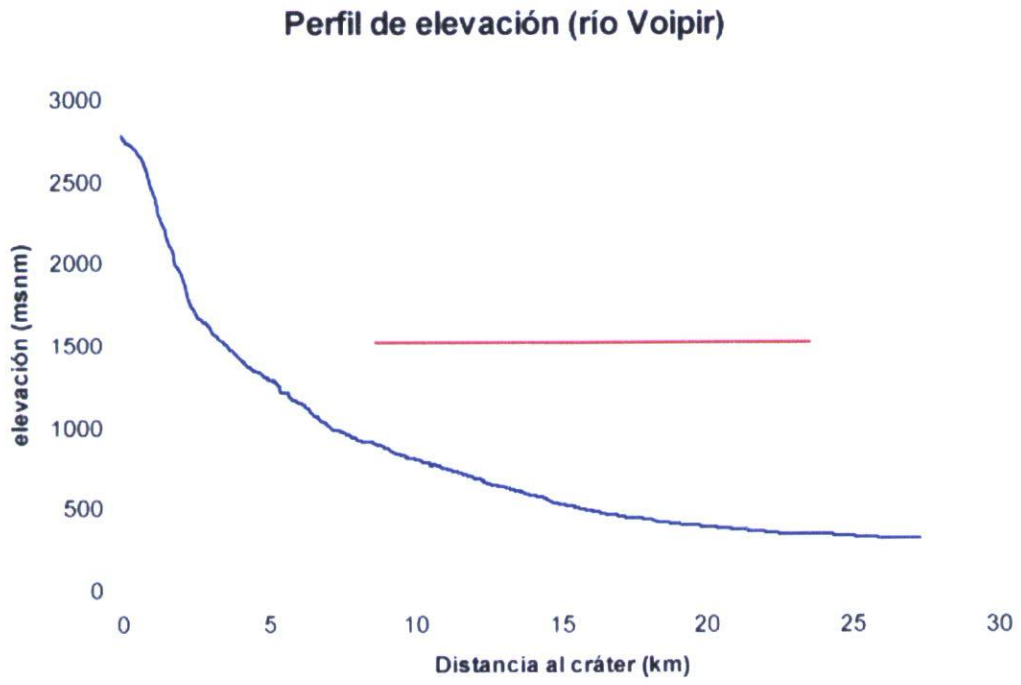


Figura 39. Perfil de elevación del río Voipir, desde la cima del volcán hasta la desembocadura en el lago Llanquihue. Se indica en rojo la extensión de los depósitos laháricos.

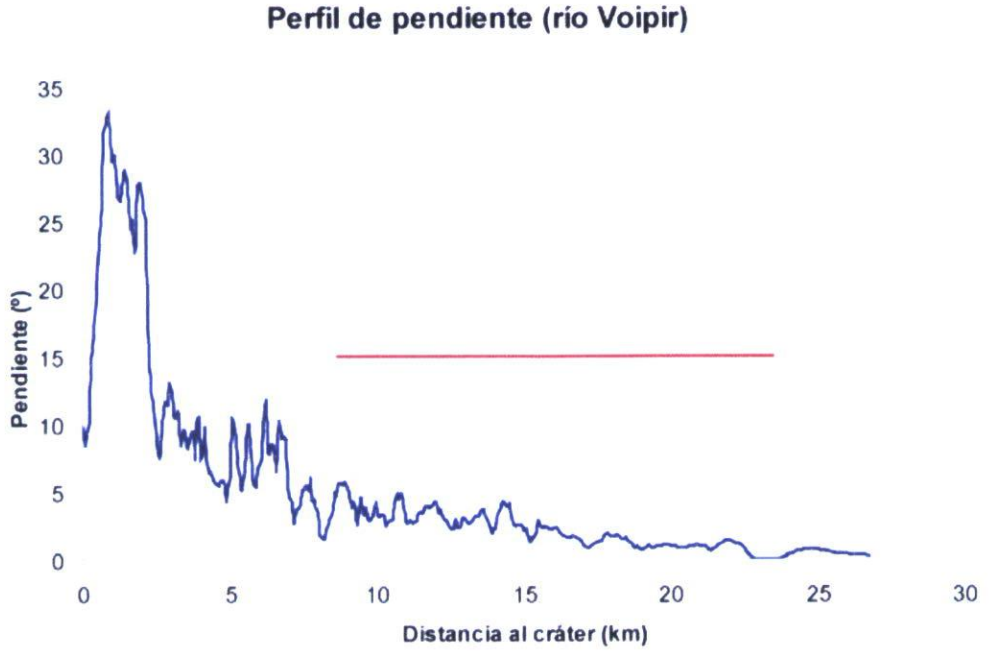


Figura 40. Perfil de pendiente del río Voipir, indicando la extensión de los depósitos laháricos.

3.3.2.3 Petrografía macroscópica

Facies proximal

Los depósitos se presentan entre 10 y 15 km de distancia del cráter actual del volcán Villarrica, a una altura entre los 500 m y 725 m sobre el nivel del mar. La pendiente del terreno es variable entre 0,014 y 0,202 m/m, el promedio es de 0,070 m/m (4,017°).

En este sector, los depósitos se encuentran canalizados dentro de un cauce de 30 a 50 m de ancho, con paredes de hasta 30 m de alto y es esencialmente recto, con curvas muy suaves.

Los depósitos no se presentan de manera continua, sino que aparecen como remanentes aislados, ya que indudablemente han sufrido la erosión debido a la acción fluvial posterior. Los depósitos poseen espesores de entre 50 y 170 cm, pudiéndose presentar hasta 3 subniveles (Figura 41). Los depósitos son macizos con una ocasional imbricación de clastos muy incipiente. En ocasiones se presenta un nivel basal de 10 a 15 cm, con ausencia de clastos mayores a 4-5 cm. Los depósitos contienen un 50-60% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm, los cuales son fragmentos de lavas andesítico-basálticas, subalargados y angulosos a subangulosos con tamaños de hasta 60 cm de diámetro o 0,14 m^3 en volumen, inmersos en una matriz de arena gruesa de composición similar. En el techo de los depósitos es común la presencia de bloques tipo F los que alcanzan volúmenes de hasta 1,46 m^3.

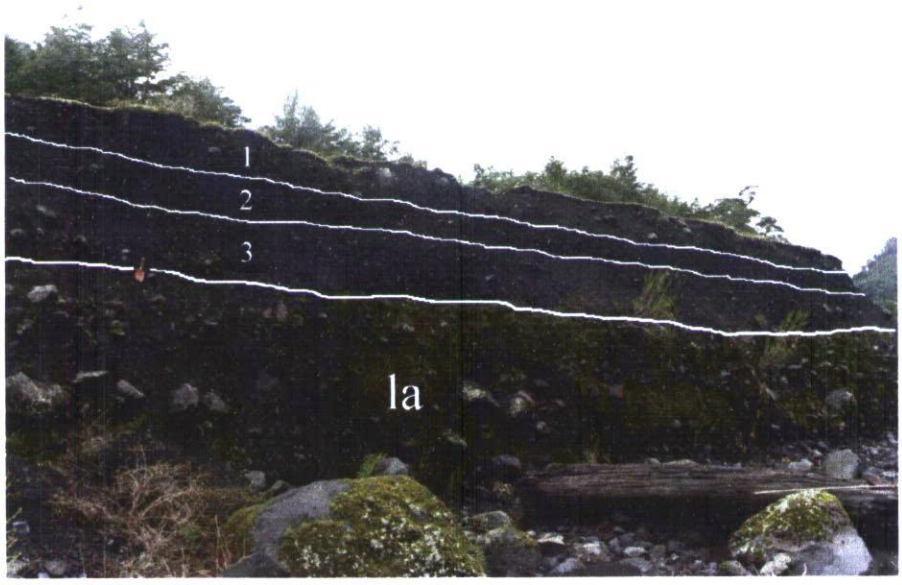


Figura 41. Depósito de la facies proximal canalizada en que se observan 3 subniveles. En la parte inferior un depósito lahárico antiguo, probablemente correspondiente al lahar de 1948.

Facies intermedia

Los depósitos se presentan entre 15 y 22 km de distancia al cráter, con una altura variable entre 330 m y 500 m sobre el nivel del mar. La pendiente del terreno es variable entre 0 y 0,122 m/m con un promedio de 0,028 m/m (1,5°).

En este sector el flujo perdió su confinamiento, produciéndose una amplia zona de inundación de aproximadamente 6 km de largo, con un ancho máximo de 1 km. Esta zona de inundación se presenta de manera recta, sin curvas y limitada en el sur por los cerros de Tracalhue.

La zona central se caracteriza por presentar espesores de depósito de 60 a 120 cm, tanto macizos como con gradación inversa con un 40 a 60% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm. Los clastos se presentan subangulosos a subredondeados y subalargados. La matriz está compuesta por arena gruesa a muy gruesa de composición andesítico-basáltica.

A medida que el depósito se aleja de la zona central, los afloramientos se presentan con espesores de 60-90 cm; el tamaño de grano disminuye (<10% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm) y aparecen con mejor desarrollo estructuras sedimentarias como laminación paralela y lentes de distinta granulometría. Cabe destacar que los cambios laterales que ocurren pueden producirse en un espacio muy reducido, como sucede en el punto VMA-38B que se encuentra a sólo 14 m del punto VMA-38, notándose una drástica disminución del tamaño del grano y un aumento de las estructuras sedimentarias, tal como se observa en las Figuras 42 y 43.



Figura 42. Punto VMA-38, se observa una gradación inversa hacia el techo del depósito con bloques de gran tamaño (de hasta 0,27 cm^3)



Figura 43. Depósito de transición, a 9 m del punto anterior. Se observa la disminución brusca del tamaño del grano y la presencia de una fina laminación paralela (lp), lentes (l) y un nivel superior de granulometría más gruesa.

En algunos sectores el depósito sobrepasa las paredes que contienen al depósito principal. Se caracteriza por tener espesores de 40 a 50 cm, con menos de un 10% de clastos mayores a 6,4 cm, con una leve laminación paralela y algunas capas intercaladas de material fino (tamaño limo) de 1cm de espesor.

Los bloques tipo F alcanzan los mayores tamaños y abundancia en esta facies, pudiendo alcanzar un volumen de hasta 13 m^3 (Figura 44), siendo por lo general subredondeados y macizos, de composición andesítico – basáltica.

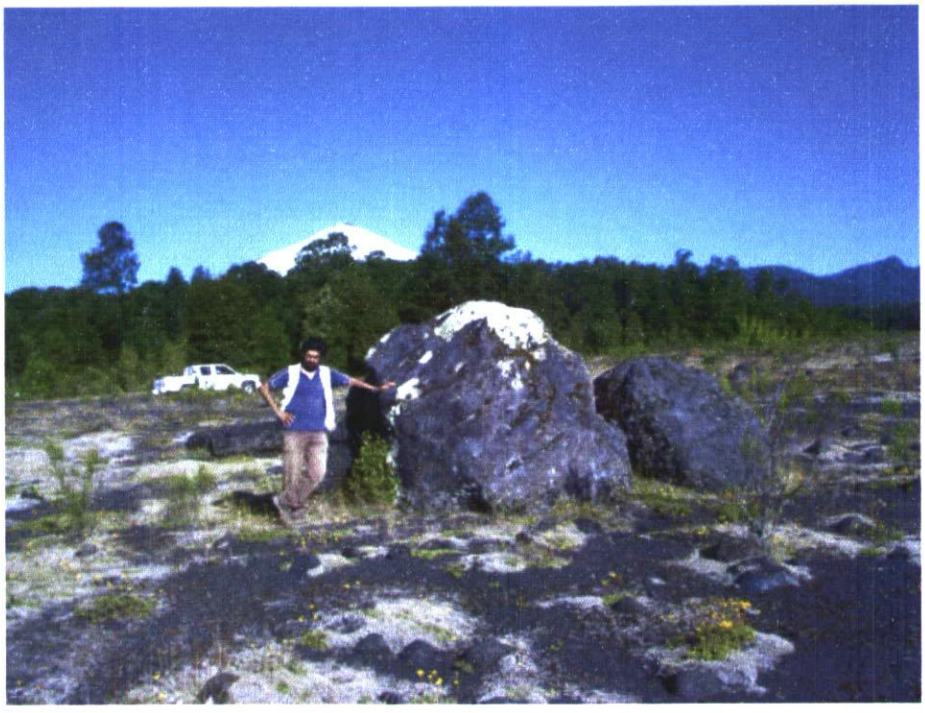


Figura 44. Bloque F de más de 13 m^3 en la facies intermedia central del río Voipir.

Facies Distal

Los depósitos se presentan más allá de los 22 km de distancia a la fuente, reconociéndose depósitos hasta cerca de los 25 km, a una altura entre los 295 m y 335 m sobre el nivel del mar, con una pendiente del terreno variable entre 0 y 0,162 m/m y un promedio de 0,025 m/m (1,409°).

En este sector el terreno es prácticamente plano, sin obstáculos ni elementos que confinen al flujo.

En esta facies los depósitos son muy escasos y aislados. Se presentan con espesores de 50 cm aproximadamente con una granulometría notablemente más fina con respecto a las facies anteriores (matriz de arena muy fina a fina), con clastos no mayores a 4 cm de diámetro y laminación paralela con niveles de distinta granulometría (Figura 45).

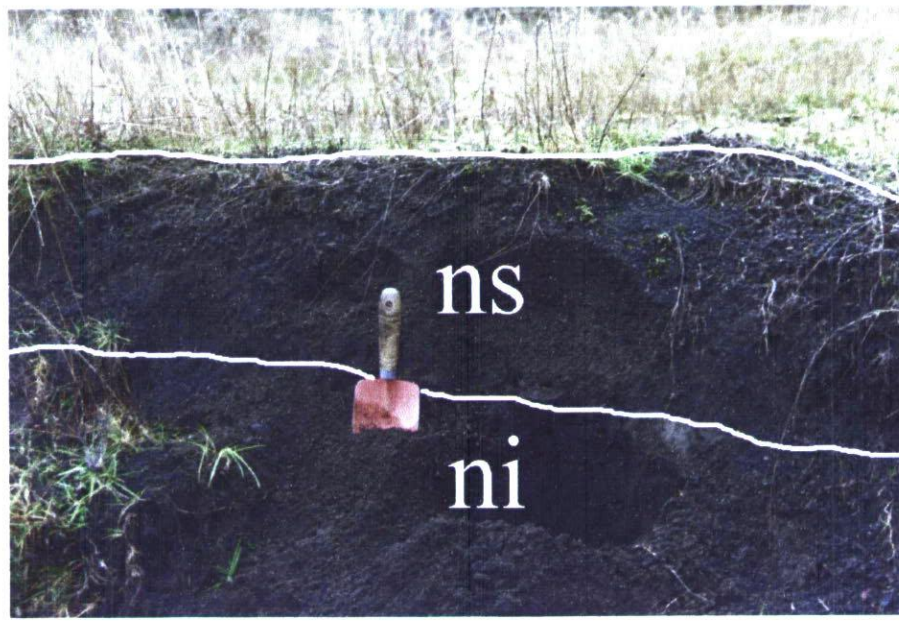


Figura 45. Depósito correspondiente a la facies distal, se observa un nivel superior de arena gruesa (ns) y un nivel inferior de arena media a fina (ni).

3.3.2.4 Granulometría

Se realizó un total de 30 análisis granulométricos a muestras de la matriz de los depósitos laháricos del río Voipir. En el anexo 2 se encuentra la totalidad de los análisis. En las Figuras 46 a 50 se graficaron los principales resultados obtenidos, observándose notables variaciones, tanto longitudinal y transversalmente, con respecto a la dirección del flujo.

En la Figura 46 se graficó los parámetros de Inman (1956), notándose que las muestras presentan una media en el rango de -2 a 3 en la escala phi y una desviación estándar entre 0,5 a 3. Se observa una clara tendencia a una disminución de la media hacia las facies más distales, así como un mejoramiento de la selección (valores más bajos de la desviación estándar).

En la Figura 47 se graficó el porcentaje de finos (limo + arcilla) en relación al total de arena + limo + arcilla versus la distancia a la fuente,

notándose un aumento de los valores máximos en las facies intermedias con respecto a las facies proximales, para luego disminuir en las facies distales.

En la figura 48 se graficó la distribución de tamaño para algunos puntos representativos. En general, las muestras presentan una distribución unimodal, con una moda entre -1 y 0 en la escala phi. Sin embargo en las facies distales, la selección mejora notablemente y la moda se encuentra en el rango 2 -3 en la escala phi. Ocasionalmente pueden ocurrir notables variaciones transversales, como en el punto VMA-38 donde en la facies lateral se produce una moda marcada en el rango 1 -2 phi. En las facies canalizada y central (muestras VMA-41 y VMA-45) es posible también apreciar una moda subordinada con valores en el rango -5 a -4.

En las Figuras 49 y 50 se graficaron las relaciones entre los volúmenes de los bloques tipo F e I para las diferentes facies. Para los bloques F, se aprecia un aumento del volumen máximo con la distancia, hasta alcanzar un valor máximo en los 18 km aproximadamente, para luego disminuir hacia las facies más distales. Los bloques tipo I, no presentan un comportamiento tan claro aunque se observa una leve tendencia a una disminución de los valores máximos con la distancia.

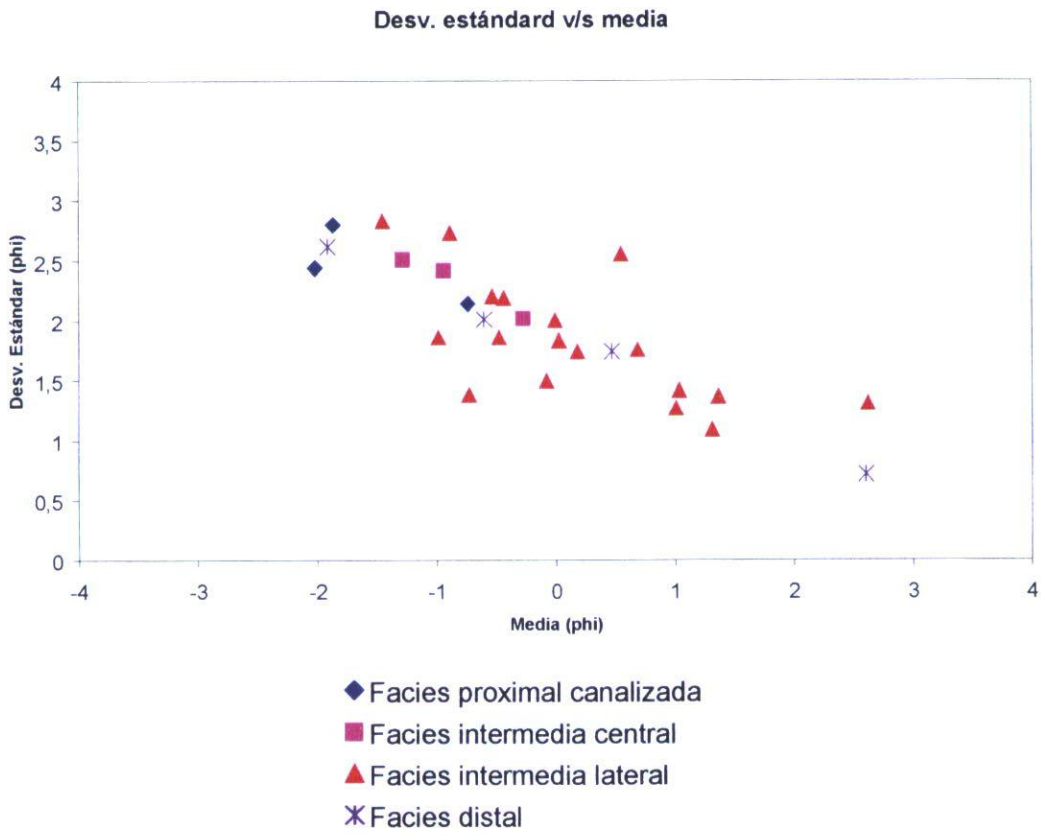


Figura 46. Parámetros de Inman (1952), para los depósitos del río Voipir

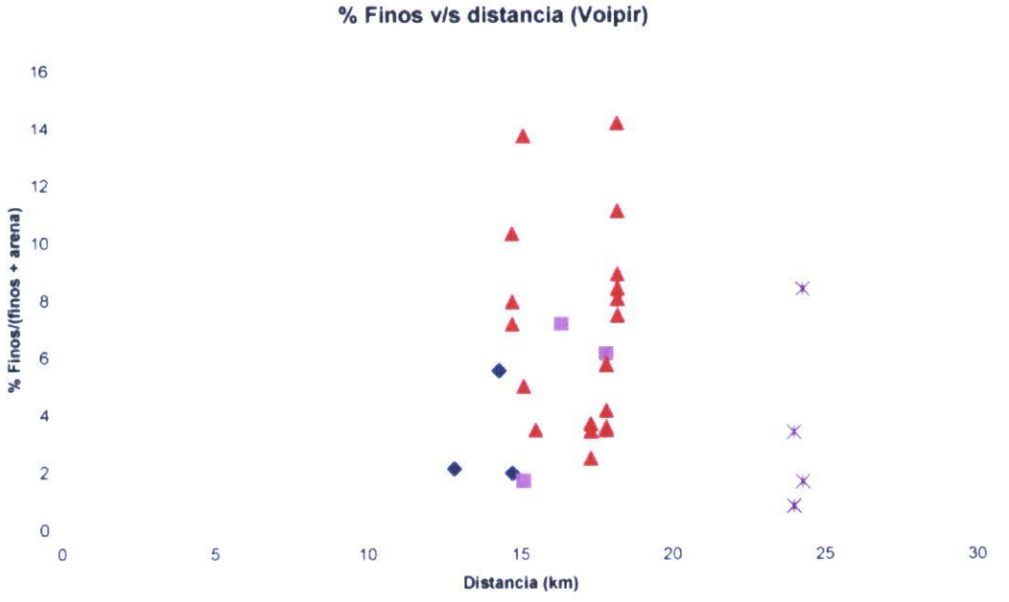


Figura 47. Porcentaje en peso de finos en relación a (finos + arena) para las muestras del río Voipir. Misma simbología que Figura 46.

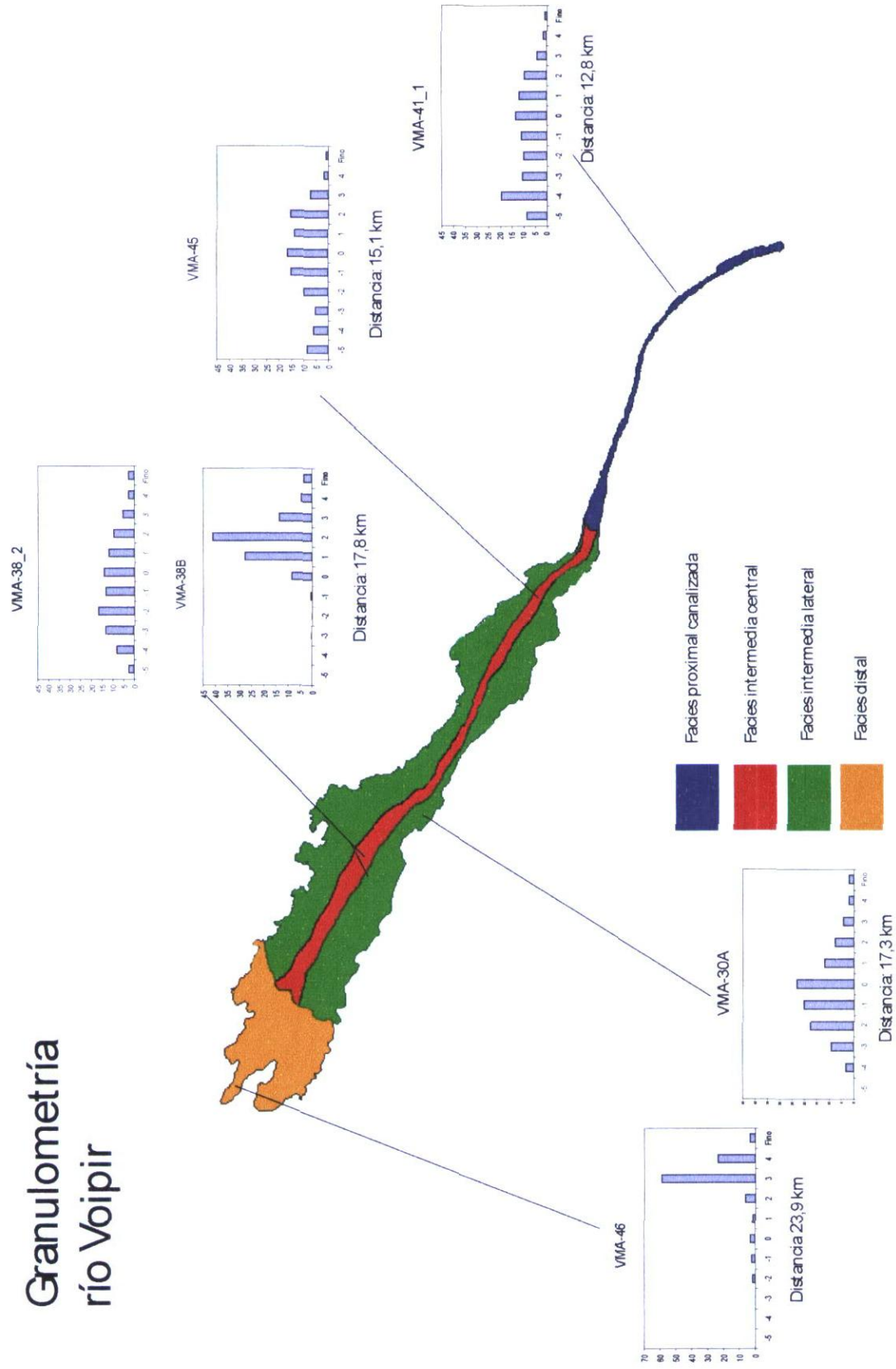


Figura 48. Distribución de tamaño para muestras representativas de los depósitos laháricos del río Voipir.

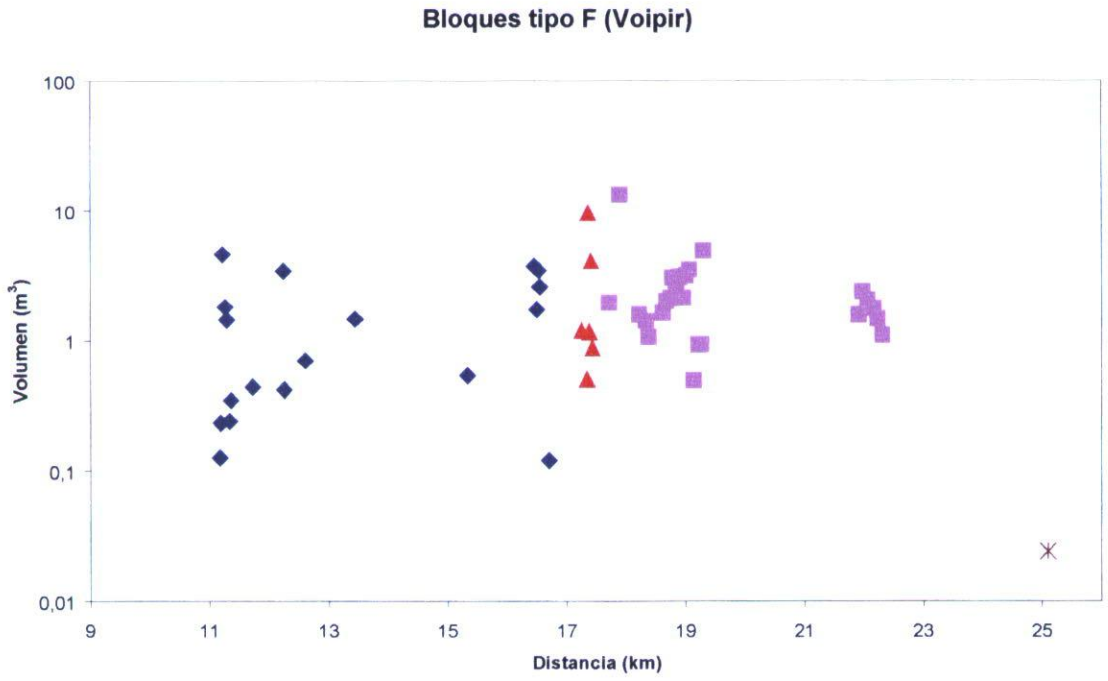


Figura 49. Volumen de bloques F versus distancia para los depósitos del río Voipir. Misma simbología que Figura 46.

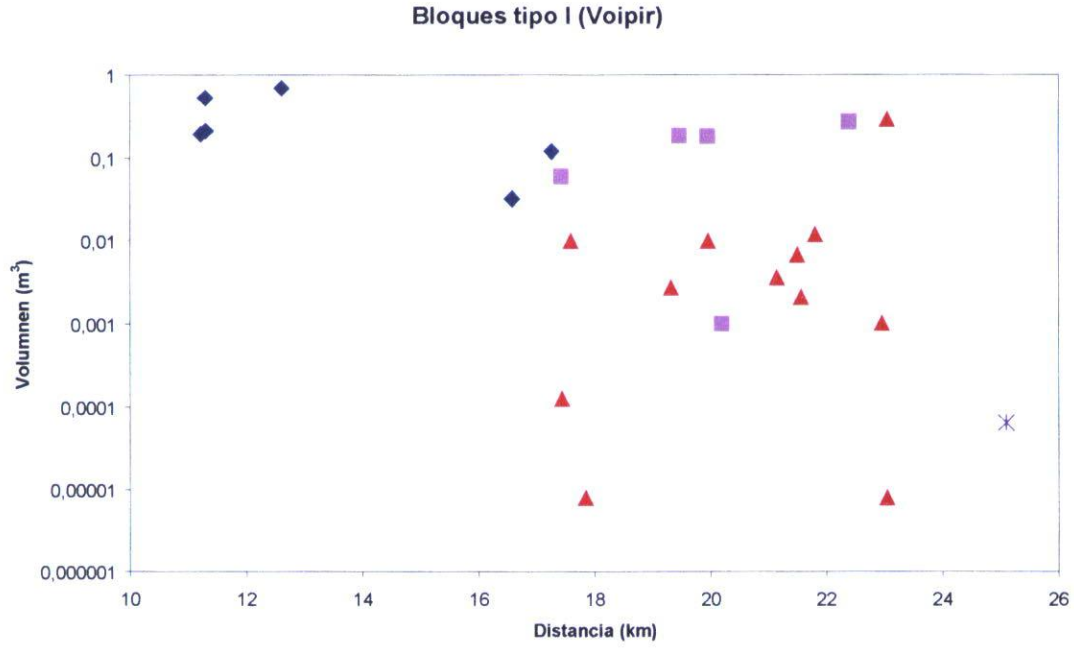


Figura 50. Volumen de bloques I versus distancia para los depósitos del río Voipir. Misma simbología que Figura 46.

3.3.2.5 Análisis SEM

Se analizaron 3 muestras del río Voipir, correspondientes a las facies proximal, intermedia y distal, en las fracciones 1 – 0,5 mm, 0,5 – 0,25 mm y 0,25 – 0,125 mm. En las facies proximales, se observa principalmente fragmentos de escoria y cristales libres. La escoria presente tiene distintos grados de vesicularidad y rugosidad como se observa en las Figuras 51 y 52, observándose fragmentos sin abrasión en su superficie, muy lisos, angulosos y con paredes gruesas entre vesículas. Por otra parte también existen fragmentos más rugosos y redondeados. Estas diferencias también se aprecian en la facies intermedia (VMA-38, Figura 52). Por otra parte en la facies distal (VMA-46, Figuras 52 y 53) se observa una variedad mucho mayor de los tipos de fragmentos, como por ejemplo fragmentos con minerales de arcilla (Figura 52 f), fragmentos con alto porcentaje de cristales (Figura 53 a) y distintos grados de rugosidad y redondeamiento (Figura 53).

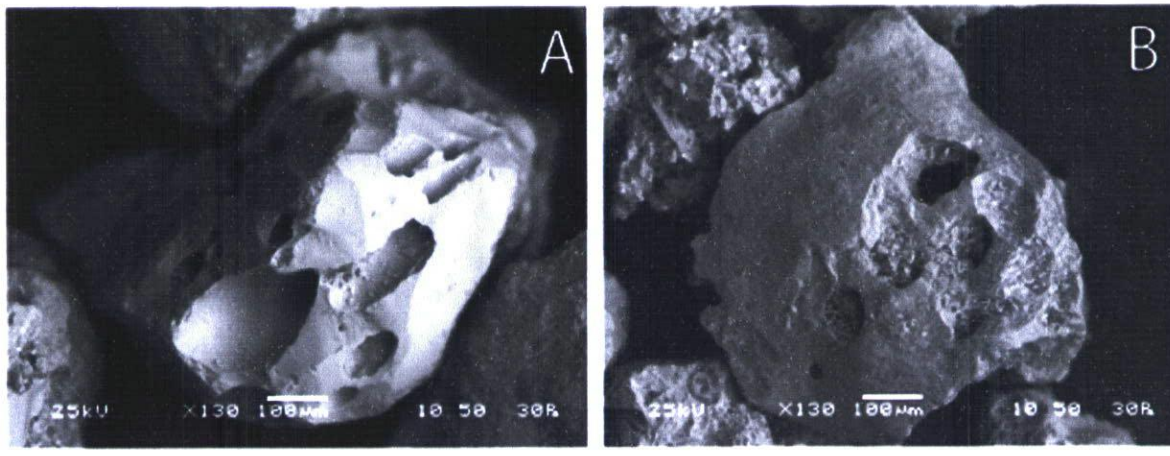


Figura 51. a) Fragmento de la muestra VMA-41. Se observan vesículas ovaladas y una superficie muy lisa, con bordes semi – angulosos. **b)** Fragmento de la muestra VMA-41. Se observan vesículas ovaladas a esféricas, concentradas en el sector derecho y una superficie rugosa, con bordes semi – redondeados.

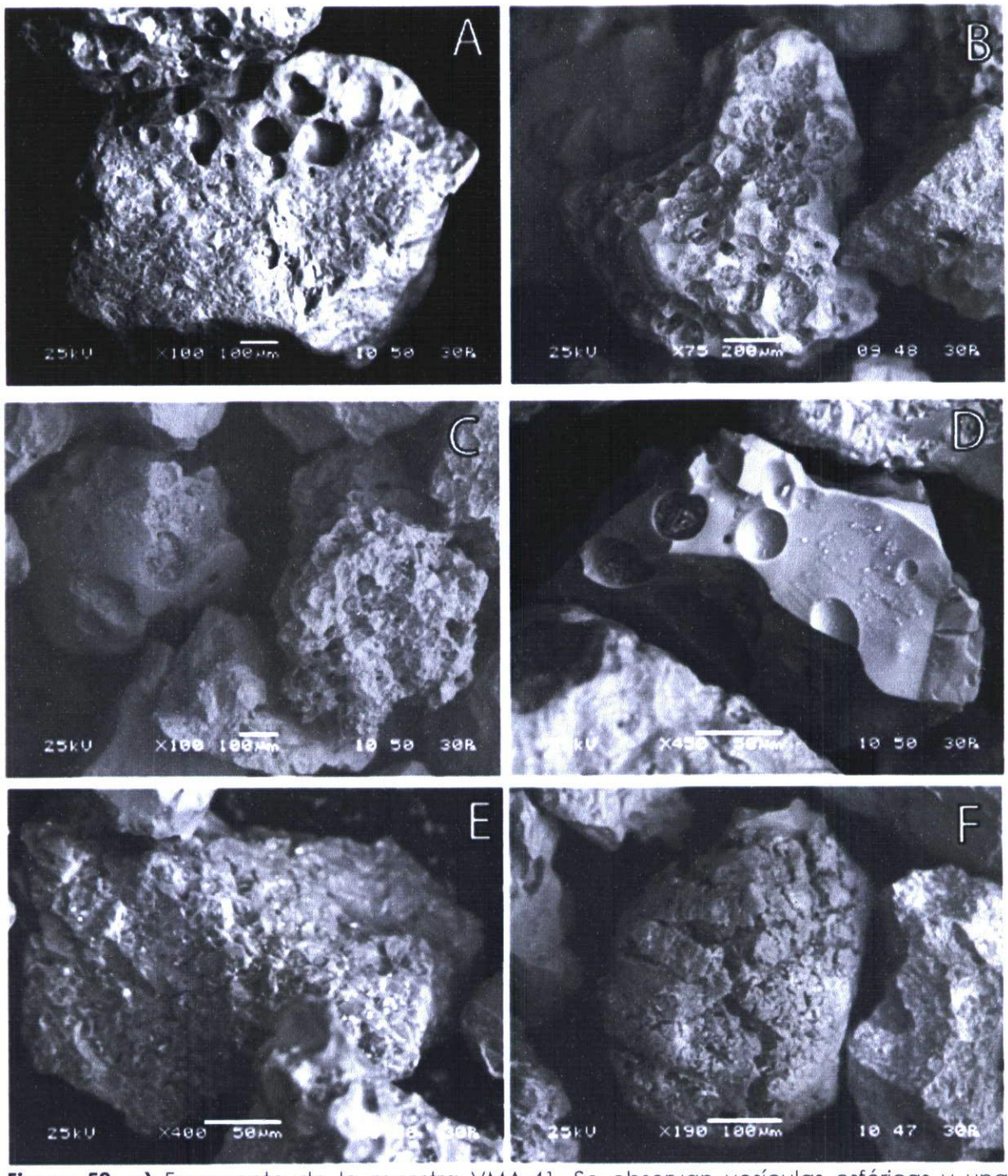


Figura 52. a) Fragmento de la muestra VMA-41. Se observan vesículas esféricas y una superficie rugosa, cristalina, con bordes redondeados. **b)** Fragmento de la muestra VMA-38. Se observan vesículas ovaladas a redondeadas, con paredes que las separan muy finas, con bordes semi – redondeados. **c)** Fragmento de la muestra VMA-38. Se observa el contraste entre partículas con distintos grados de vesicularidad y angulosidad de los bordes. **d)** Fragmento de la muestra VMA-38. Se una superficie muy lisa y con algunas fracturas rectas en la parte central. Las vesículas son esféricas y están bastante distanciadas entre sí. **e)** Fragmento de la muestra VMA-38. Se una superficie rugosa y cristalina, con escasas vesículas y bordes subredondeados. **f)** Fragmento de composición arcillosa, redondeado y con numerosas fracturas de la muestra VMA-46.

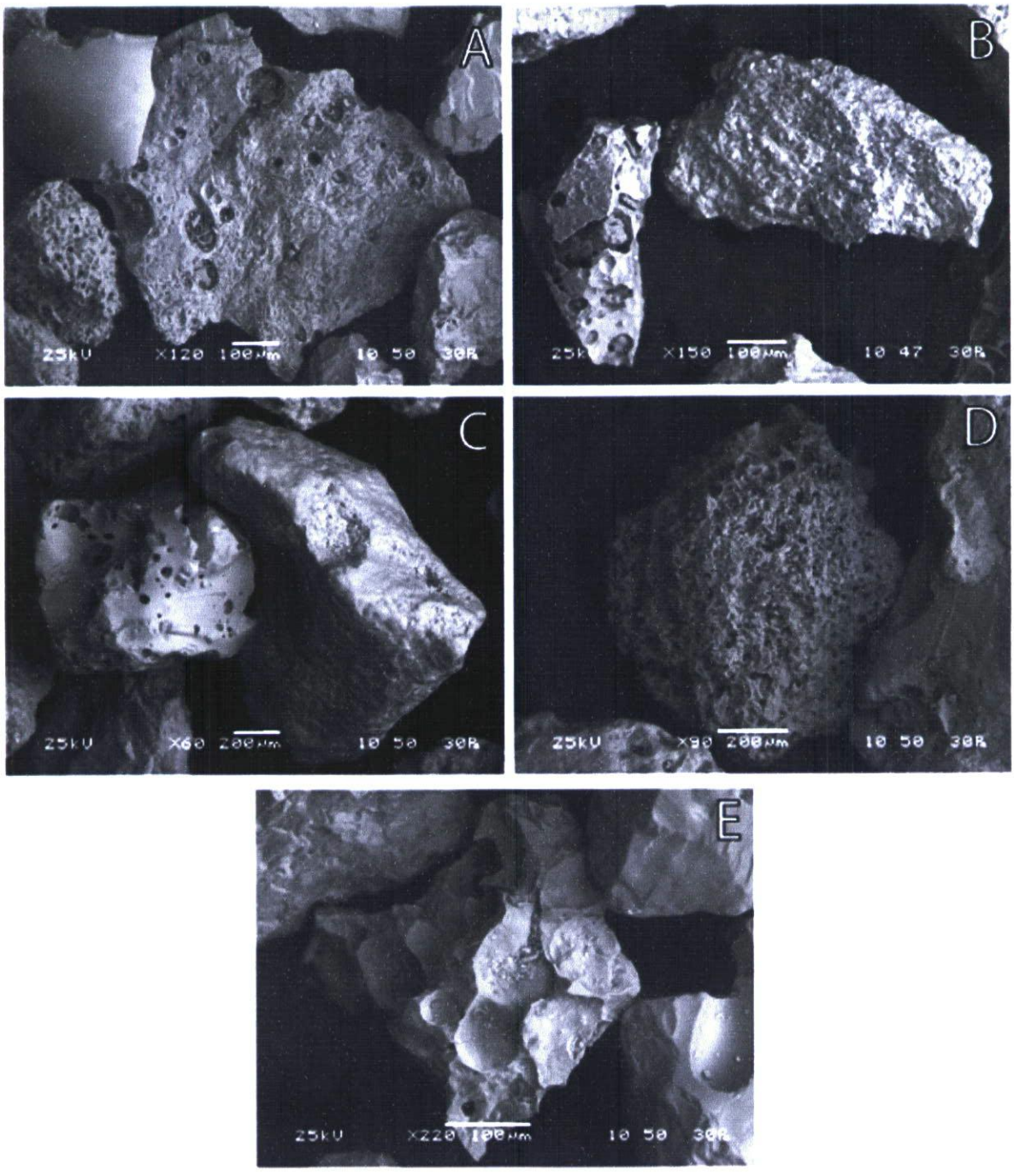


Figura 53. a) Fragmento con una alta proporción de cristales y escasas vesículas, ovaladas y esféricas, muy separadas entre sí. **b)** Contraste entre 2 partículas de la muestra VMA-46. A la izquierda, se observa un fragmento liso y con alta proporción de vesículas. A la derecha, fragmento rugoso y sin vesículas. **c)** Contraste entre 2 partículas de la muestra VMA-46. A la izquierda, se observa un fragmento liso y con alta proporción de vesículas y bordes subangulosos. A la derecha, fragmento rugoso y sin vesículas con bordes muy redondeados. **d)** Fragmento de la muestra VMA-46. se observa una vesicularidad muy alta, con vesículas esféricas y de pequeño tamaño. **e)** Fragmento de la muestra VMA-46. Se observan vesículas esfericas de gran tamaño, conectadas entre sí.

3.3.2.6 Resumen de las características de los depósitos

Los depósitos lahári*cos* generados durante la erupción de 1971 del volcán Villarrica en el río Voipir alcanzan espesores de hasta 1,7 m. En la facies proximal, los depósitos son habitualmente macizos, presentando ocasionalmente imbricación de clastos platiformes. A medida que la distancia al volcán aumenta, tienden a aparecer en mayor cantidad las estructuras sedimentarias como estratificación paralela, lentes de distinta granulometría y gradación normal e inversa de clastos. La distribución granulométrica de la matriz es habitualmente unimodal en los gráficos de distribución en escala phi, con una mejora en la selección a medida que aumenta la distancia, mientras que el volumen estimado de los bloques tipo F e I tiende a aumentar en la facies proximal, para luego disminuir en las facies intermedia y distal. Los análisis SEM muestran una gran heterogeneidad en el tipo de clastos presentes, la que aumenta con la distancia, al igual que las características principales como rugosidad, cristalinidad, vesicularidad y redondeamiento. En el Capítulo 5 se discute la dinámica de los flujos que dieron origen a los depósitos estudiados.

3.3.3 Chaillupén - Estero Seco

3.3.3.1 Generalidades

Los depósitos laháricos producidos por la erupción de 1971 se disponen comúnmente sobre depósitos laháricos anteriores. El techo de los depósitos normalmente es la superficie de erosión actual, aunque en la zona proximal del estero Chaillupén el depósito es sobreyacido por la colada de lava de la erupción de 1971.

En las Figuras 54 y 55 se observan perfiles de elevación y pendiente para los cauces del estero Seco y Chaillupén, indicándose que los depósitos comienzan a aparecer a los 1.000 m de altura, con una pendiente inferior a los 7° a 5° aproximados.

3.3.3.2 Volumen de los depósitos

El volumen fue calculado con el mismo método que los depósitos anteriormente estudiados, obteniéndose un valor de aproximadamente 7,5 x 10^6 m^3. Sin embargo existe una serie de factores que hace que este valor subestime el valor real. En primer lugar, indudablemente los depósitos han sufrido la acción de la erosión posterior. Otro factor es que una parte desconocida de los flujos laháricos ingresó en el lago Calafquén. Por último, las facies proximales de los depósitos que se encuentran en el estero Chaillupén quedaron cubiertos por el flujo de lava posterior de la erupción, por lo que en este caso solo se hizo una extrapolación de los espesores para obtener un valor aproximado del volumen correspondiente.

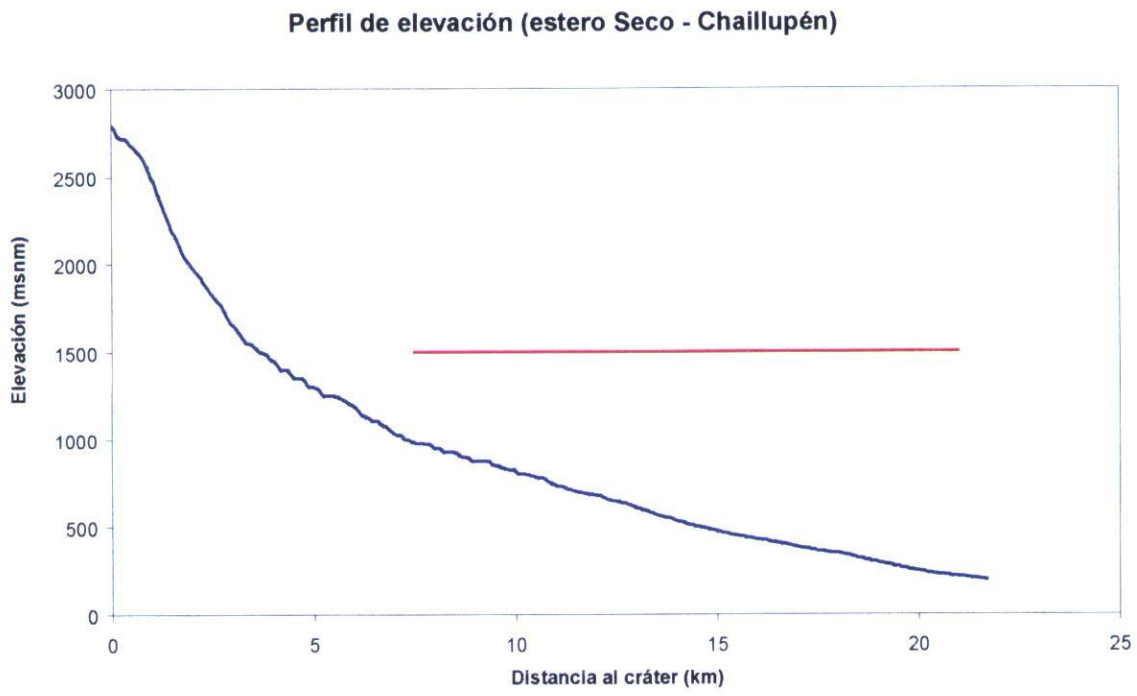


Figura 54. Perfil de elevación para los depósitos del estero Seco – Chaillupén. En rojo se indica la extensión de los depósitos.

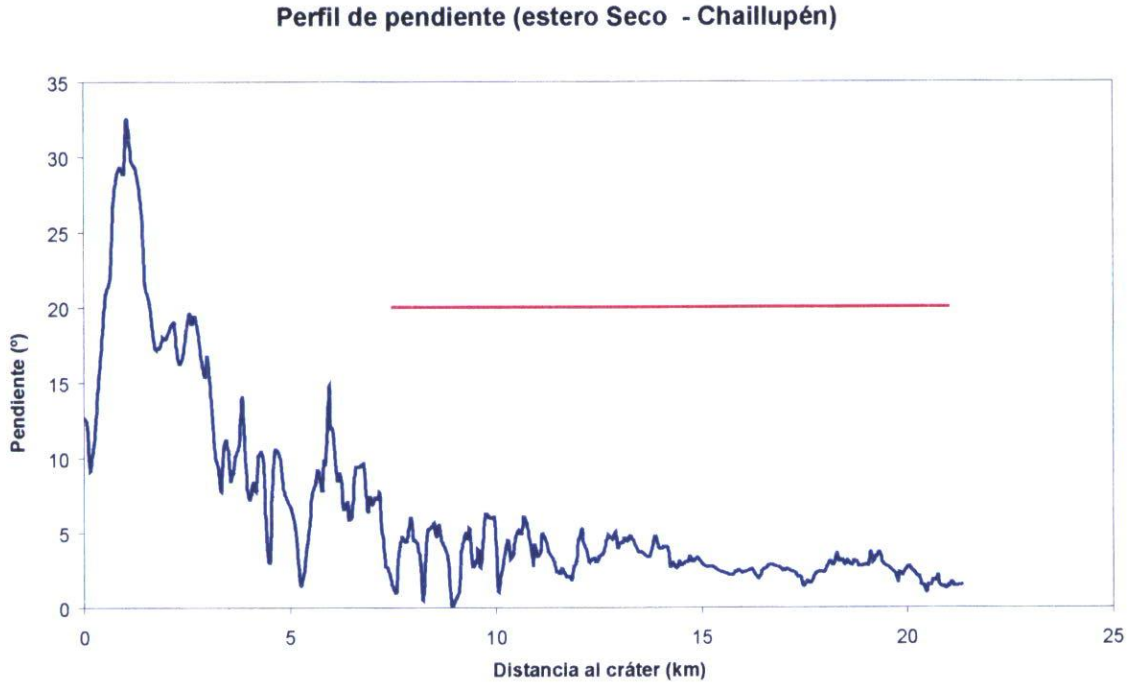


Figura 55. Perfil de pendiente para los depósitos del estero Seco – Chaillupén. En rojo se indica la extensión de los depósitos.

3.3.3.3 Petrografía macroscópica

Los depósitos laháricos del sistema Chaillupén – estero Seco presentan una gran variedad de texturas, granulometría y espesores, de acuerdo a esto y a la distancia del cráter principal, se han dividido en facies proximal (menos de 14 km de la fuente), intermedia (entre 14 y 16 km) y distal (más de 16 km)

Facies proximal

Los depósitos se encuentran entre los 7,5 y 14 km del cráter, a una altura correspondiente entre los 450 y 950 m sobre el nivel del mar. La pendiente del terreno es variable entre 0,024 y 0,118 m/m, con un promedio de 0,070 m/m (4,03°).

En esta facies, el cauce del estero Seco se encuentra esencialmente canalizado (canal de 50 m de ancho aproximadamente) y sin curvas demasiado pronunciadas.

Sólo se observaron depósitos correspondientes a la subfacies de inundación, los cuales presentan la típica gradación inversa-normal que presentan estos depósitos con una concentración de clastos mayores en la parte central y con espesores entre 120 y 140 cm (Figura 56).

En el sector del estero Chaillupén, el cauce también se encuentra esencialmente canalizado (canal de 30-50 m aproximados). En este sector los depósitos se presentan en varios niveles de 20-45 cm, con gradación normal hacia el techo o macizos y con cierta orientación de clastos según la estratificación. Estos presentan hasta un 20% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm en una matriz de arena gruesa angulosa.



Figura 56. Punto VMA-4, se aprecia gradación inversa-normal de base a techo con un nivel central con concentración de clastos más gruesos que el resto del depósito. En la parte inferior se observa un depósito lahárico anterior (la).

Facies intermedia

Los depósitos se extienden entre los 14 y 17 km del cráter, a una altura correspondiente entre 350 m y 450 m sobre el nivel del mar. La pendiente del terreno es variable entre 0,023 y 0,187 m/m. El promedio es de 0,068 m/m (3,89°).

En esta facies, el estero Seco efectúa un giro en casi 90° debido al choque con un obstáculo topográfico (cerro Licán, de 743 msnm compuesto por granitoides del Paleozoico Superior) generándose una vasta zona de inundación hacia el borde externo de la curva, alcanzando un ancho máximo de 500 m aproximadamente, cubriendo un área de unos 0,55 km^2, para luego volver a canalizarse.

En esta zona de inundación se observan los mayores espesores de los depósitos, alcanzando hasta los 3 m. En este sector es posible observar una

zona central caracterizada por depósitos con espesores entre 2 y 3 m, gradación inversa-normal de base a techo, con un nivel central de espesor variable (90-180 cm) que presenta una concentración alta (>50% en volumen) de clastos mayores a 6,4 cm (Figura 57), con clastos de hasta 70 cm de diámetro. La parte inferior del depósito varía entre 30 cm a 120 cm y se caracteriza por presentar un tamaño de grano menor, con predominio de arena muy gruesa, un 10% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm, con clastos de hasta 25 cm, con la presencia ocasional de gradación inversa-normal de base a techo. La parte superior también presenta un tamaño de grano menor, pero se produce un mayor número de estructuras, como lentes con distinta granulometría y una incipiente laminación paralela.

En la zona de impacto directo del lahar (Facies de impacto) con el obstáculo topográfico (Figura 58) se produce un depósito macizo con una alta concentración de bloques de gran tamaño (60% en volumen mayor a 6,4 cm) y espesor de 60 cm.

Hacia el costado pendiente arriba del depósito anterior, empieza a disminuir el tamaño promedio del grano de manera notable, aumenta el espesor y aparecen con más notoriedad estructuras como laminación paralela y cruzada, con lentes con distinta granulometría, etc. (Figura 59).

En todo el sector de inundación es notable la abundante presencia de bloques flotantes, de composición andesítico-basáltica, con escasas (<5% en volumen) vesículas, subredondeados, subalargados, en el techo del depósito alcanzando hasta 5,3 m^3 de volumen.



Figura 57. Punto VMA-19, se aprecia gradación inversa-normal de base a techo con un nivel central con una mayor concentración de clastos de más de 30 cm de diámetro (hasta 60 cm) que el resto del depósito. El nivel superior presenta una incipiente laminación (la) y lentes (l).

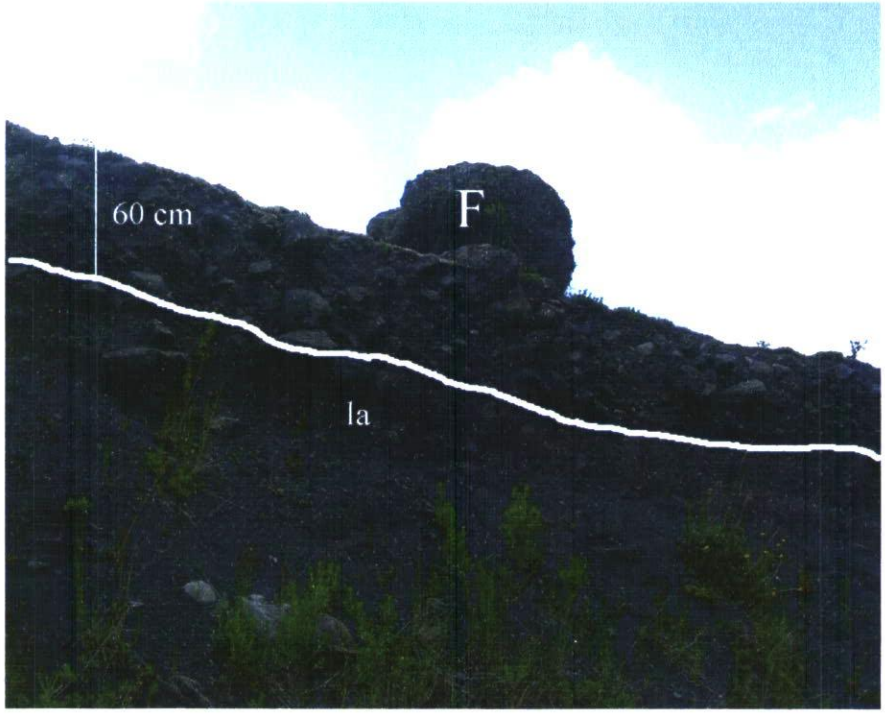


Figura 58. Punto VMA-2. Se aprecia nivel macizo con alta concentración de clastos mayores a 6,4 cm (60% en volumen), sobre un nivel lahárico antiguo (la). Se observa en el techo un bloque tipo F (F).

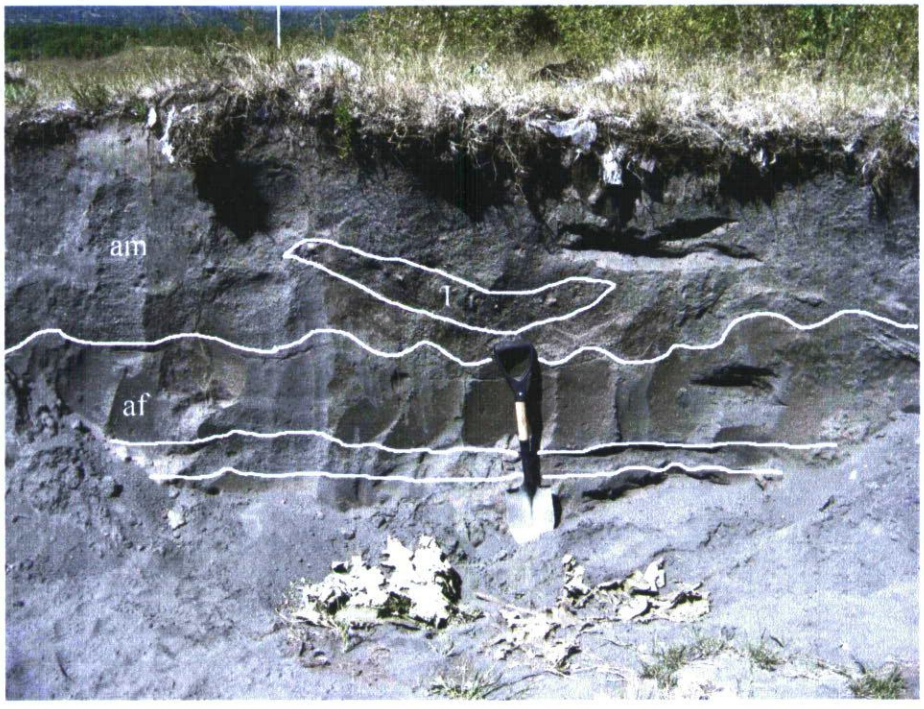


Figura 59. Punto VMA-25, se aprecia un nivel superior de arena media (am) con lentes de granulometría más gruesa (l) y una base muy ondulada, el nivel inferior es de arena fina a muy fina (af) con incipiente laminación.

Facies distal

Los depósitos se presentan entre los 17 y 20 km del cráter (hasta la desembocadura en el lago Calafquén), a una altura entre los 220 m y 350 m sobre el nivel del mar. La pendiente del terreno es variable entre 0,012 y 0,142 m/m, con un promedio de 0,057 m/m (3,28°).

En esta facies el cauce del estero Chaillupén se presenta esencialmente abierto, generándose 2 brazos que desembocan en el lago Calafquén. El brazo norte está inicialmente canalizado con unos 100 m de ancho, el cual se va ensanchando progresivamente a medida que se aproxima al lago, hasta perder su confinamiento y formar un delta (Figura 38). En esta zona se desarrollan claramente las facies canal, lateral y de inundación (Quinteros, 1991). En el brazo de desembocadura sur el cauce se encuentra sin confinamiento, produciéndose una zona de inundación

bastante amplia (hasta 1 km de ancho en la desembocadura, con una superficie de 1,25 km^2).

En el brazo norte, la facies central del canal, los depósitos alcanzan 70 a 80 cm de espesor. Generalmente son macizos, con un 20 a 50% en volumen de clastos >6,4 cm, inmersos en una matriz de arena gruesa con algunas estructuras en la base y techo, como lentes con concentración de clastos más gruesos con respecto a la matriz (grava fina) y una incipiente laminación paralela.

En la subfacies lateral de esta facies se presentan espesores variables de 145 a 160 cm, con mejor desarrollo de laminación paralela y cruzada, así como lentes con concentración de material grueso, que pueden alcanzar hasta los 20 cm de espesor con clastos de 15 a 20 cm de diámetro (Figura 60). El tamaño del grano disminuye con respecto a la zona central (<20% de clastos mayores a 6,4 cm), en una matriz de arena gruesa a muy gruesa.

A medida que el cauce se aproxima al lago Calafquén, aparecen con mayor frecuencia depósitos de inundación que sobrepasaron las paredes del canal, los cuales, inicialmente se presentan como cuerpos que se acuñan con espesores máximos de 100 cm, presentan lentes con concentración de gruesos y una incipiente laminación. En los sectores más externos, los depósitos presentan espesores de 40 – 50 cm, con ausencia de clastos mayores a 6,4 cm.



Figura 60. Punto VMA-12, se aprecia laminación paralela (líneas blancas) y lentes con clastos de gran tamaño (l) (bloques de hasta 40 cm de diámetro).

En la desembocadura en el lago Calafquén se generan depósitos que presentan diversas subniveles de 30 a 60 cm de espesor, los cuales presentan diversas estructuras sedimentarias como imbricación y orientación según la estratificación de clastos, laminación paralela y cruzada, así como gradación inversa-normal de base a techo. Se aprecia una disminución del tamaño del grano con respecto a los depósitos anteriormente descritos en esta facies. (<10% en volumen de clastos mayores a 6,4 cm, clastos de hasta 35 cm) y bloques tipo F de hasta 0,24 m^3.

En la desembocadura sur, los depósitos presentan espesores que varían considerablemente, desde 150 cm en el punto VMA-36 a sólo 18 cm en el punto VMA-37. Se presenta una fuerte laminación en los niveles superiores dada por niveles con distinta granulometría, gradación inversa e

imbricación y orientación de clastos. Los bloques F alcanzan volúmenes de hasta 3,82 m^3.

3.3.3.4 Granulometría

Se realizó un total de 56 análisis granulométricos en muestras de la matriz de los depósitos laháricos del estero Chaillupén – estero Seco. En el anexo 2 se presenta la totalidad de los análisis. En las Figuras 61 a 69 se graficaron los principales resultados obtenidos. En estos gráficos, al igual que en el río Voipir, es posible apreciar notables variaciones, tanto longitudinal y transversalmente, con respecto a la dirección del flujo.

En la Figura 61 se graficó los parámetros de Inman (1956), notándose que las muestras presentan una media en el rango de -3 a 0,5 en la escala phi y una desviación estándar entre 1,5 a 3,5. Las muestras que se escapan a este rango son las de la facies de impacto con medias en el rango 1,5 – 3 y desviación estándar en el rango 1 a 2.

En la Figura 62 se graficó el porcentaje de finos (limo + arcilla) en relación al total de arena + limo + arcilla versus la distancia a la fuente. No se aprecian tendencias claras en función de la distancia, salvo que los valores mayores se presentan nuevamente en la facies de impacto.

En la Figura 63 se graficó la distribución de tamaño para algunos puntos representativos. En general, las muestras presentan una distribución unimodal en los diagramas de distribución, con una moda entre -1 y 0 en la escala phi. La muestra que se escapa a esta tendencia es la VMA-25 que corresponde a la facies de impacto con una moda de 2-3 en la escala phi y de una mucho mejor selección. En las facies centrales (muestras VMA-19 y VMA-10) también se aprecia una moda subordinada con valores en el rango -5 a -4.

En las Figuras 64 a 69 se graficaron las relaciones entre los volúmenes de los bloques tipo F e I para las diferentes facies. En el estero Seco y facies distales del estero Chaillupén, se aprecia una tendencia poco marcada de un aumento inicial en el volumen de los bloques con la distancia, para luego producirse un descenso de éstos. En el caso del brazo SE del estero Chaillupén, se observa una tendencia a la disminución de los volúmenes de los bloques en función de la distancia.

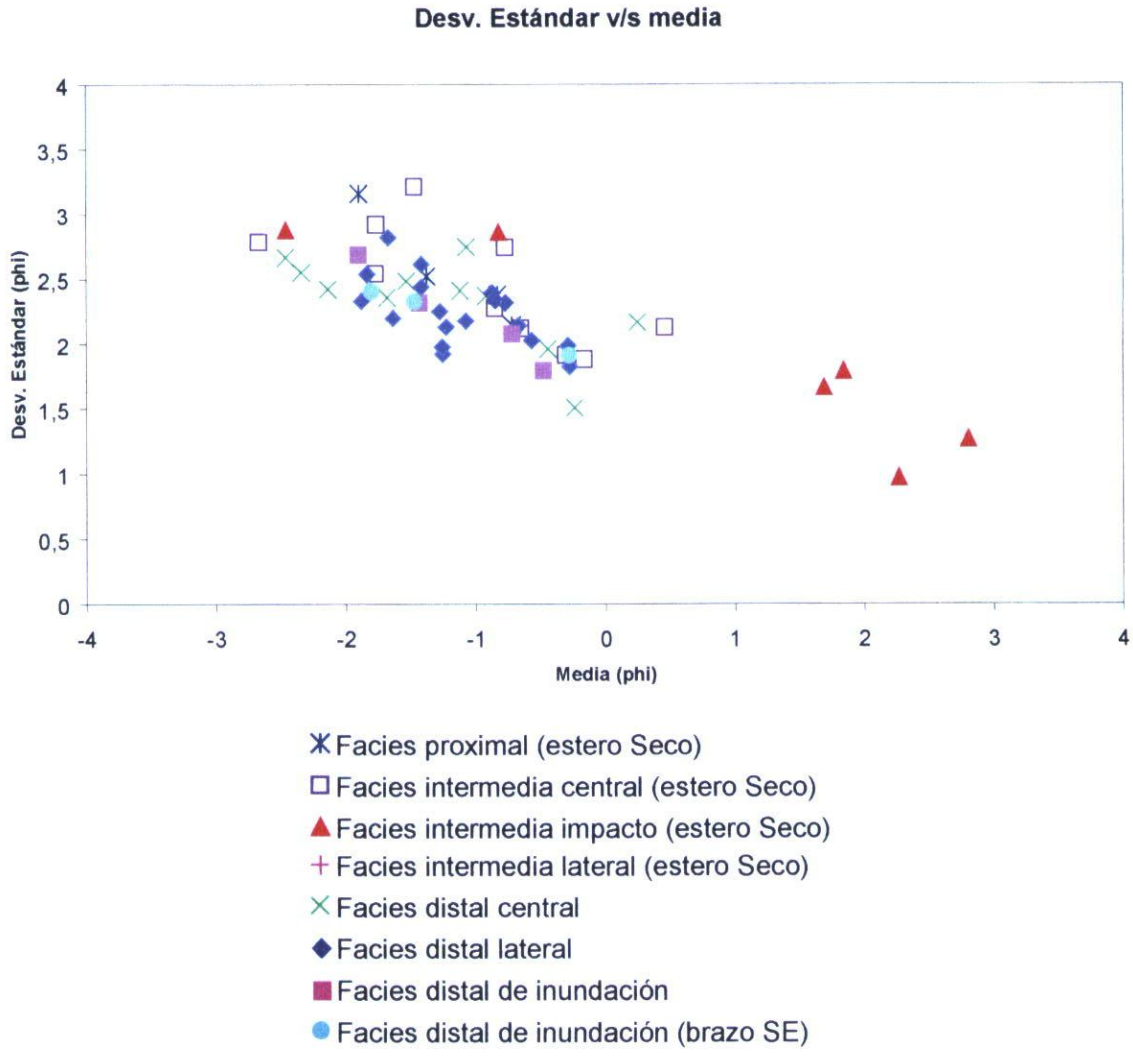


Figura 61. Parámetros de Inman (1952) para las muestras del estero Seco – estero Chaillupén.

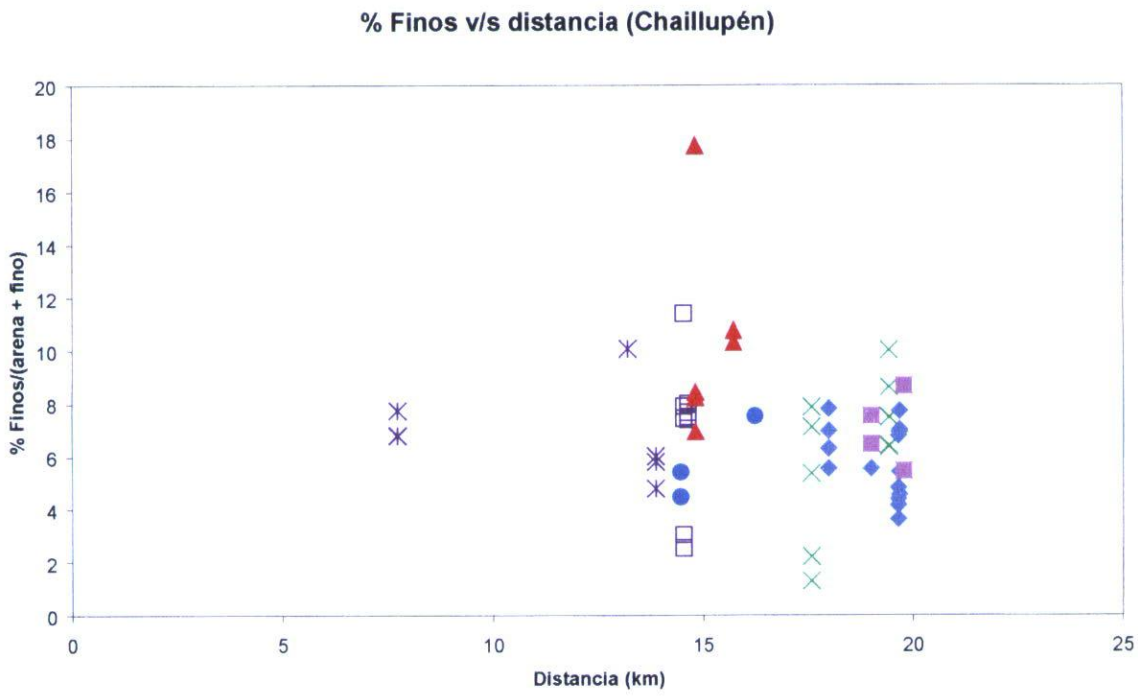


Figura 62. % de finos en relación a (finos + arena) para las muestras del estero Seco – estero Chaillupén. Misma simbología de la figura 61.

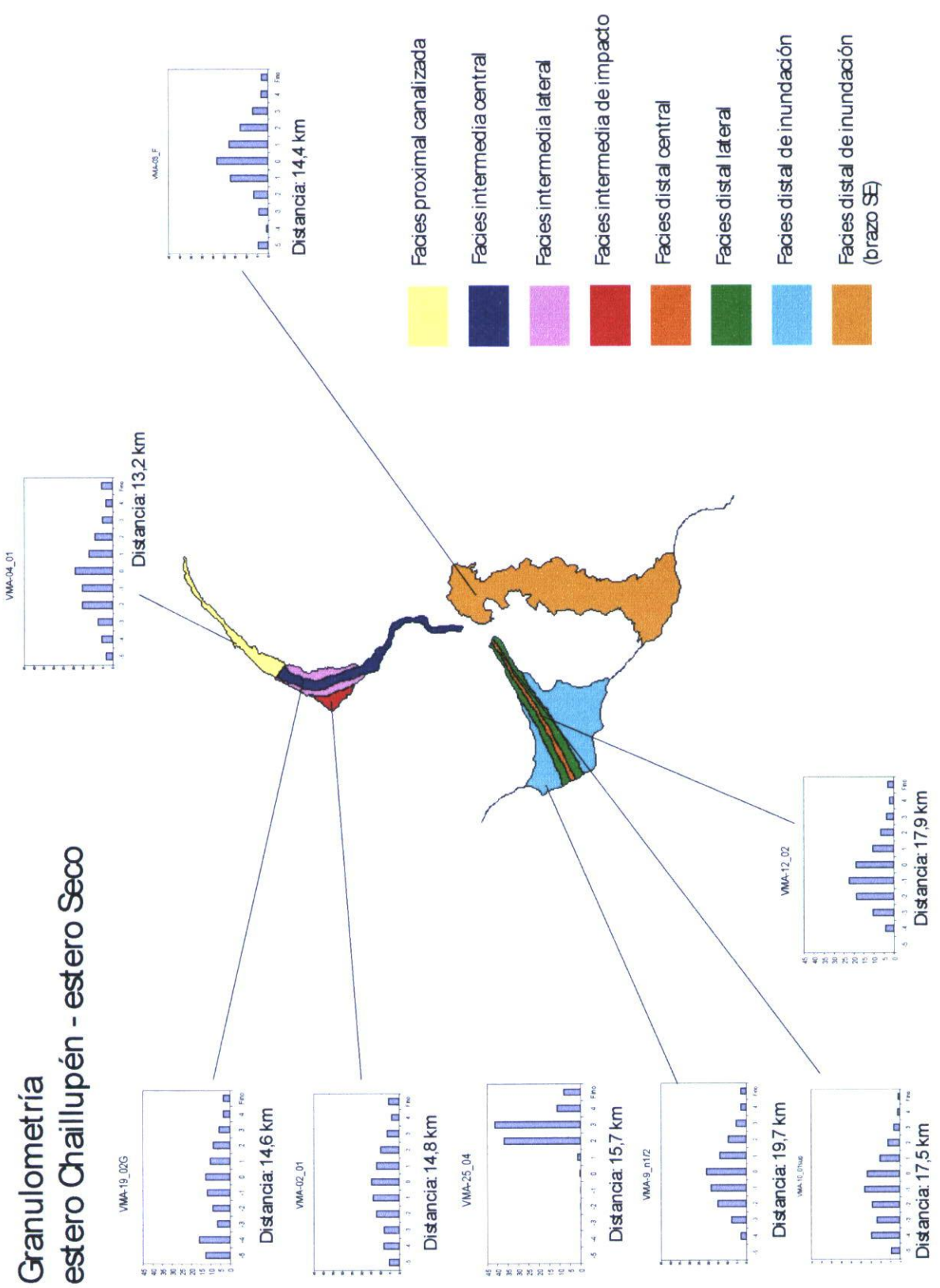


Figura 63. Distribución de tamaños para muestras representativas del Estero Seco – estero Chaillupén.

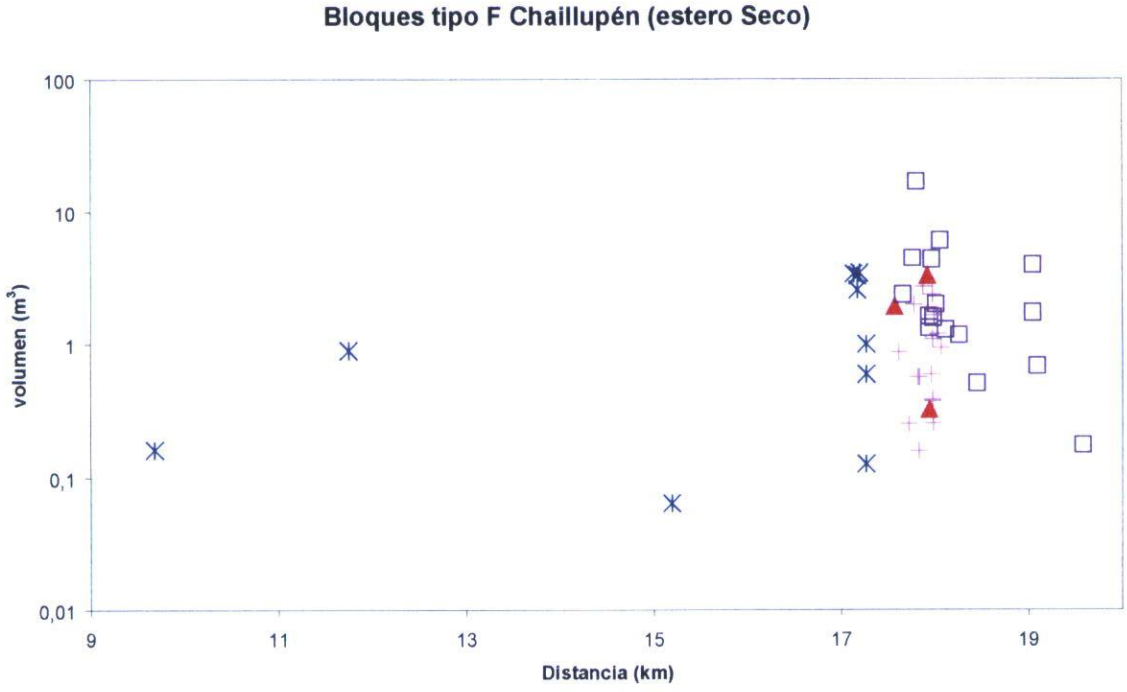


Figura 64. Volumen de bloques tipo F versus distancia en el estero Seco (facies proximal e intermedia). Misma simbología de la figura 61.

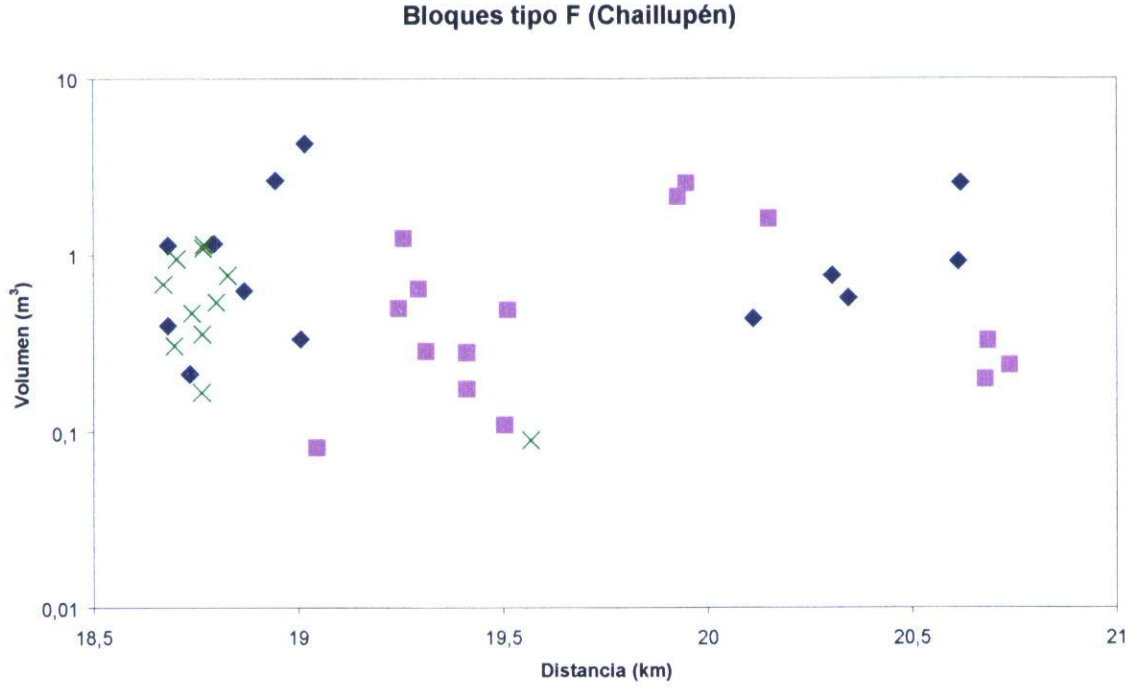


Figura 65. Volumen de bloques tipo F versus distancia en el estero Chaillupén (facies distal). Misma simbología de la figura 61.

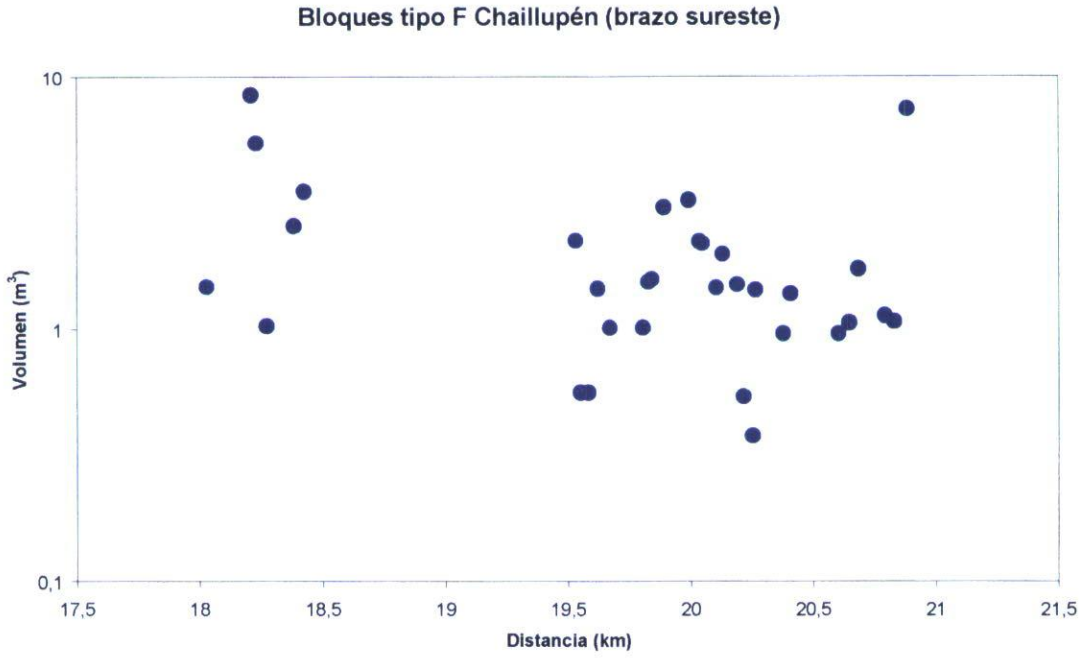


Figura 66. Volumen de bloques tipo F versus distancia en el brazo SE del estero Chaillupén (facies distal). Misma simbología de la figura 61.



Figura 67. Volumen de bloques tipo I versus distancia en el estero Seco (facies proximal e intermedia). Misma simbología de la figura 61.

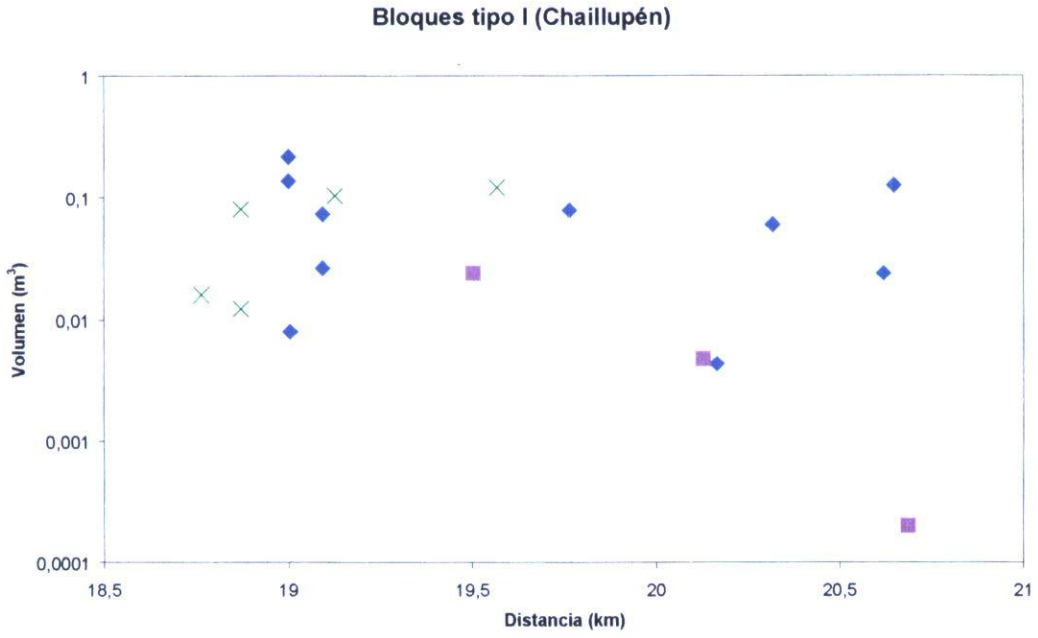


Figura 68. Volumen de bloques tipo I versus distancia en el estero Chaillupén (facies distal). Misma simbología de la figura 61.

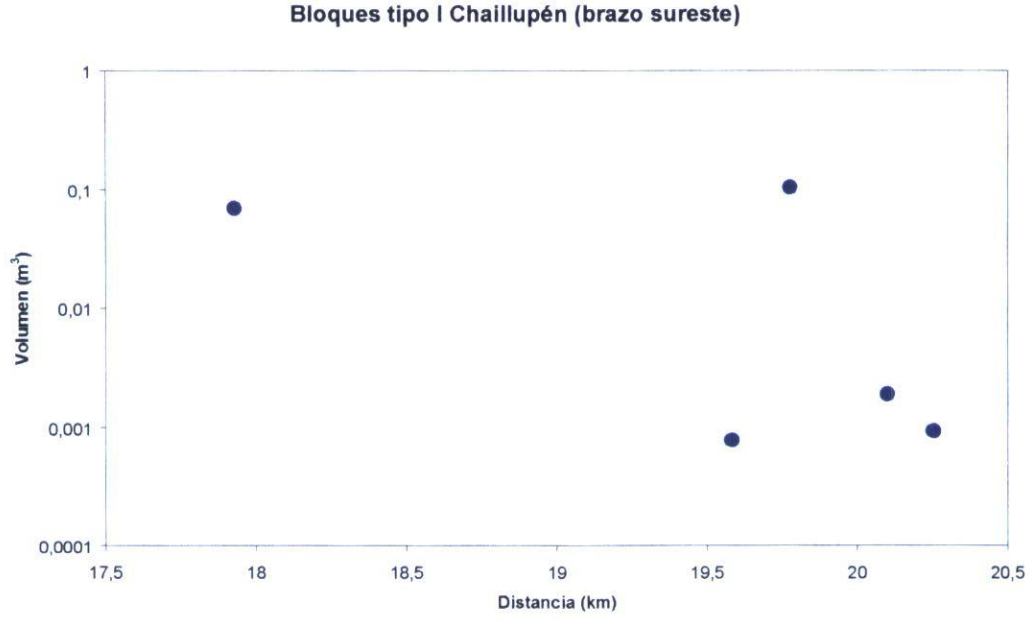


Figura 69. Volumen de bloques tipo I versus distancia en el brazo SE del estero Chaillupén (facies distal). Misma simbología de la figura 61.

3.3.3.5 Resumen de las características de los depósitos

Los depósitos laháricos generados durante la erupción de 1971 del volcán Villarrica en el estero Chaillupén – estero Seco, alcanzan espesores de hasta 3 m, que se alcanzan en las zonas en que el flujo perdió su confinamiento. En la facies proximales, los depósitos son habitualmente macizos, presentando ocasionalmente imbricación de clastos platiformes o gradación inversa – normal de base a techo. En las facies intermedia y distal, tienden a aparecer en mayor cantidad las estructuras sedimentarias como estratificación paralela y cruzada, lentes de distinta granulometría. La distribución granulométrica de la matriz es habitualmente unimodal, sin apreciarse diferencias notables para la selección y la media, con la excepción de la facies de impacto, que se aleja del campo principal de las muestras con una moda menor y una mejor selección. Por otra parte, el volumen estimado de los bloques tipo F e I tiende a aumentar en la facies proximal, para luego disminuir en las facies intermedia y distal. En el Capítulo 5 se discuten los posibles mecanismos de generación, transporte y depositación de los flujos que dieron origen a los depósitos.

Capítulo 4

Modelamiento numérico de flujos laháricos

4.1 Introducción

En el presente capítulo se exponen los resultados obtenidos de la aplicación de los modelos computacionales LAHARZ y MSF a los volcanes Villarrica y Calbuco. En la sección 4.2 se hace un análisis comparativo de los deferentes modelos de elevación digital (DEM) empleados (Topográfico, SRTM y ASTER para el volcán Villarrica y Topográfico y SRTM para el Calbuco). En la sección 4.3 se presentan los resultados de la calibración, utilizando los datos obtenidos en terreno, y modificación del código LAHARZ para simular flujos laháricos que se desarrollan en oleadas sucesivas. Finalmente, en la sección 4.4 se presentan los resultados del modelo MSF en ambos volcanes.

4.2 Análisis de los Modelos Digitales de Terreno (DEM) utilizados

Como se mencionó en el Capítulo 1, para el volcán Villarrica se utilizaron 3 tipos de DEM: Topográfico (derivado de las hojas topográficas del IGM) con una resolución de 30 m, SRTM (resolución de 90 m) y ASTER (resolución de 30 m). En las Figuras 70 a 72 se aprecian las diferencias de altitud entre los diferentes modelos, notándose que las mayores diferencias

ocurren en zonas de alta pendiente, siendo la diferencia máxima de 280 m entre el DEM topográfico y el SRTM, mientras que la diferencia máxima entre el topográfico y la ASTER es de 575 m. En el caso del volcán Calbuco, la diferencia máxima entre el DEM topográfico y SRTM, es de 491 m.

En las Figuras 73 a 82 se grafican perfiles transversales a la dirección de los cursos fluviales para los 3 DEMs. En éstos se aprecia que, en términos generales los 3 modelos capturan bien los rasgos morfológicos principales, como zonas canalizadas y zonas con planicies más amplias, sin embargo, también se aprecian diferencias. Para el caso del SRTM y ASTER se observa que presentan un perfil más irregular, con zonas canalizadas que tienden a ser más estrechas y más profundas que para el DEM topográfico, el que presenta un perfil más suavizado. También es interesante notar que para el caso del SRTM, la baja resolución horizontal se hace notoria, con una morfología "escalonada" en los perfiles que presentan grandes cambios de altitud.

En las Figuras 83 a 90 se aprecian las redes hidrológicas derivadas de los 3 DEM, para el río Voipir y Chaillupén en el volcán Villarrica y río Tepú en el volcán Calbuco. Se observa que para el caso del DEM topográfico la red hidrológica sigue fielmente la hidrología obtenida de los mapas topográficos del IGM, que a su vez son obtenidos de fotografías aéreas, para zonas con pendiente alta y media. Sin embargo, en zonas con pendiente baja, como en la zona al norte del río Voipir o el flanco NE del volcán Calbuco, la red de drenaje sigue cursos muy rectos, con quiebres abruptos, poco realistas, lo que se debe a que las curvas de nivel a partir de la cual se genera el DEM están muy espaciadas, generando errores en la interpolación. Para el caso del SRTM, la red de drenaje sigue bastante bien la red real, pero solo detecta los principales cauces y ríos, mientras que los cauces menores pasan desapercibidos. En el caso del ASTER, la red de drenaje sigue a grandes rasgos la red real, pero con cauces mucho

más sinuosos que se desvían del curso real para luego retomarlos (Figura 88). A veces se generan errores importantes en el curso que siguen los cauces como se observa en la Figura 85, en el cauce del estero Seco, volcán Villarrica, en que el cauce se desvía hacia el W y termina desembocando en la localidad de Licán Ray, en vez de hacerlo en el estero Chaillupén.

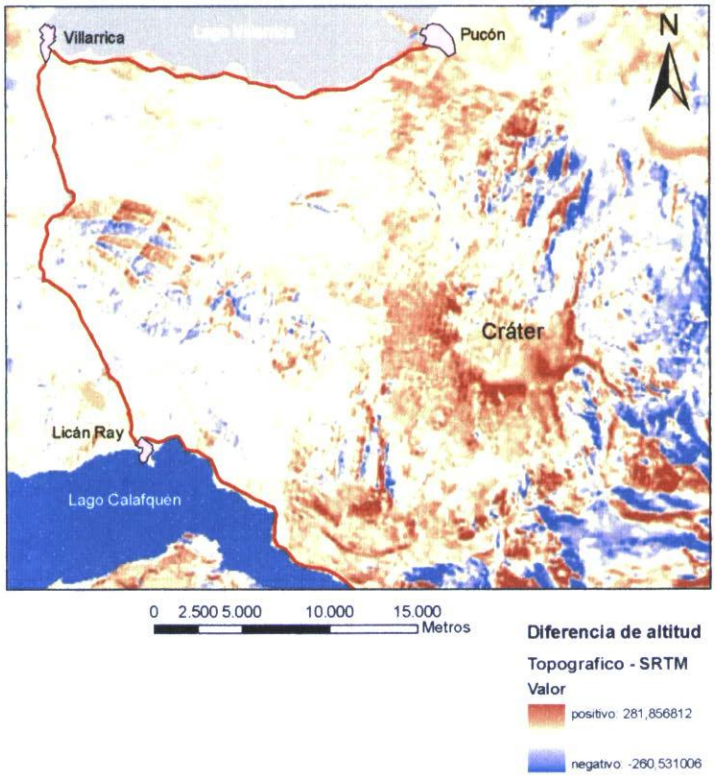


Figura 70. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y SRTM (Villarrica).

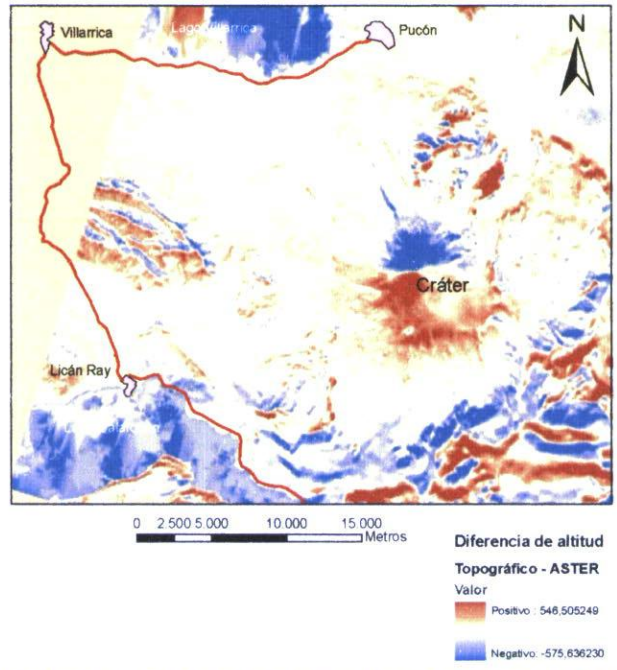


Figura 71. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y ASTER (Villarrica).

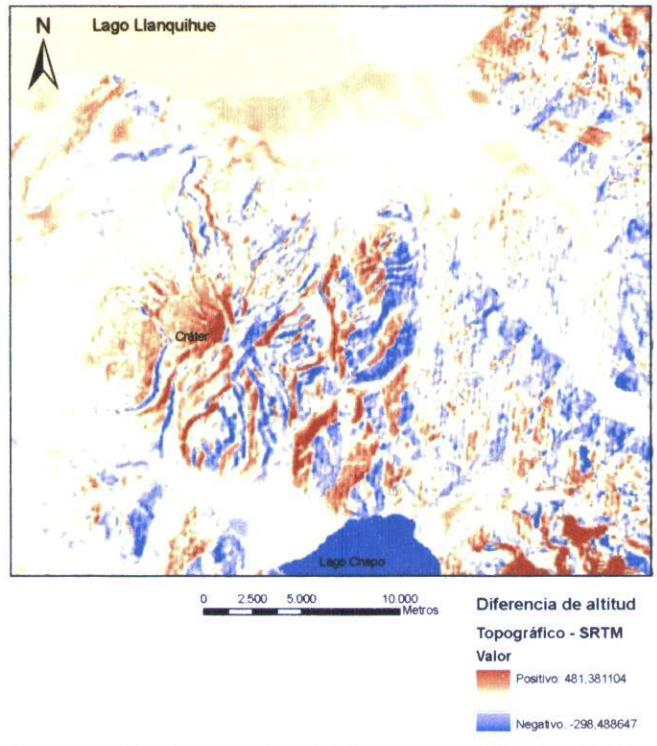


Figura 72. Diferencia de altitud entre los DEM topográfico y SRTM (Calbuco).

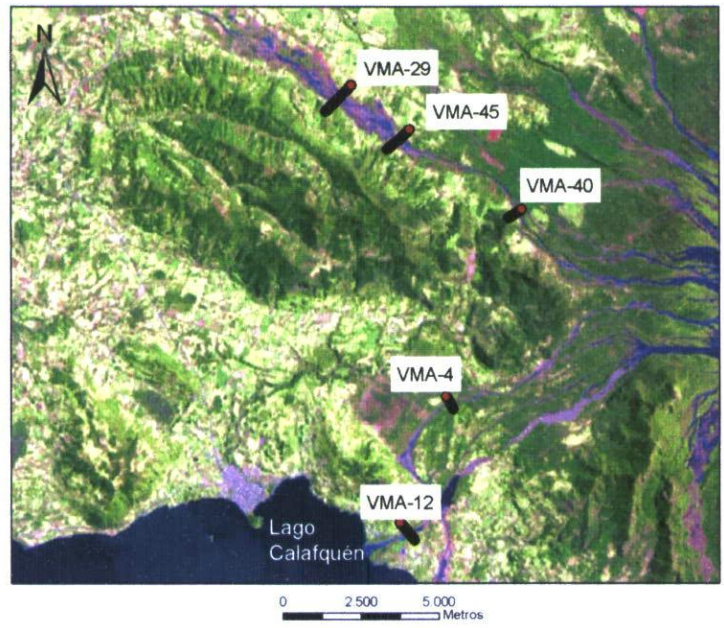


Figura 73. Mapa con los perfiles topográficos realizados en los cauces del río Voipir y Chaillupén, volcán Villarrica.

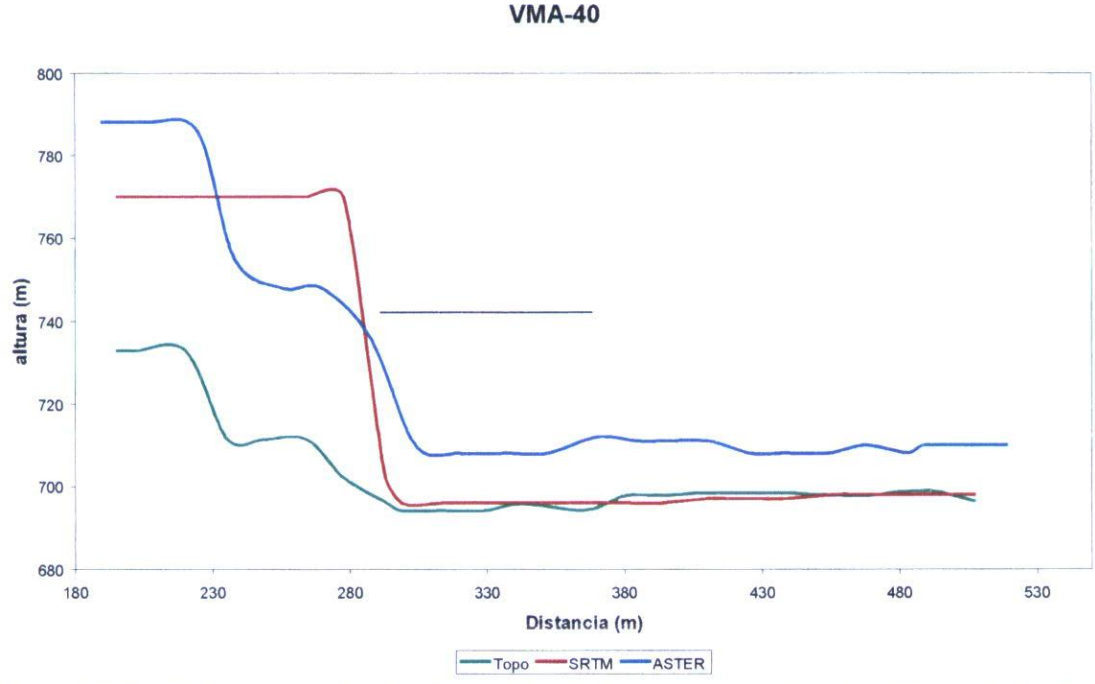


Figura 74. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-40. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

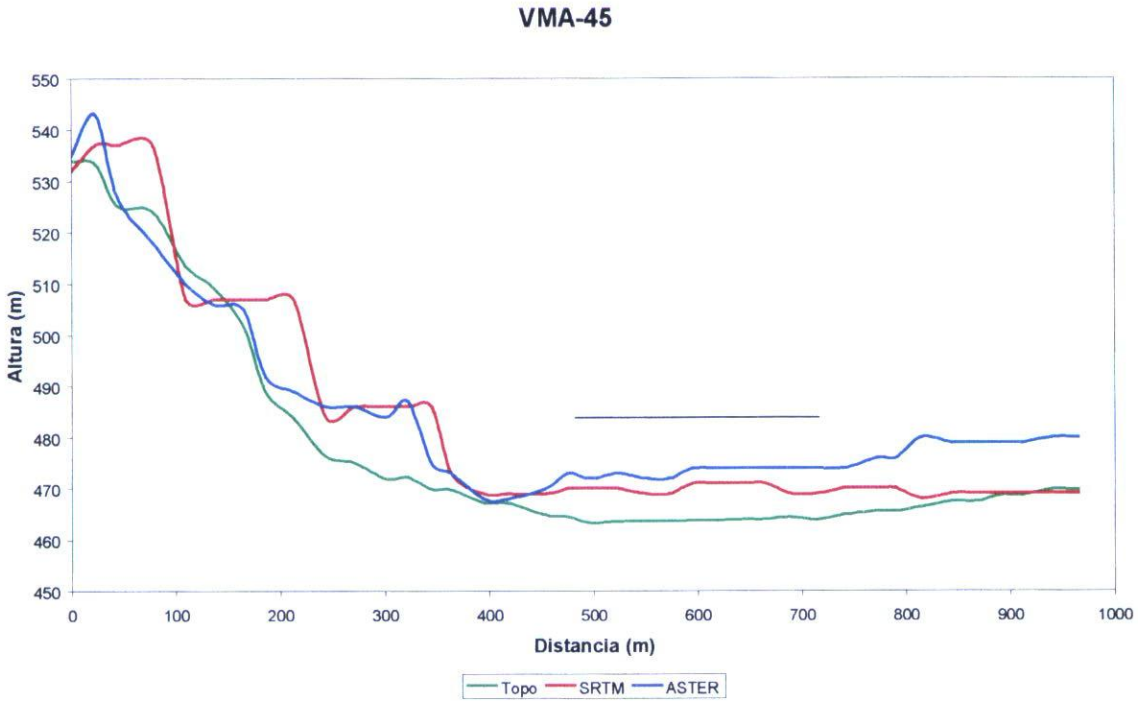


Figura 75. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-45. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

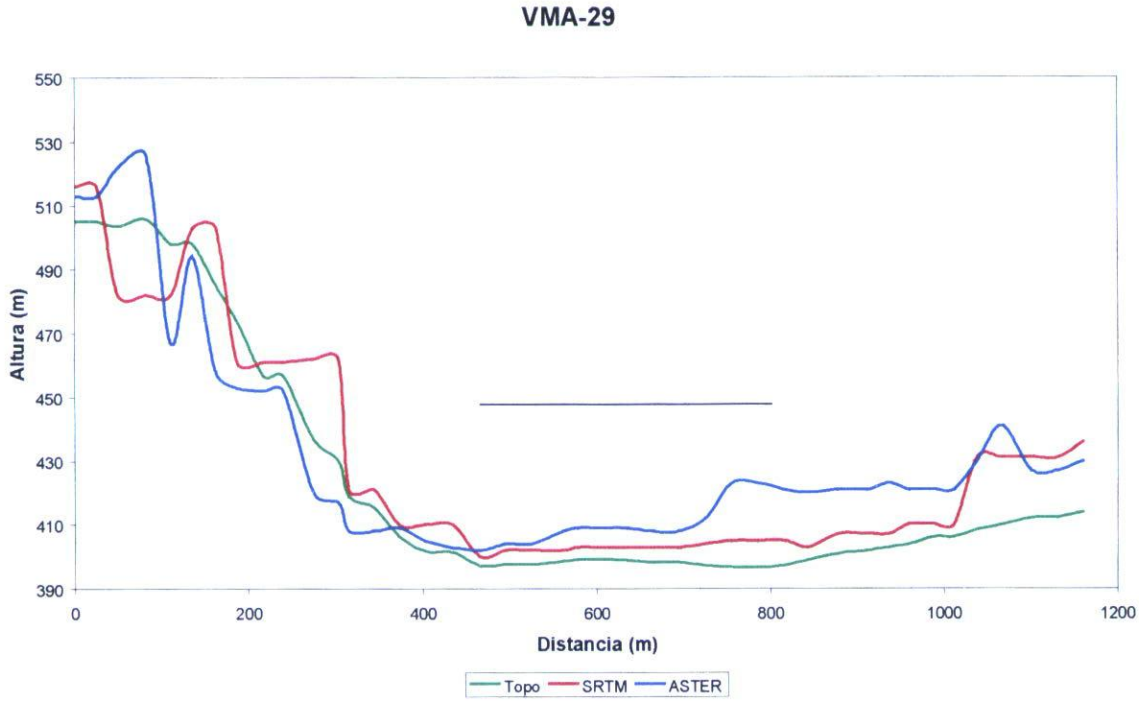


Figura 76. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-29. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

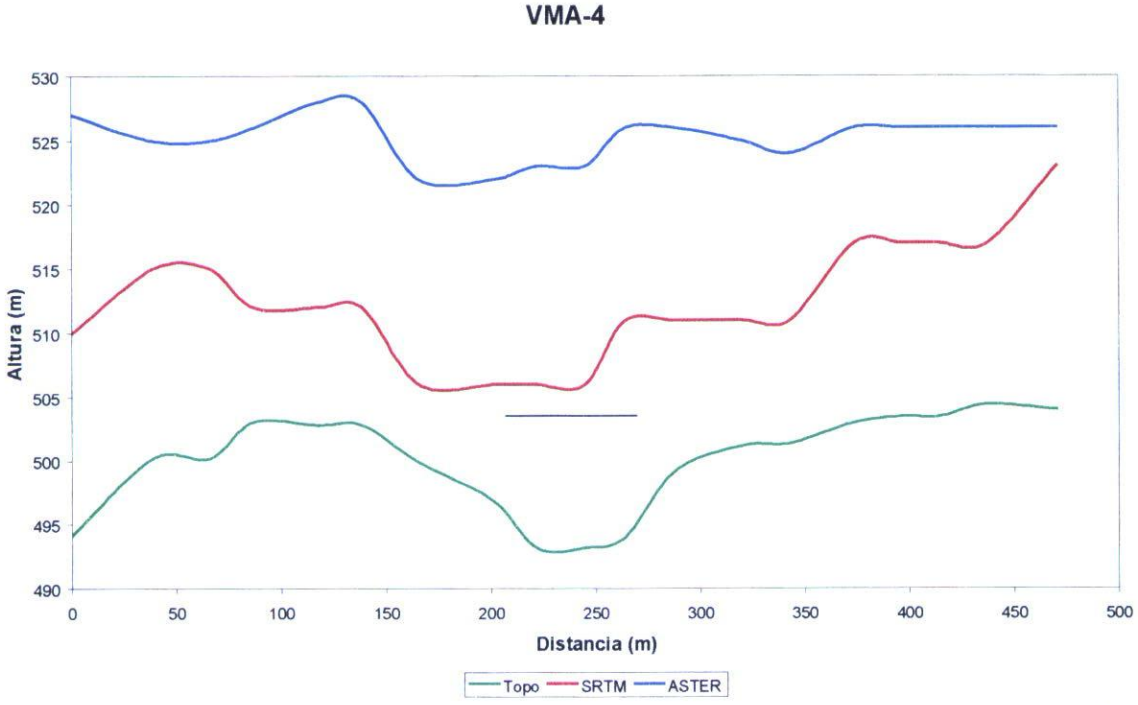


Figura 77. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-4. La línea negra indica la extensión del cauce actual.



Figura 78. Perfil transversal a la dirección del cauce en el punto VMA-12. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

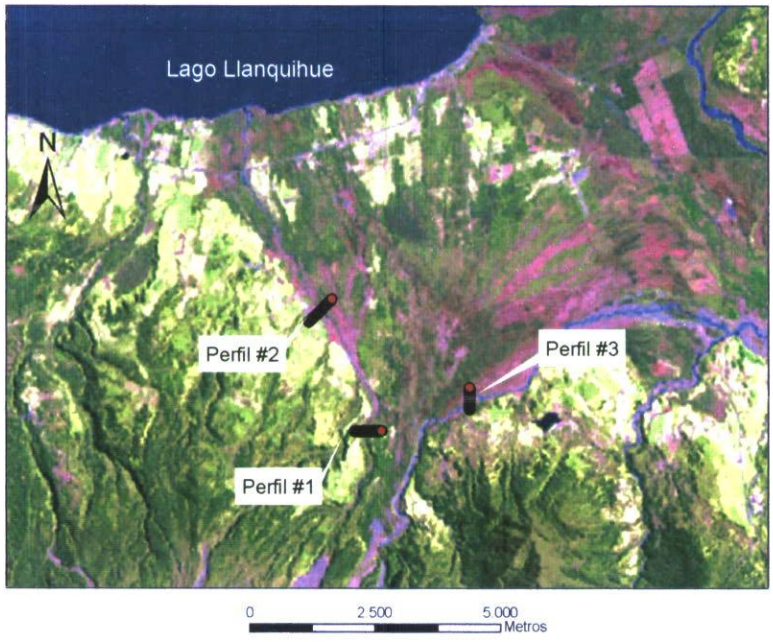


Figura 79. Mapa con los perfiles realizados en el flanco NE del volcán Calbuco.

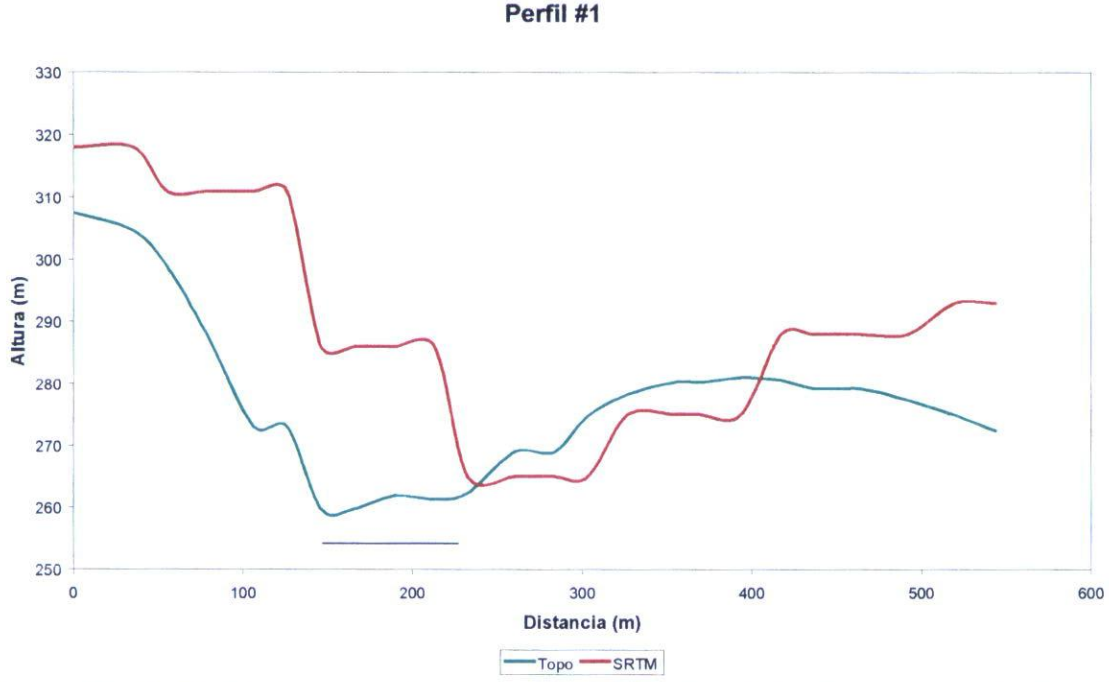


Figura 80. Perfil #1, transversal al cauce del río Tepú. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

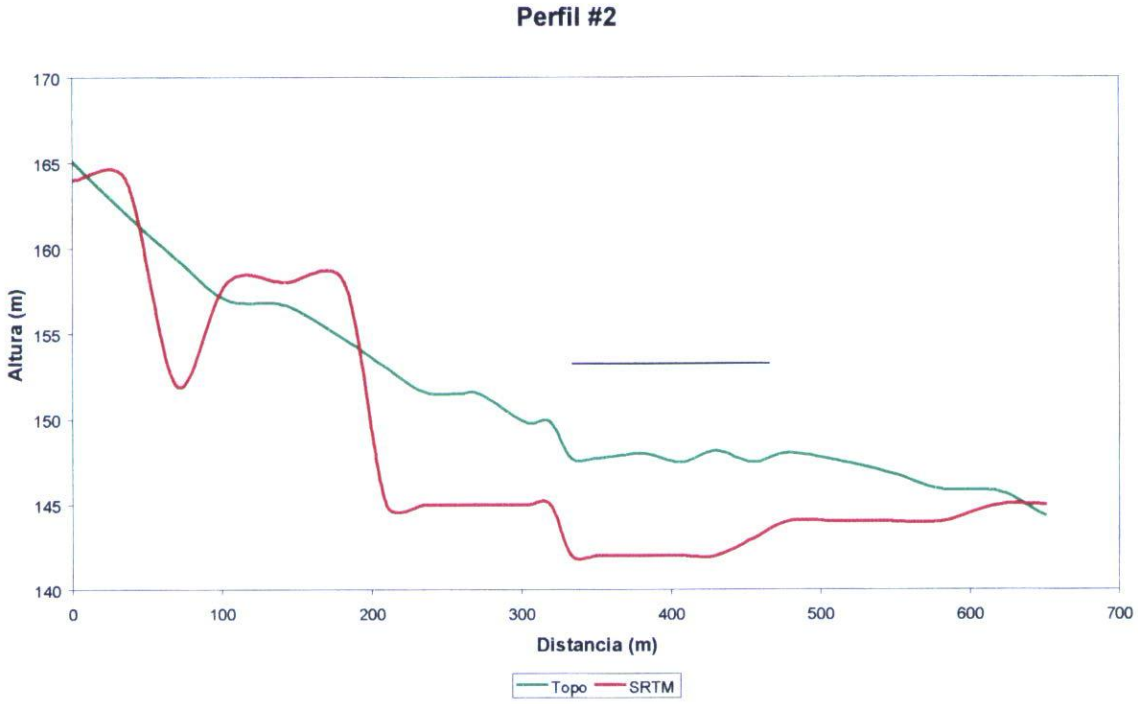


Figura 81. Perfil #2, transversal al cauce del río Tepú. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

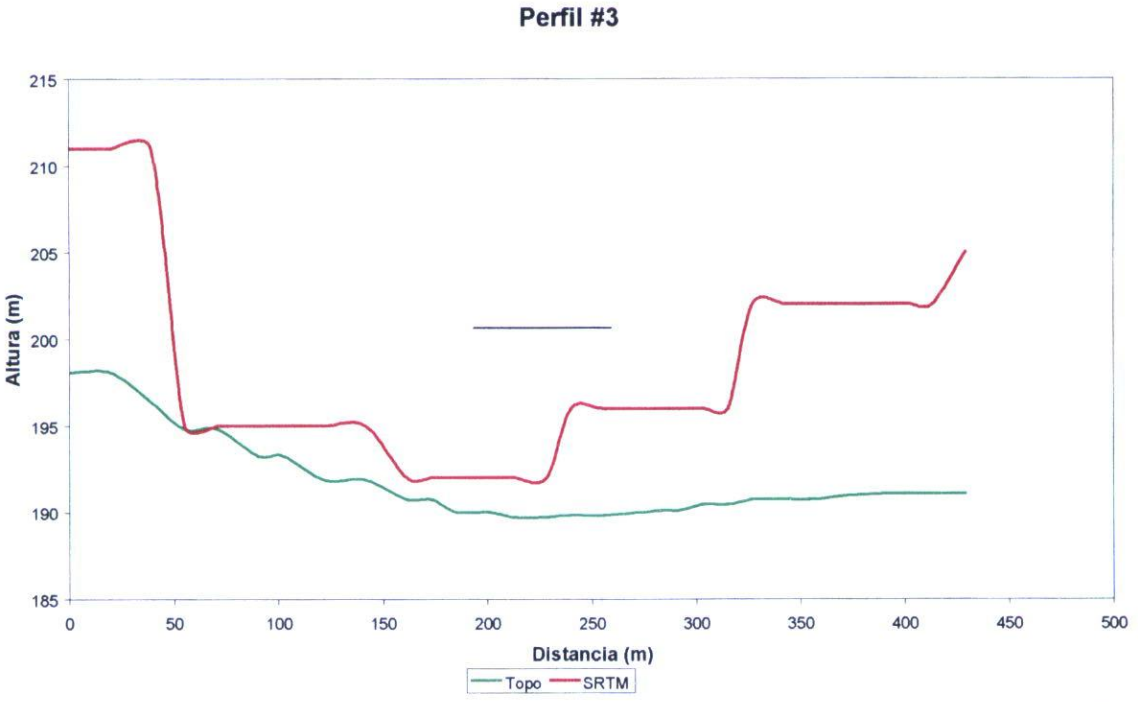


Figura 82. Perfil #3, transversal al cauce del río Blanco - Hueñuhueñu. La línea negra indica la extensión del cauce actual.

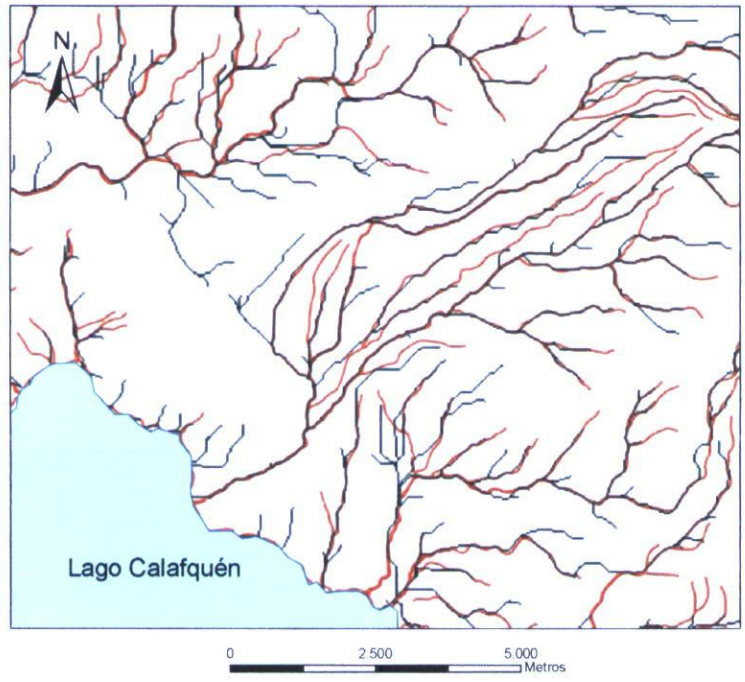


Figura 83. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM topográfico (color negro), en el estero Chaillupén.

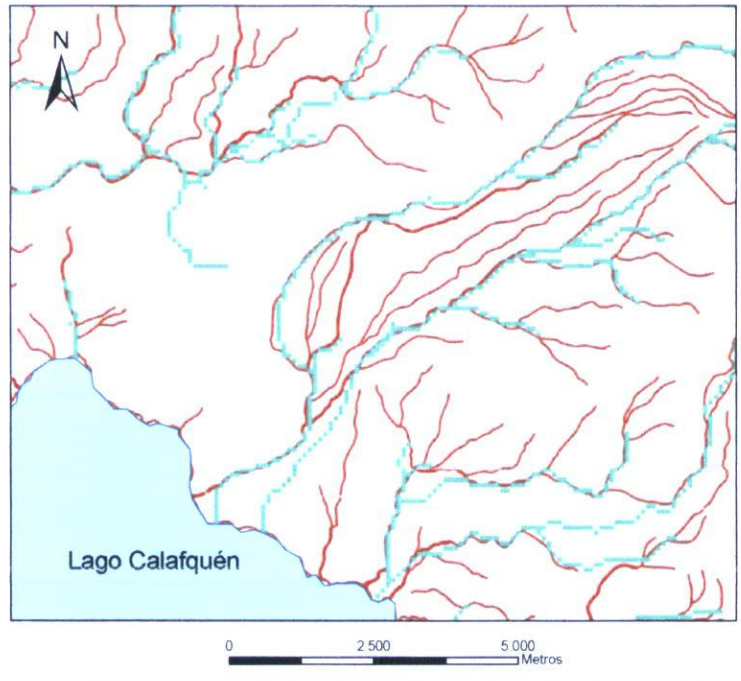


Figura 84. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM SRTM (color celeste), en el estero Chaillupén.

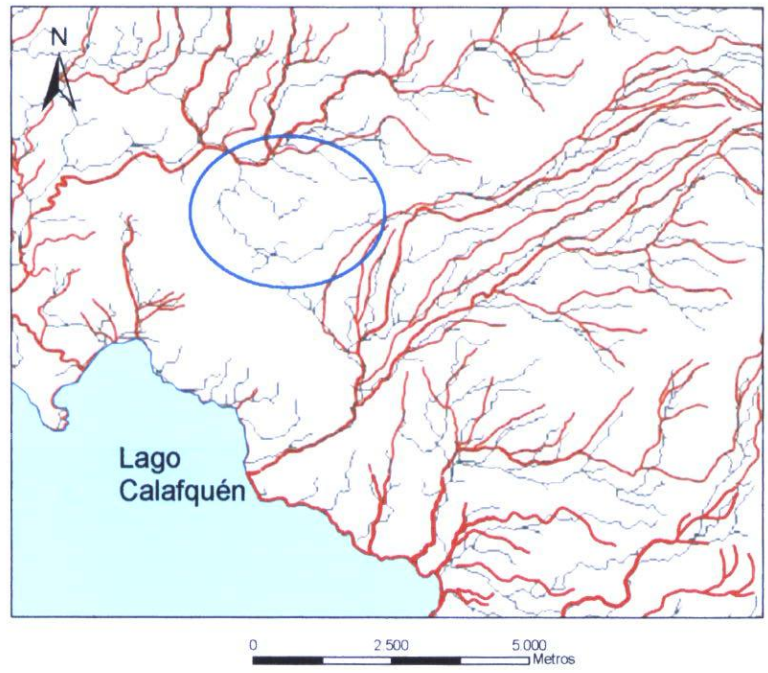


Figura 85. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM ASTER (color negro), en el estero Chaillupén. Se ven algunas discrepancias fuertes en las direcciones seguidas, como se observa dentro del círculo azul.

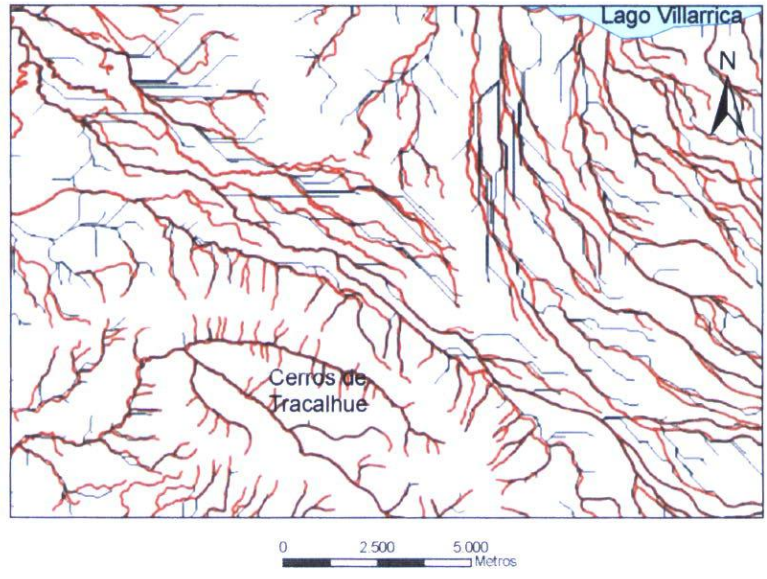


Figura 86. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM topográfico (color negro), en el río Voipir. En la parte superior se observa que la red de drenaje del DEM sigue patrones poco verosímiles, muy rectos y con quiebres abruptos de dirección.

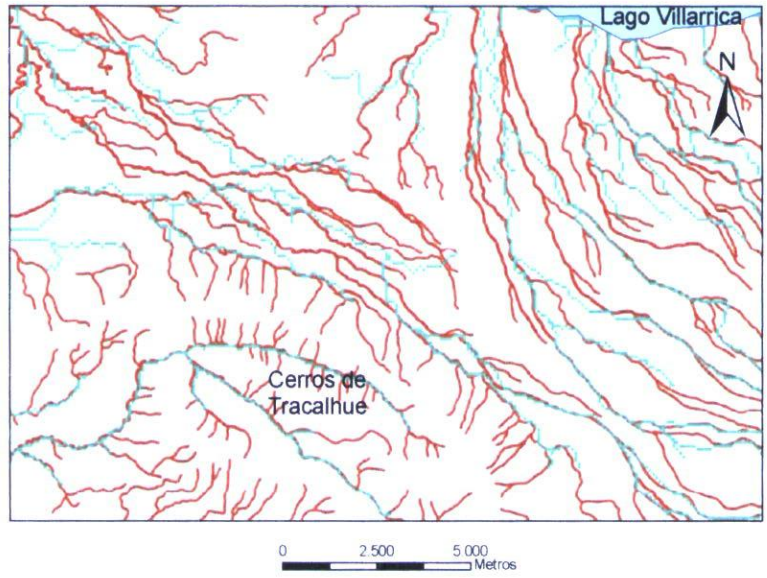


Figura 87. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM SRTM (color celeste), en el río Voipir.

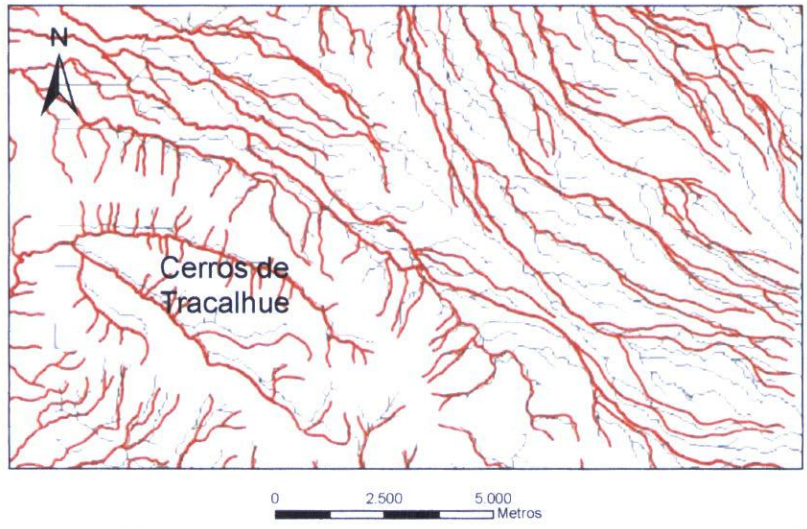


Figura 88. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM ASTER (color negro), en el río Voipir.

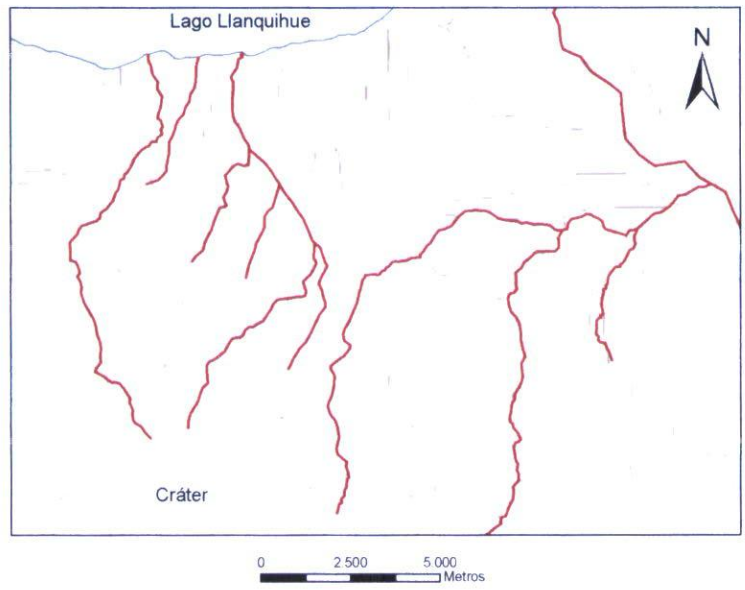


Figura 89. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM topográfico (color negro), en el flanco NE del volcán Calbuco. Se observa en el sector más al NE que la red de drenaje del DEM sigue patrones poco verosímiles, muy rectos y con quiebres abruptos de dirección.

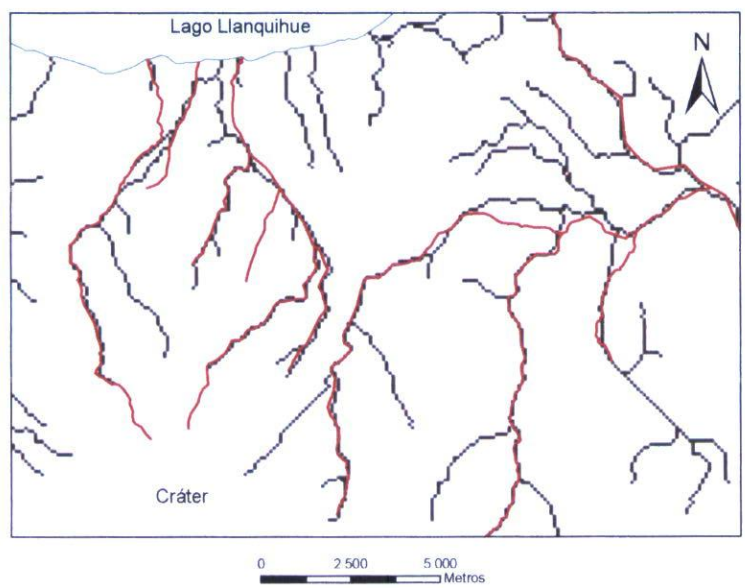


Figura 90. Comparación de la red de drenaje derivada de los planos topográficos del IGM (color rojo) con la obtenida del DEM SRTM (color negro), en el flanco NE del volcán Calbuco.

En resumen se puede decir que el DEM derivado de las curvas de nivel de los mapas topográficos del IGM es el que mejor resuelve la dirección de la red hidrológica, salvo para zonas muy planas, en que el SRTM las capta mejor, y es el que mejor representa la morfología de los cauces, ya que el SRTM evidencia su resolución demasiado baja y el ASTER presenta una morfología demasiado irregular, probablemente atribuida a que la cubierta vegetal la identifica como el terreno actual.

4.3 Modelamiento con LAHARZ

4.3.1 Análisis de sensibilidad de parámetros utilizados

La modelación de las zonas de inundación por lahares con LAHARZ se aplicó en los cauces del río Voipir y Chaillupén para el volcán Villarrica y el río Tepú para el volcán Calbuco. Los parámetros que necesita el modelo son 3: un DEM, el volumen del lahar a simular y el punto de partida en que comienza a inundar.

Para determinar el rango de volúmenes a modelar, se utilizaron datos de lahares anteriores, así como estimaciones de la cantidad de hielo y nieve que se puede fundir durante una erupción.

En el volcán Villarrica, se estimó que los depósitos laháricos de la erupción de 1971 estudiados presentan un volumen en torno a los 10×10^6 m^3. En los cauces Pedregoso y Turbio se reportó un volumen de 40×10^6 m^3 (Naranjo y Moreno, 2004) para los lahares de la misma erupción. La erupción de 1971 fue una erupción de intensidad media, en términos de la actividad histórica del volcán, hallándose erupciones de magnitud mayor como la de 1640 y 1948, en que la descarga de los lahares de esta última erupción hizo subir el nivel de lago Villarrica en 1 metro. En base a estos antecedentes, junto con datos de volúmenes de lahares debido a

derretimiento súbito de agua en otros volcanes (Pierson et al., 1990; Pierson, 1998; Iverson y Schilling, 1998) y algunas estimaciones de volumen de hielo y nieve hechas por Moreno (1993) se escogió un volumen máximo de 100 x 10^6 m^3 para los lahares simulados y un mínimo de 5 x 10^6 m^3, ya que si bien han ocurrido lahares con volúmenes menores, estos no alcanzan a cubrir extensiones de importancia práctica. Estos valores escogidos representan sólo un rango razonable de volúmenes de eventuales lahares, ya que hay que destacar que en el presente estudio no se pretende realizar una zonificación exhaustiva de peligros asociados a lahares, sino que testear el funcionamiento y aplicabilidad de 2 modelos distintos.

En el caso del cauce del río Tepú en el volcán Calbuco, los depósitos del lahar de 1961 alcanzan los 5 x 10^6 m^3, mientras que estimaciones de Lahsen et al., (1985) consideran un volumen máximo de lahares en este cauce de 58 x 10^6 m^3 suponiendo que se derrita toda la nieve y hielo (en octubre, fecha de máxima acumulación). Sin embargo es improbable que ante una erupción de importancia se derrita toda la nieve, por lo que para las simulaciones se adoptó un rango de volúmenes de 5 – 50 x 10^6 m^3.

Para elegir el punto de partida de la inundación de lahares, se escogieron las zonas en que comienzan a aparecer los depósitos en los cauces estudiados, en base a las observaciones hechas en terreno e información publicada en mapas geológicos (Lahsen et al., 1985; Moreno y Clavero, 2006) y de peligro (Moreno, 1993; Moreno, 1999). De acuerdo a las ecuaciones del modelo LAHARZ, una variación en el punto de inicio, solo influirá en el alcance final de los depósitos, sin afectar la geometría del depósito. Por ejemplo, si se cambia en 10 km aguas abajo el punto de inicio de depositación, tomando en cuenta un ancho promedio típico de 50 m del canal en las facies proximales, implica una perdida de área de 50.000 m^2. Si se toma un ancho de 500 m en las facies más distales, significa un aumento de 1 km en el alcance final de los depósitos.

En la Figura 91 se aprecia el efecto de cambiar el punto de partida en el cauce del Voipir, para un lahar con volumen de 10 x 10^6 m^3. Se observa que para un cambio de 4 km en el punto de partida, el alcance máximo del lahar se extiende en 1 km, sin cambiar la geometría del depósito.

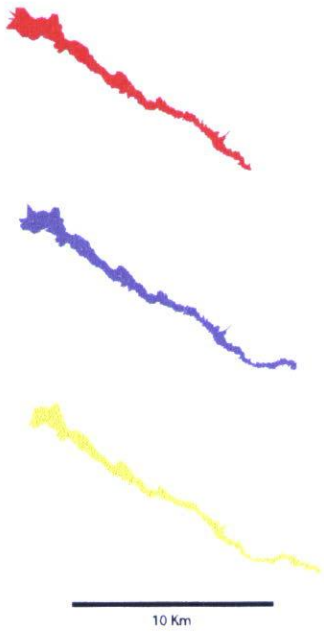


Figura 91. Se observan las variaciones observadas en el alcance de un flujo lahárico de 10^6 m^3 de volumen en el río Voipir, simulado con el modelo LAHARZ, al variar la posición del punto de partida escogido.

De este análisis, se concluye el cuidado que se debe tener al elegir el punto de inicio de la simulación, ya que si bien el alcance final varía poco en relación a la variación del punto de inicio, este es un factor crítico en cualquier análisis de peligro que se realice.

4.3.2 Resultados

En las Figuras 92 a 95 se presentan los resultados obtenidos con el modelo LAHARZ original. En los resultados obtenidos se observa que el

ancho de las zonas inundadas es demasiado extensa comparada con las observaciones hechas en terreno y mapas geológicos y de peligro, además que en el caso del río Voipir, el alcance de los depósitos es menor a lo esperado. Por ejemplo un lahar de 100 millones de m^3 apenas alcanza a cruzar a la carretera Villarrica – Licán Ray, siendo que los lahares de 1948 llegaron hasta la confluencia con el río Toltén. En el caso del Estero Chaillupén – estero Seco, lahares con volúmenes de 5 a 10 millones de m^3 alcanzan apenas a descargar en el lago Calafquén.

Por estos motivos se revisó el parámetro A de la ecuación que utiliza LAHARZ:

$$Sección\ transversal = A \times Volumen^{2/3}$$

el que tiene asignado un valor de 0,05.

En efecto, al revisar los datos con los que se realizó la calibración de este parámetro (Tabla #1, Capítulo 1), se observa que hay una mezcla de eventos de gran magnitud y otros muy pequeños, así como eventos laháricos y no laháricos, y también lahares cohesivos y no cohesivos.

En la Tabla #2 se filtraron los datos, manteniendo sólo los eventos laháricos en el rango de 1 – 100 x 10^6 m^3 y aquellos que son no – cohesivos, es decir, dejando aquellos eventos de características similares a los del Villarrica y Calbuco. Se observa que el promedio del parámetro A baja a 0,03, con un rango entre los 0,0687 y 0,0114, con la mayoría de los eventos en el rango de 0,015 a 0,03.

En la misma tabla se observan los cálculos y mediciones para el parámetro A, hechas para algunos casos en los volcanes Villarrica y Calbuco. Estos incluyen mediciones del volumen y sección transversal de los lahares sacados a partir de los depósitos, suponiendo en forma

aproximada que el volumen de los lahares es el doble de los depósitos, debido a la pérdida del agua que transportaban y erosión posterior.

En los casos en que no se dispuso de datos de terreno, se utilizaron fórmulas de caudal y volumen a partir de datos de los caudales y velocidades estimadas para los lahares, sacadas de diversas fuentes.

La sección transversal se puede calcular a partir de la ecuación:

Caudal = velocidad promedio x sección transversal

Por otra parte, el volumen se puede estimar a través de la fórmula propuesta por Pierson (1998) para flujos laháricos granulares, no - cohesivos:

$$Qp = 0{,}0135 \times Volumen^{0{,}78}$$

(Con Qp = caudal máximo)

Hay que tener en cuenta que todas estas formulas son sólo aproximaciones y pueden entregar resultados con grandes márgenes de error. Sin embargo, ellas permiten obtener una aproximación de primer orden para la magnitud de los lahares.

En la Tabla #2 se observa que los valores obtenidos para A están el el rango de 0,01 – 0,02 con un promedio de 0,013, por lo que se escogió un valor arbitrario de 0,015 para las simulaciones a realizar, las que se observan en las Figuras 92 a 95.

Tabla #2. Datos utilizados para recalibrar el modelo LAHARZ, para su aplicación a los volcanes Villarrica y Calbuco.

Volcán	Cauce	V (10^6) m^3	Descarga (m^3/s)	Sección Transversal (m^2)	Velocidad promedio (m/s)	A	Método	Fuente
Mount Hood	ZigZag	73	-	12000	-	0,0687		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Azufrado	40	-	2300	-	0,0197		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Molinos Nereidas	30	-	1100	-	0,0114		LAHARZ
Nevado del Ruiz	Guali	16	-	2000	-	0,0315		LAHARZ
St. Helens	Pine Creek + Muddy River	14	-	2100	-	0,0361		LAHARZ
	South Fork Toutle	12	-	1500	-	0,0286		LAHARZ
Mayon	Mabinit	1,2	-	200	-	0,0177		LAHARZ
					Promedio:	**0,0305**		
Villarrica	Correntoso	33	10000	1000	10	0,0097	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Pedregoso	42	12000	2400	5	0,0198	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Turbio + Pedregoso	80	20000	2000	> 10	0,0107	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Chaillupén	33	10000	1000	10 a 14	0,0097	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Coñaripe	17	6000	750	> 10	0,0113	Fórmulas de descarga y volumen	Naranjo y Moreno, 2004
Villarrica	Voipir	20		1500		0,0203	Mediciones en terreno depósito	Este estudio
Calbuco	Tepú	10		600		0,0129	Mediciones en terreno depósito	Este estudio
Calbuco	Tepú	7,2	3000	545	6	0,0146	Fórmulas de descarga y volumen	Klohn, 1963
					Promedio:	**0,0136**		

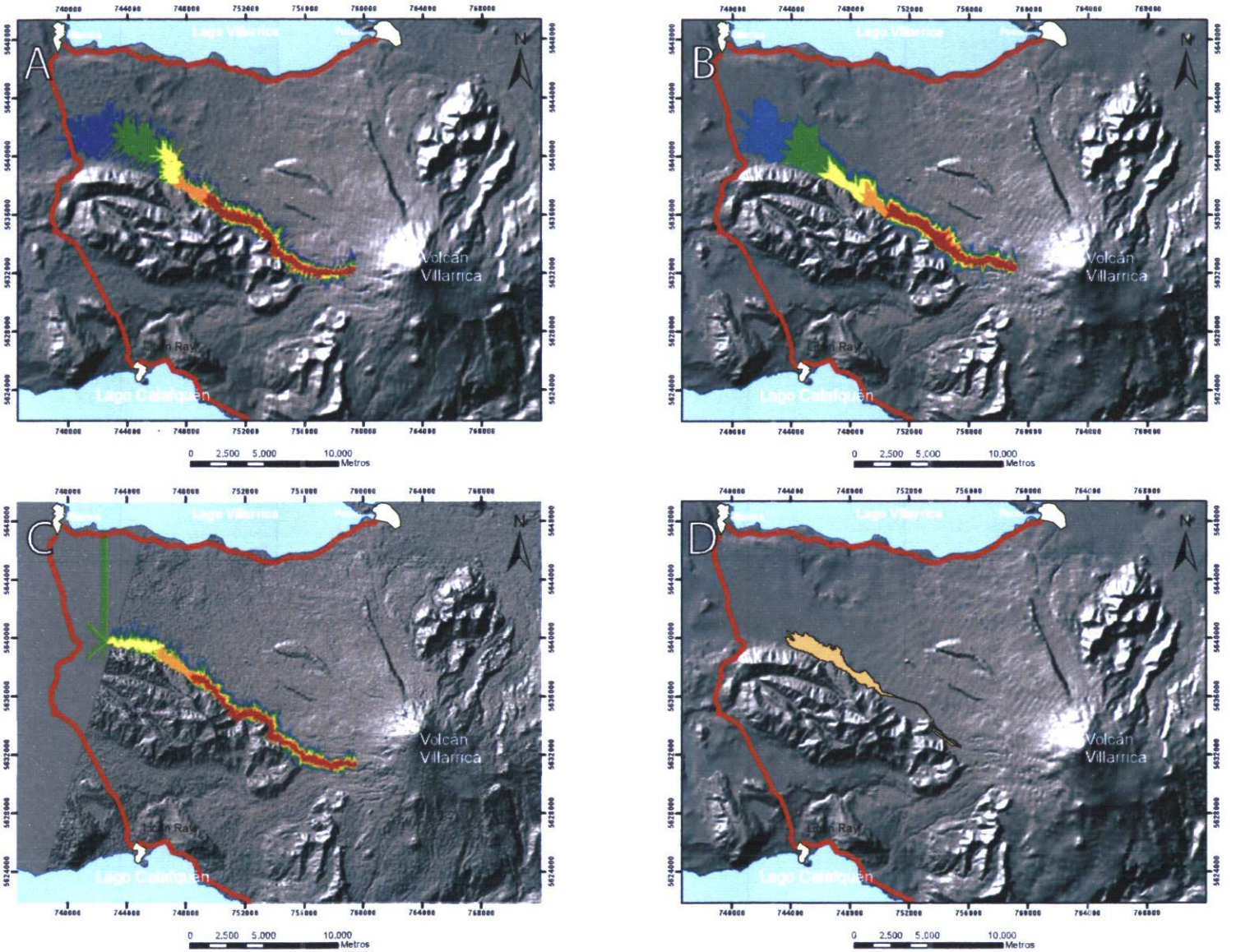


Figura 92. Resultados del modelo LAHARZ original en el río Voipir, volcán Villarrica. a) SRTM, b) DEM topográfico, c) ASTER, d) Depósitos de 1971 (10^7 m^3). Color rojo: 5 x10^6 m^3, color naranjo: 10 x10^6 m^3, color amarillo: 20 x10^6 m^3, color verde: 50 x10^6 m^3, color azul: 100 x10^6 m^3.

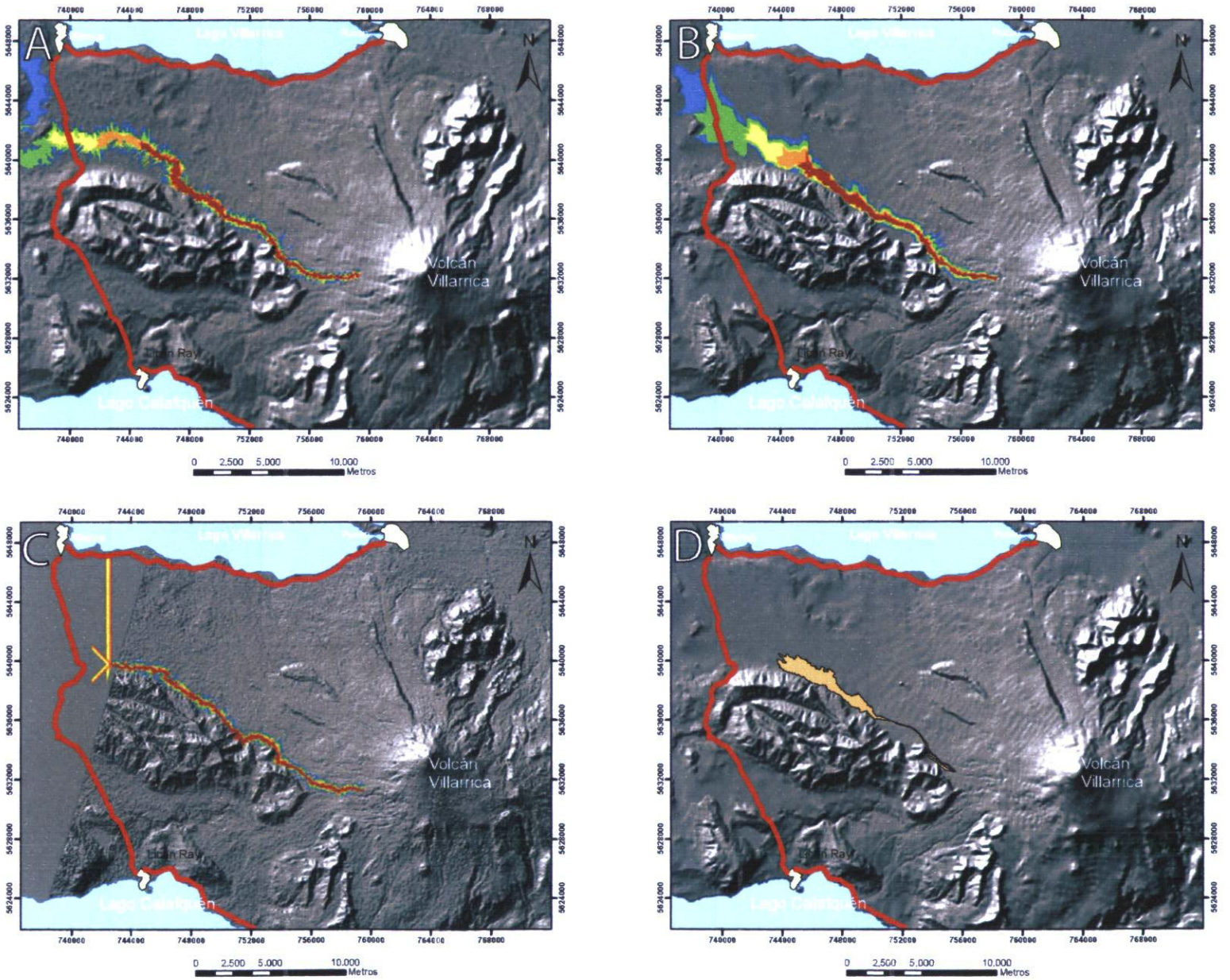


Figura 93. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ modificado, con el parámetro A = 0,015. a) SRTM, b) DEM topográfico, c) ASTER, d) Depósitos de 1971 (10^7 m^3). Color rojo: 5 x10^6 m^3, color naranjo: 10 x10^6 m^3, color amarillo: 20 x10^6 m^3, color verde: 50 x10^6 m^3, color azul: 100 x10^6 m^3.

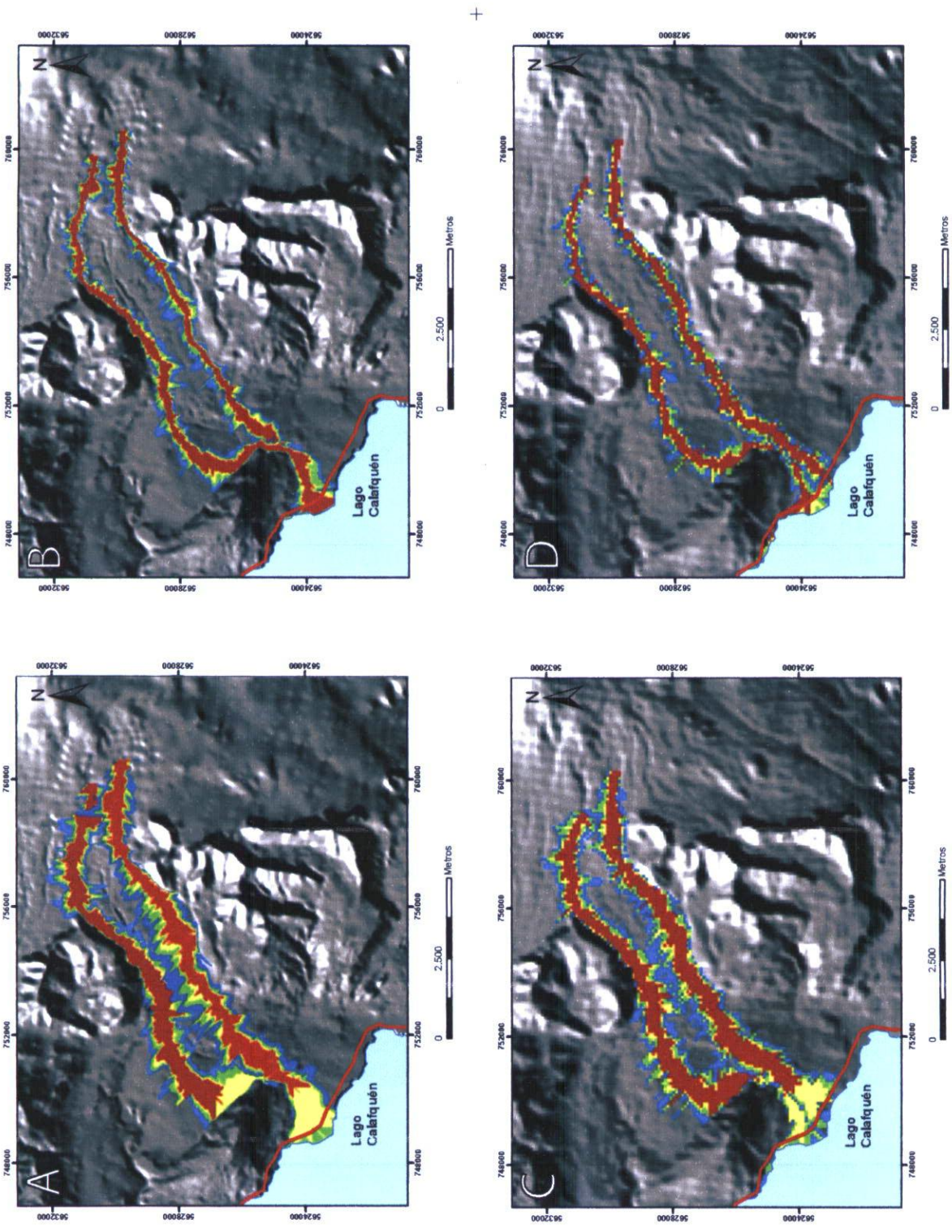


Figura 94. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ en el cauce del Chaillupén y Estero Seco. a)LAHARZ original, DEM topográfico. b) LAHARZ modificado, A = 0,015, DEM topográfico, c) LAHARZ original, DEM SRTM. d) LAHARZ modificado, A = 0,015, DEM SRTM. Color rojo: 5 x10^6 m^3, color naranjo: 10 x10^6 m^3, color amarillo: 20 x10^6 m^3, color verde: 50 x10^6 m^3, color azul: 100 x10^6 m^3.

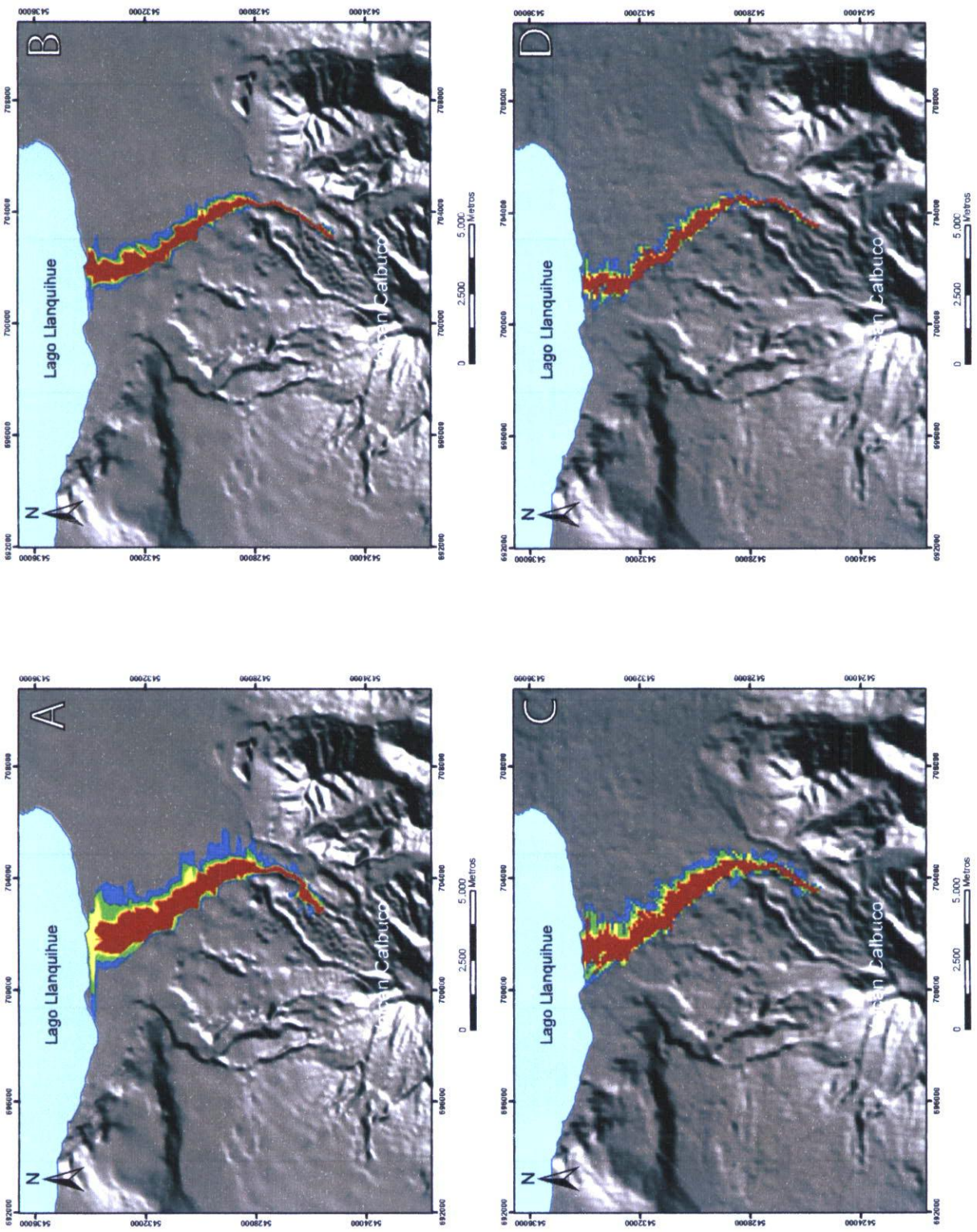


Figura 95. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ en el río Tepú, volcán Calbuco. a) LAHARZ original, DEM topográfico. b) LAHARZ modificado, A = 0,015, DEM topográfico. c) LAHARZ original, DEM SRTM. d) LAHARZ modificado, A = 0,015, DEM SRTM. Color rojo: 5 x 10^6 m^3, color amarillo: 10 x10^6 m^3, color verde: 20 x 10^6 m^3, color azul: 50 x 10^6 m^3.

Los resultados obtenidos con el parámetro A modificado a 0,015, son más coherentes con los datos de terreno, observándose en todos los cauces simulados que las áreas de inundación de los flujos modelados siguen más fielmente las formas de los depósitos existentes. También los alcances de los flujos son más realistas, como sucede en el Voipir, en que un flujo de 100 millones de m^3, sobrepasa ampliamente el camino Villarrica – Licán Ray.

En el caso del río Voipir, se observa que el DEM que mejor simula los lahares para ambos volcanes es el topográfico, ya que tanto el SRTM como el ASTER presentan zonas de inundación demasiado estrechas, sin reflejar las zonas de inundación que producen los flujos en la realidad. Además se observan discrepancias en los cursos seguidos, para las zonas más distales entre el DEM topográfico y el SRTM (el ASTER no alcanza a cubrir esta zona).

En los cauces Chaillupén – estero Seco (Villarrica) y río Tepú (Calbuco), los resultados son bastante similares entre los DEM topográfico y SRTM, mientras que el ASTER no se testeó en el Chaillupén, debido a los grandes errores presentados en la red de drenaje y los pobres resultados obtenidos en el Voipir.

Una de las limitaciones del modelo LAHARZ es que simula los flujos laháricos como una sola oleada o pulso y no en varios pulsos como ocurre en la realidad (Pierson et al., 1990; Fairchild 1987; Iverson, 1997; Naranjo y Moreno, 2004; Castruccio, 2005), en que la topografía se vería modificada debido a la depositación de cada pulso lo que podría alterar el curso que siguen los pulsos posteriores.

Para testear este fenómeno, se modificó el código del programa, para que modifique la topografía de los DEM utilizados después de cada pulso. Debido a que LAHARZ simula zonas de inundación y no depósitos, se supuso que la sección transversal de los depósitos corresponden a 1/3 de

la sección transversal de la inundación provocada por el flujo (Pierson et al., 1990; Quinteros, 1991), suponiendo este valor como un promedio, ya que en realidad no es constante a lo largo de un cauce. En las figuras 96 a 101 se presentan los resultados.

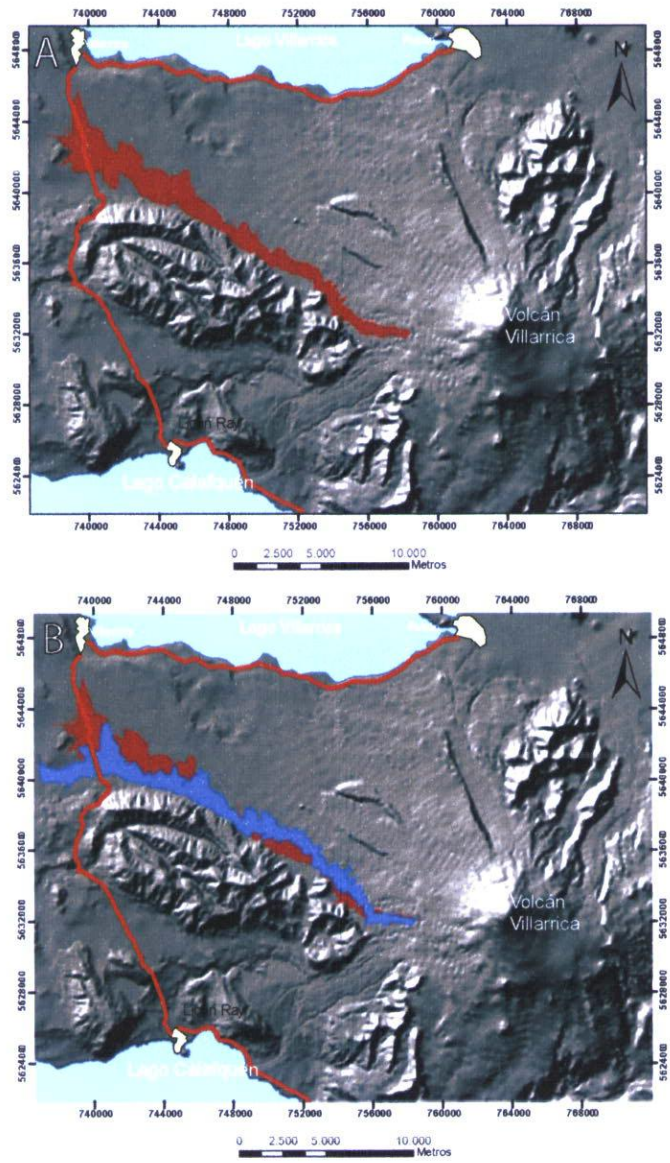


Figura 96. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el volcán Villarrica. Se simularon 2 oleadas de 50 x 10^6 m^3. a) 1° oleada, color rojo. b) 2° oleada, color azul. En esta última simulación, la zona de inundación se escapó de los límites del DEM topográfico utilizado.

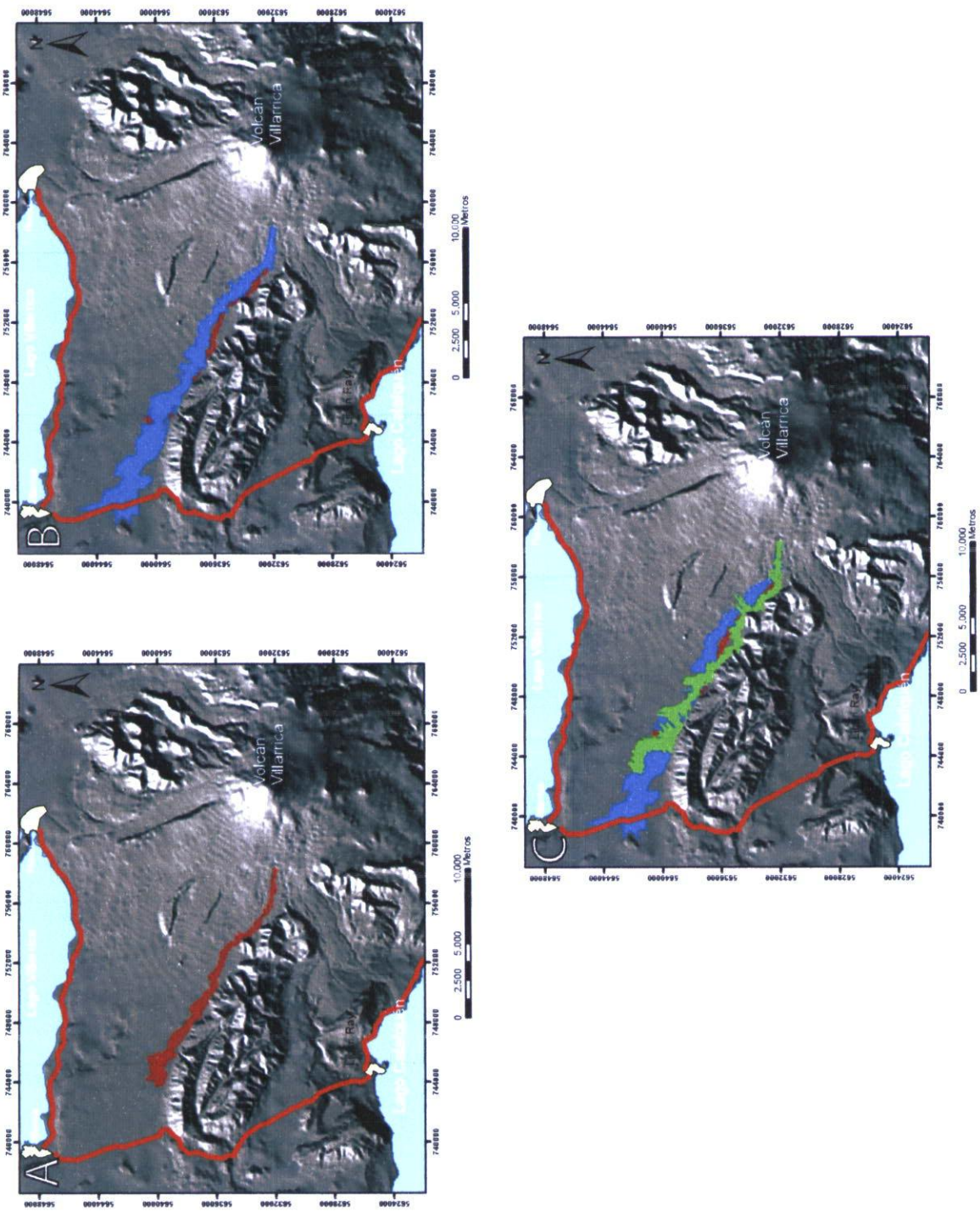


Figura 97. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el volcán Villarrica. Se simularon 3 oleadas distintas. a) 1° oleada (color rojo) de 10 x 10^6 m^3. b) 2° oleada (color azul) de 50 x 10^6 m^3. c) 3° oleada (color verde) de 20 x 10^6 m^3. El DEM utilizado fue el topográfico.

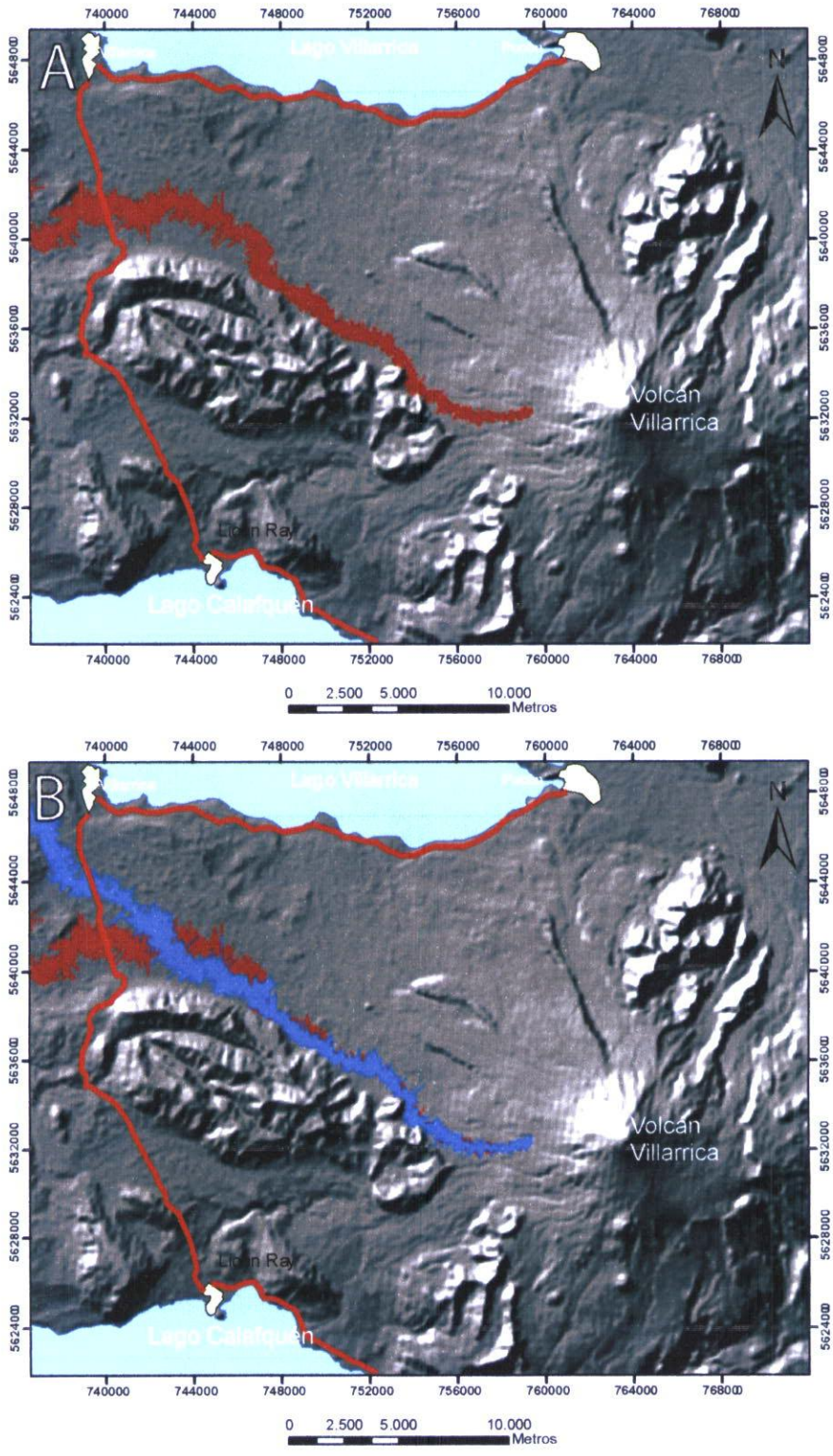


Figura 98. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el volcán Villarrica. Se simularon 2 oleadas distintas. a) 1° oleada, color rojo de 50 x 10^6 m^3. b) 2° oleada, color azul de 50 x 10^6 m^3. El DEM utilizado fue el SRTM.

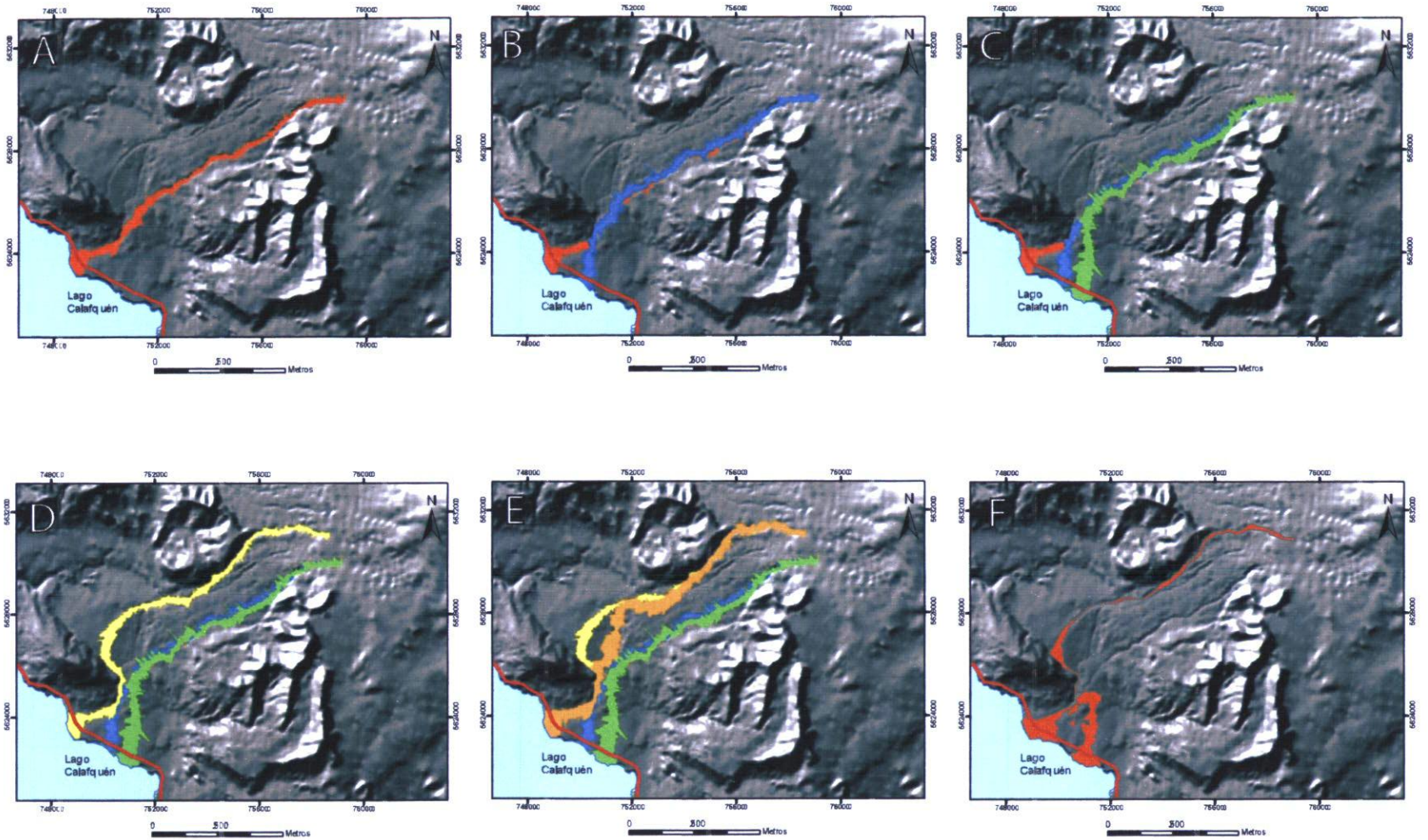


Figura 99. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el estero Chaillupén y estero Seco en el volcán Villarrica. Se simularon 5 oleadas distintas. a) 1° oleada, color rojo de 5 x 10^6 m^3, en el estero Chaillupén b) 2° oleada, color azul de 5 x 10^6 m^3, en el estero Chaillupén c) 3° oleada de 5 x 10^6 m^3, de color verde, en el estero Chaillupén. d) 4° oleada de 5 x 10^6 m^3, de color amarillo, en el estero Seco. e) 5° oleada de 5 x 10^6 m^3, de color naranjo, en el estero Seco. f) depósitos laháricos de la erupción de 1971, mapeados en terreno. Volumen estimado de los depósitos: 8 x 10^6 m^3. Se utilizó el DEM topográfico para las simulaciones.

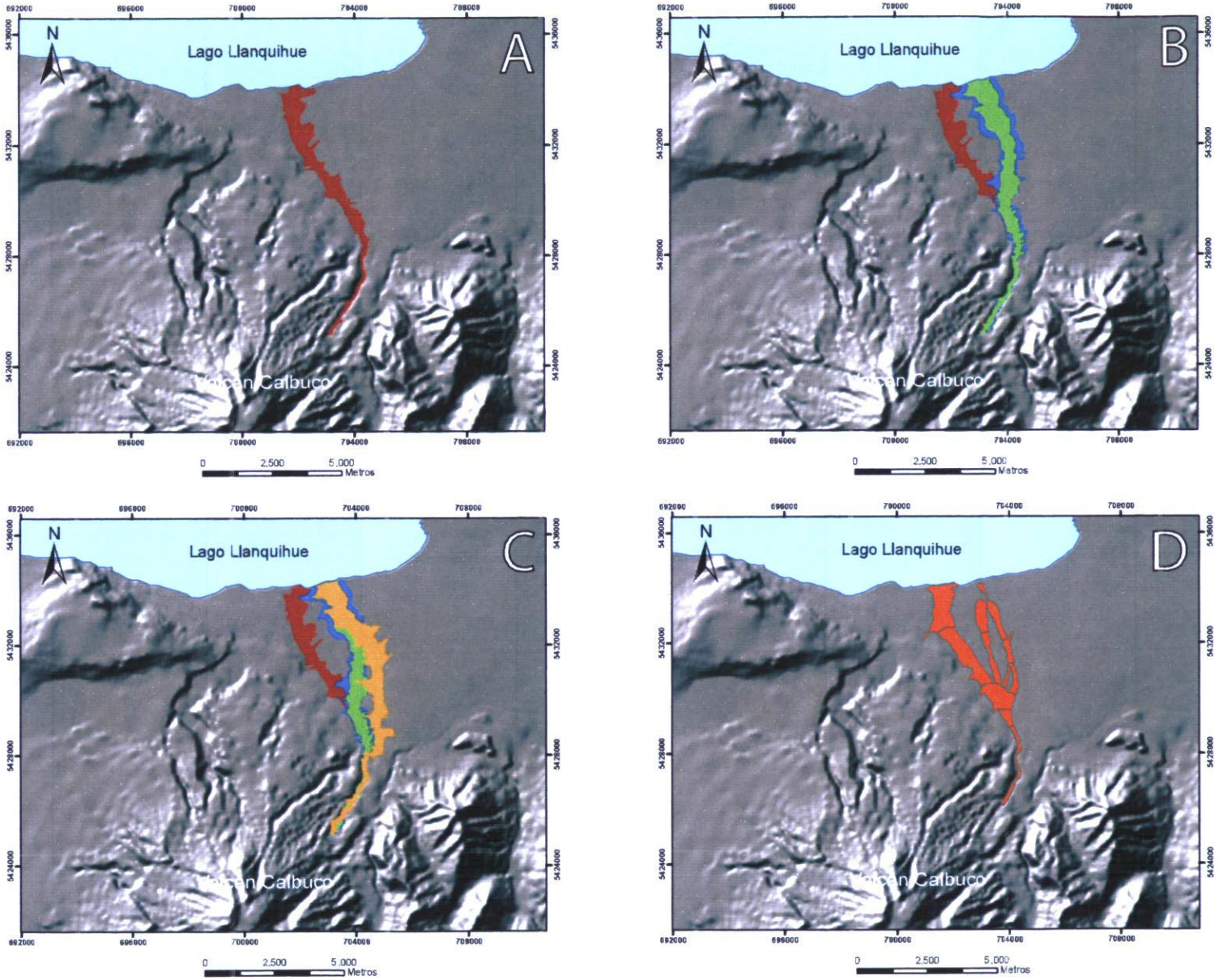


Figura 100. Modelamiento con el programa LAHARZ, en el río Tepú en el volcán Calbuco. Se simularon 3 oleadas distintas. a) 1° oleada (color rojo) de 5 x 10^6 m^3. b) 2° oleada (color azul) de 10 x 10^6 m^3 y color verde de 5 x 10^6 m^3 c) 3° oleada de 5 x 10^6 m^3, (color naranjo). d) Depósitos laháricos de la erupción de 1961, mapeados en terreno. Volumen estimado de los depósitos: 5 x 10^6 m^3. Se utilizó el DEM topográfico para las simulaciones.

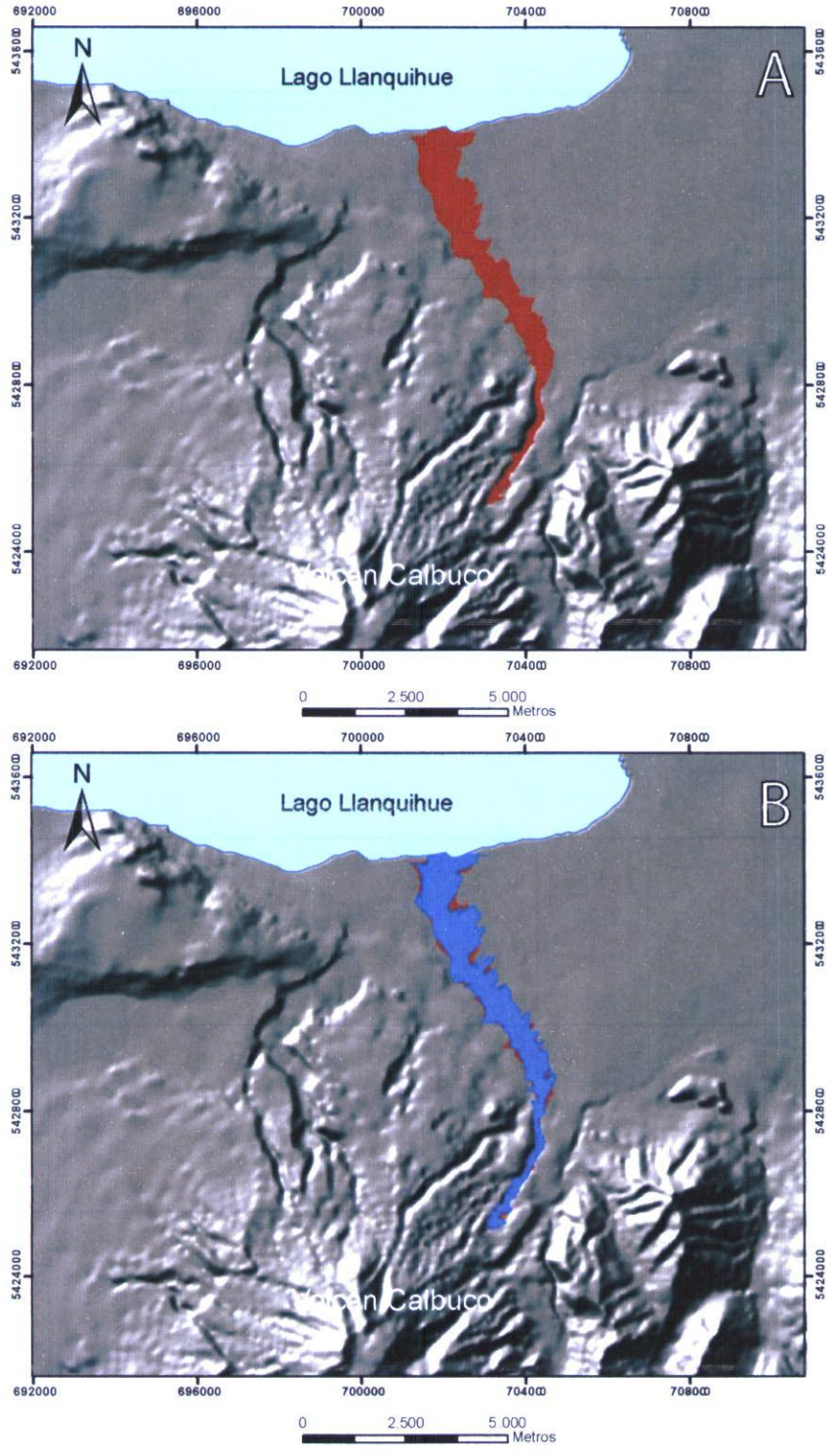


Figura 101. Simulación con LAHARZ en el río Tepú, volcán Calbuco. A) 1° oleada (color rojo) de 20 x 10^6 m^3. b) 2° oleada (color azul) de 20 x 10^6 m^3. El DEM utilizado corresponde al Topográfico.

Las simulaciones realizadas, muestran que los resultados obtenidos con varias oleadas o pulsos se asemejan mucho mejor a los depósitos observados y cubren áreas que han sido afectadas por lahares y que el modelo LAHARZ original no cubría. Por ejemplo en el estero Chaillupén – Seco, al simular varias oleadas de 5 x 10^6 m^3 se vería afectada la zona al SE de la desembocadura principal, que fue afectada por la erupción de 1971 y que LAHARZ no inundaba. En el río Tepú, volcán Calbuco, ocurre algo similar, ya que al simular oleadas de 5 x 10^6 m^3 se inundan zonas cada vez más hacia el E, cubriendo una zona similar a la zona de inundación generada durante la erupción de 1961. Es interesante notar en este caso, que una simulación con pulsos mayores, de 20 x 10^6 m^3, no altera los cursos seguidos por los lahares y solo se inunda el cauce principal del río Tepú.

4.4 Modelamiento con MSF

4.4.1 Análisis de sensibilidad de los parámetros utilizados

El modelo MSF se utilizó en los mismos cauces que el modelo LAHARZ y con los mismos tipos de DEM. En todas las simulaciones se escogió un valor de H/L, que es el parámetro que determina la extensión que alcanza un lahar, tal que permitiera a los flujos alcanzar los lagos en que desembocan o los límites del DEM para el caso del Voipir. Esto, dado que ninguno de los DEM utilizados cubre la confluencia de éste con el Toltén, que lo ha alcanzando en numerosos eventos, como en 1640 y 1948.

Para estudiar la variación de los resultados en relación al punto de partida, se testeó este parámetro en el cauce del estero Chaillupén – estero Seco con el DEM SRTM. En las figuras 102 a 105 se presentan los resultados obtenidos al variar el punto de partida de los flujos simulados, así como el tamaño del área de iniciación. En las figuras 102 y 103 se eligió el punto de partida en el límite de las nieves eternas, con la diferencia que en el caso de la figura 103, se eligió un área de inicio mayor. En la figura 104 se eligió un área de inicio próximo al cráter, mientras que en la figura 105 se el área de inicio se ubicó donde la pendiente desciende de 5°.

Se observa que la principal variación en los resultados, es la cantidad de cauces afectados. En los 2 primeros casos, la simulación alcanza a afectar al río Voipir y Estero Huachitío, mientras que en el tercer caso se afecta también al estero Diuco. En el último caso, solo se afecta el estero Chaillupén – Seco. Si bien los resultados de los distintos casos aparecen con probabilidades distintas, hay que tomar en cuenta que sólo son relativas y se miden en relación a las zonas simuladas con más alta y baja probabilidad de ser afectadas. La variación del tamaño del área de origen afecta escasamente a los resultados, salvo en las zonas proximales.

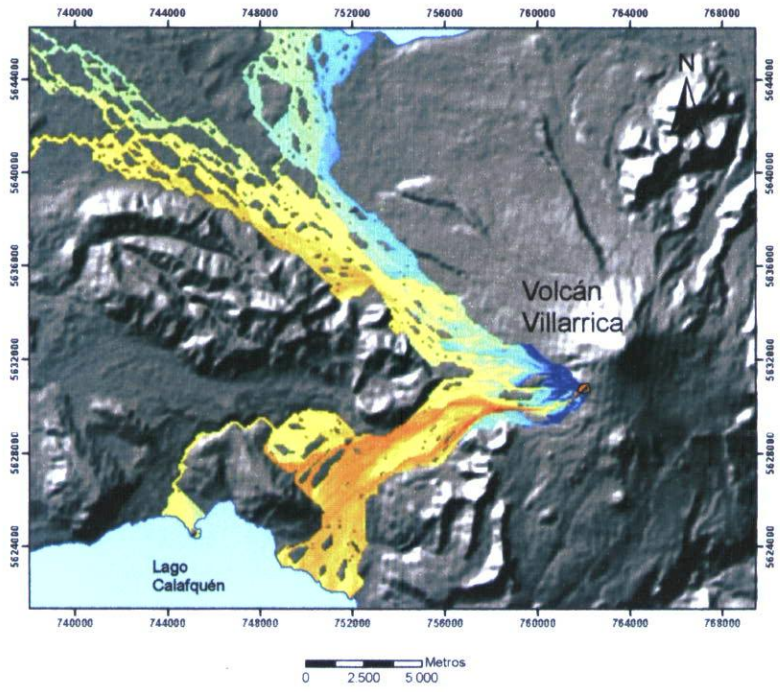


Figura 102. Simulación con el modelo MSF, utilizando el DEM SRTM. El área de color naranjo achurado corresponde a la zona de inicio del flujo simulado. (Azul: bajo peligro, Rojo: alto peligro).

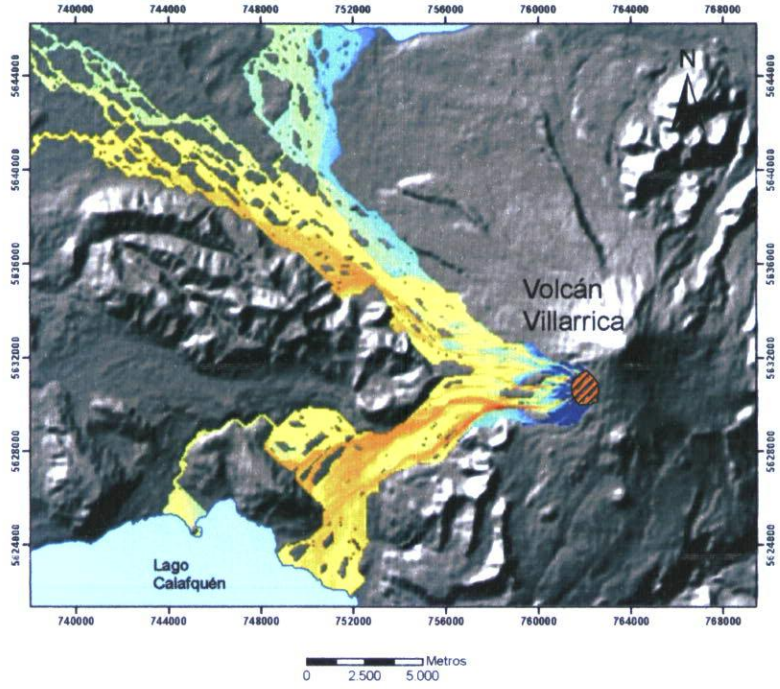


Figura 103. Simulación con el modelo MSF, utilizando el DEM SRTM. Nótese la diferencia del tamaño del área de origen con la figura anterior. (Azul: bajo peligro, Rojo: alto peligro).

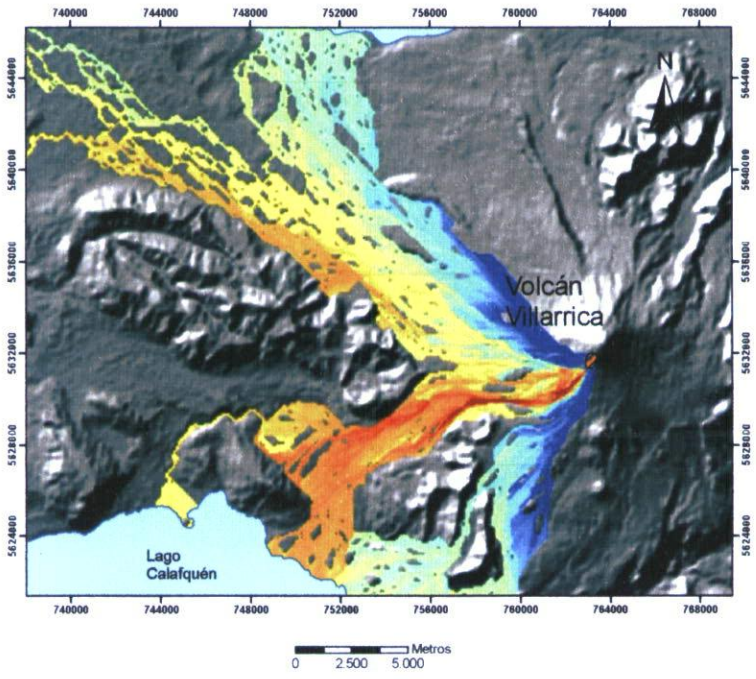


Figura 104. Simulación con el modelo MSF, utilizando el DEM SRTM. El área de color naranjo achurado corresponde a la zona de inicio del flujo simulado, ubicada en una zona más alta que en las figuras anteriores. (Azul: bajo peligro, Rojo: alto peligro).

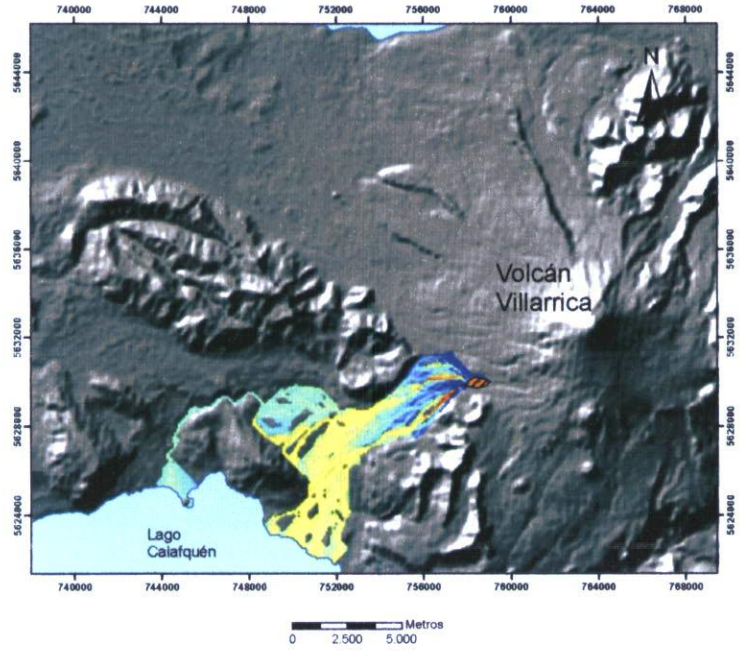


Figura 105. Simulación con el modelo MSF, utilizando el DEM SRTM. El área de inicio se ubicó en el límite de 5° de la pendiente. (Azul: bajo peligro, Rojo: alto peligro).

4.4.2 Resultados

Los resultados obtenidos se presentan en las Figuras 106 a 113. Se observa para el caso del Voipir que el DEM topográfico sigue en líneas generales las mismas zonas de inundación que en el modelo LAHARZ y se ajustan a los depósitos reales que existen en este cauce (Figura 107). Por otra parte el DEM SRTM cubre zonas más amplias y una parte se desvía al estero Huichatío (Figura 106), mientras que el DEM ASTER presenta un resultado poco realista con zonas de inundación muy estrechas, confinadas exclusivamente a los cauces (Figura 108). En el caso del estero Chaillupén, los resultados con el SRTM y topográfico son bastante similares (Figuras 109 y 110) y ajustados a los caminos seguidos por los lahares anteriores, salvo por una zona del estero Seco, que se desvía hacia la zona de Licán Ray cubierta por el SRTM y no por el topográfico. El ASTER, por otra parte, no capta bien la red de drenaje y algunas zonas como el sector del estero Seco en que choca con el cerro Licán o el brazo SE del estero Chaillupén no las identifica como zonas de inundación (Figura 111).

En el volcán Calbuco, ambos DEM (topográfico y SRTM) captan de manera similar las zonas de inundación en el río Tepú (Figura 112 y 113). En el río Hueñuhueñu, en el DEM Topográfico se inunda una zona mucho más amplia, aunque con una muy baja probabilidad. Esta discrepancia puede deberse a que la zona es muy plana y el DEM Topográfico presenta problemas de interpolación.

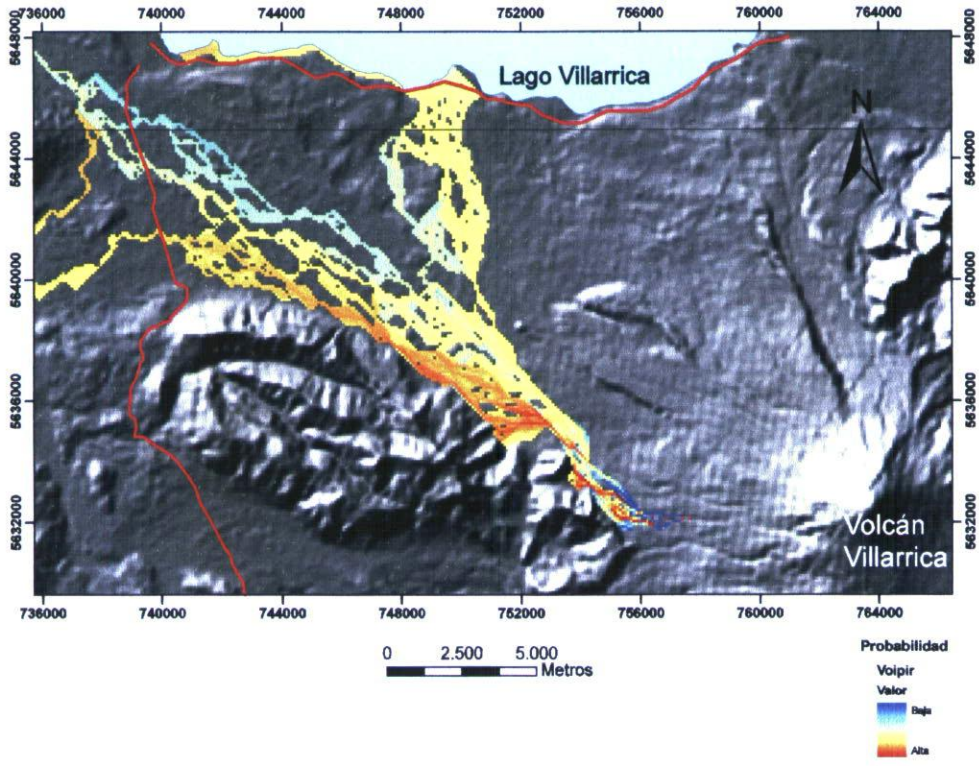


Figura 106. Simulación realizada con el modelo MSF en el río Voipir, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al SRTM.

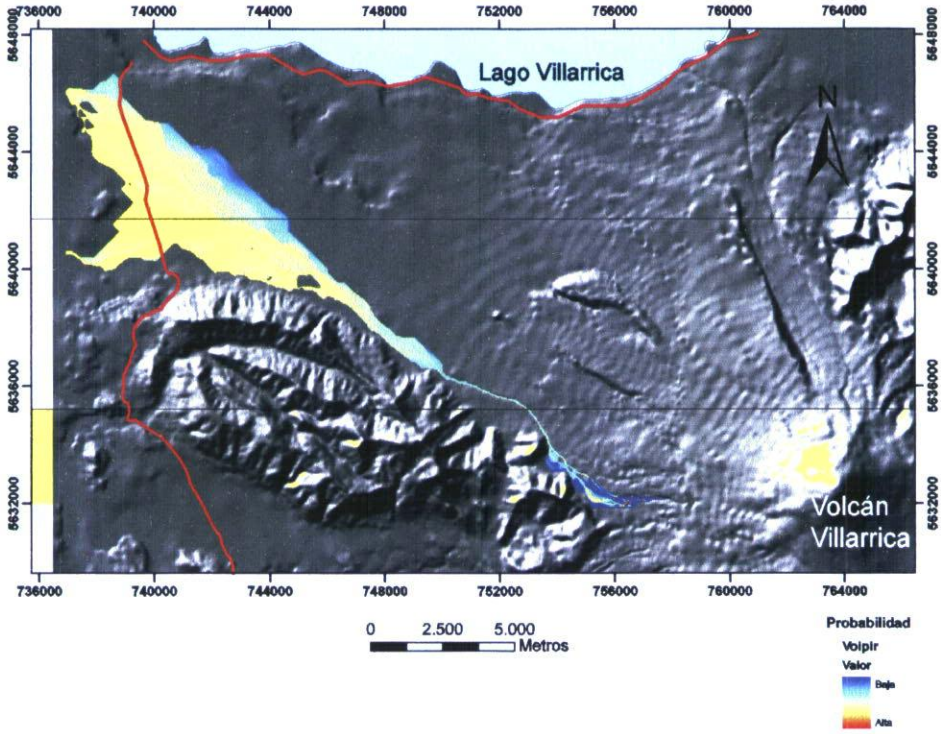


Figura 107. Simulación realizada con el modelo MSF en el río Voipir, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al Topográfico.

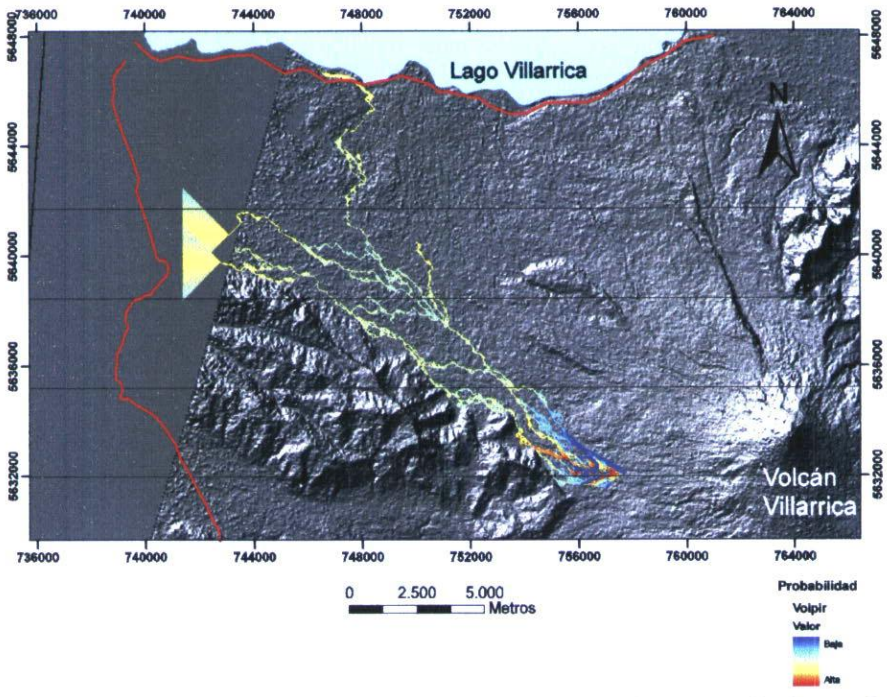


Figura 108. Simulación realizada con el modelo MSF en el río Voipir, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al ASTER. Los triángulos observados hacia la izquierda se deben a que la simulación alcanzó el límite del DEM utilizado.

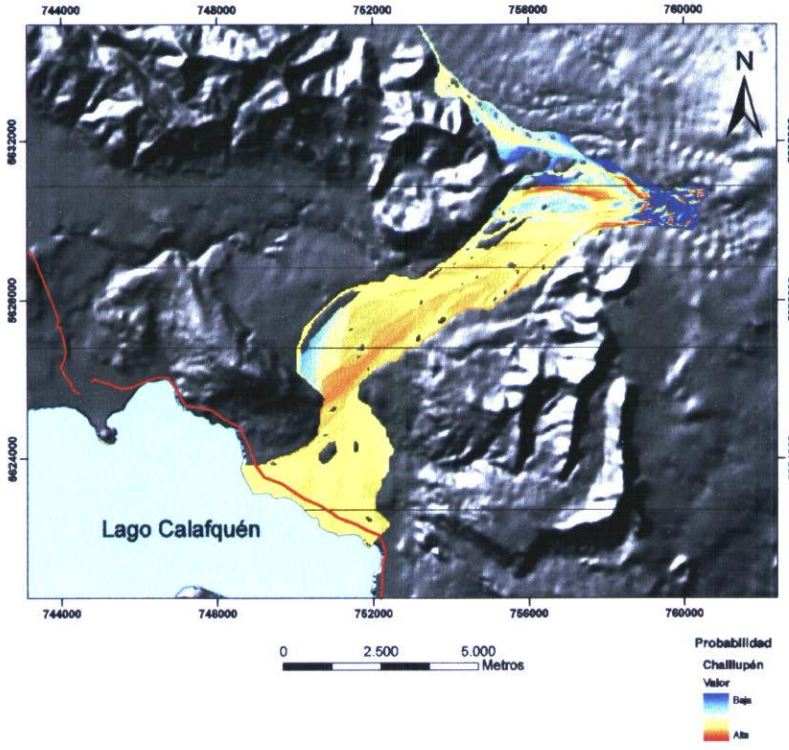


Figura 109. Simulación realizada con el modelo MSF en el estero Chaillupén - Seco, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al Topográfico.

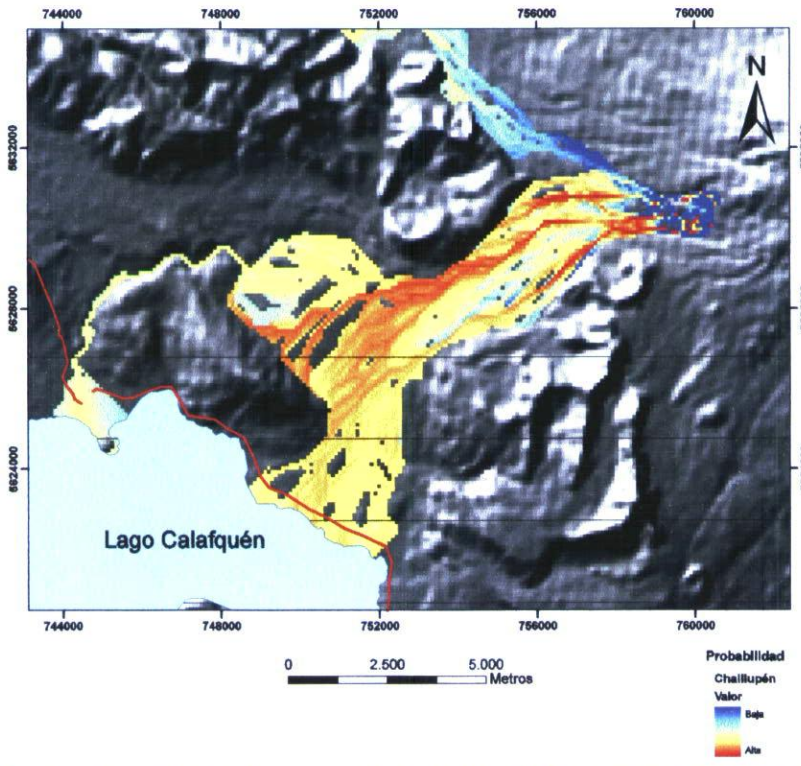


Figura 110. Simulación realizada con el modelo MSF en el estero Chaillupén - Seco, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al SRTM.

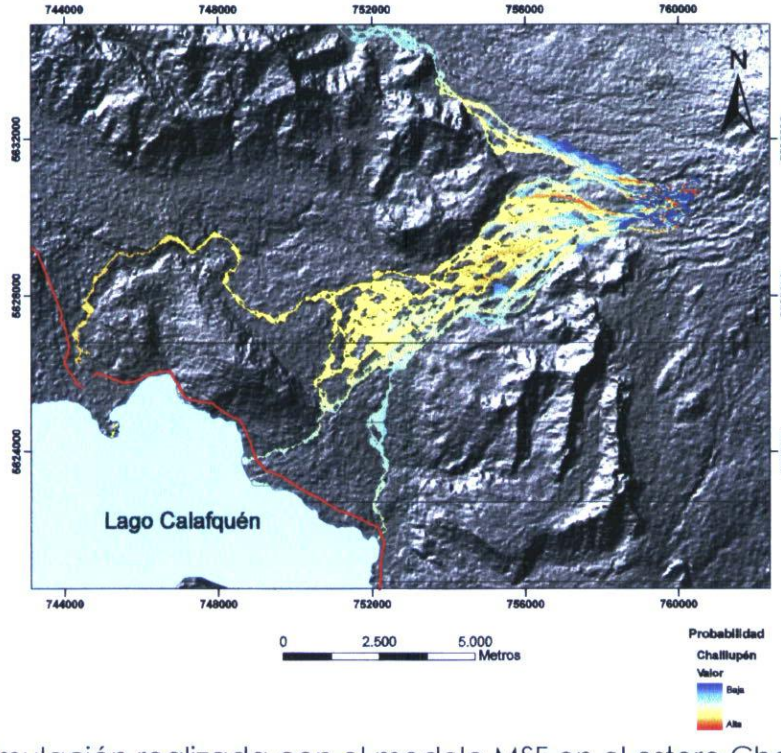


Figura 111. Simulación realizada con el modelo MSF en el estero Chaillupén - Seco, volcán Villarrica. El DEM utilizado corresponde al ASTER.

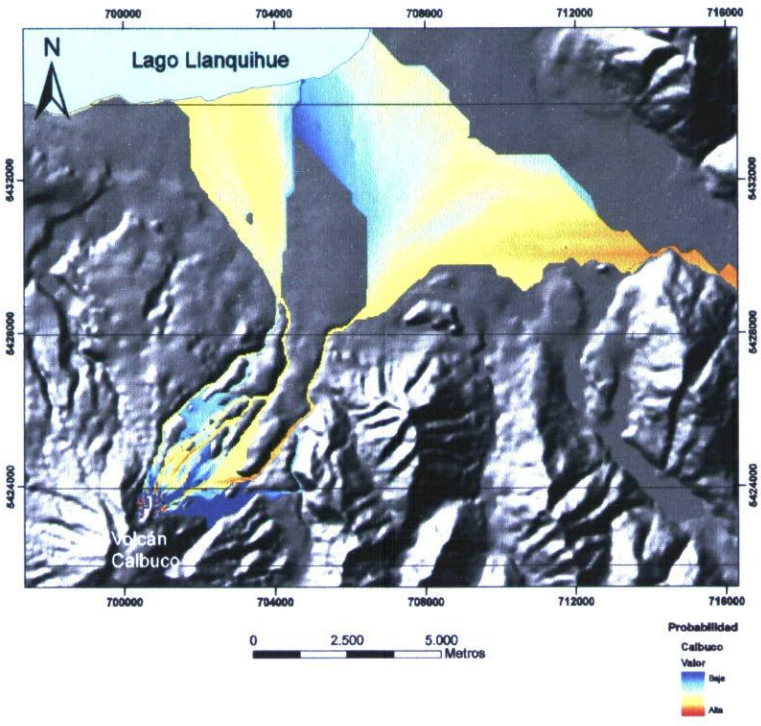


Figura 112. Simulación realizada con el modelo MSF en el río Tepú - Hueñuhueñu, volcán Calbuco. El DEM utilizado corresponde al topográfico.

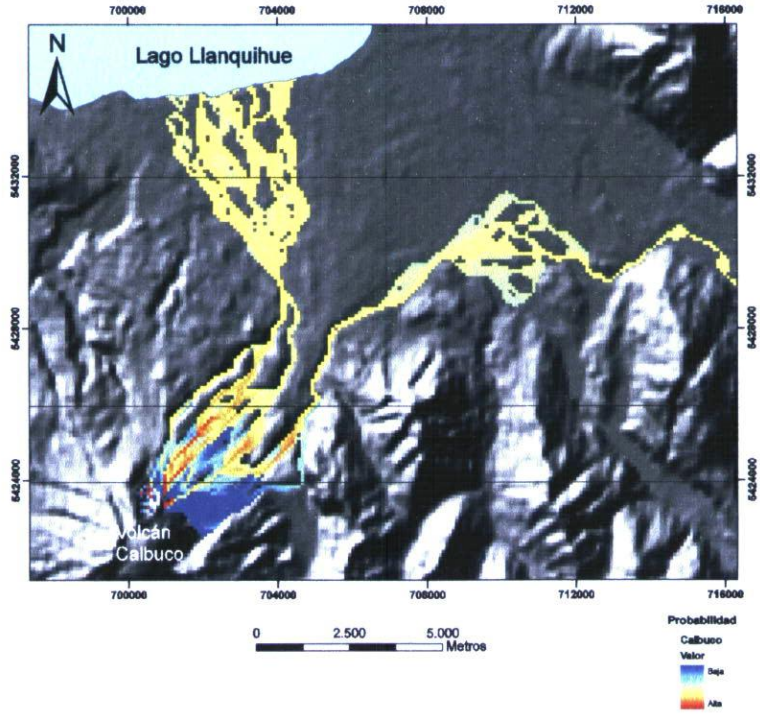


Figura 113. Simulación realizada con el modelo MSF en el río Tepú - Hueñuhueñu, volcán Calbuco. El DEM utilizado corresponde al SRTM.

En resumen se puede apreciar que los resultados obtenidos con el modelo MSF, tienden a seguir las trayectorias seguidas por los lahares anteriores, coincidiendo con los depósitos laháricos anteriores, reconocidos en ambos volcanes y cubren, en general, áreas mayores que las cubiertas por el modelo LAHARZ, simulando además, de manera más completa que este último modelo, las redes hidrológicas en los diferentes casos estudiados.

Capítulo 5

Discusión

5.1 Introducción

En este capítulo se discuten los procesos de generación, transporte y depositación de los lahares "fríos" del volcán Villarrica y "calientes" en el volcán Calbuco, en base a las observaciones hechas en los depósitos laháricos en ambos volcanes. Luego se discute la influencia del tipo de DEM utilizado en los resultados obtenidos con los distintos modelos utilizados. También se discute las modificaciones realizadas en el modelo LAHARZ y la comparación de éste con el modelo MSF, así como la comparación con los mapas de peligro existentes para ambos volcanes. Finalmente, se considera la aplicabilidad de los modelos a otros volcanes.

5.2 Origen de los lahares

En el volcán Villarrica, los lahares de la erupción de 1971 fueron originados durante la fase paroxismal de ésta, cuando la lava emitida alcanzó una altura de cerca de 400 m sobre el cráter del volcán (Moreno, 1993; González, 1995; Naranjo y Moreno, 2004) y tasas de emisión aproximadas de 500 m^3/s (Moreno, 1993). Esto marcó la fusión repentina de grandes volúmenes de hielo y nieve, que al escurrir por los flancos del

volcán, erodaron las laderas de éste, aumentando progresivamente el contenido de sedimentos, convirtiéndose en flujos con características intermedias de flujos de detritos e hiperconcentrados (Pierson y Scott, 1985), de acuerdo a las características granulométricas y texturales de los depósitos mapeados. Por otra parte, los lahares generados en la erupción de 1961 en el volcán Calbuco, se generaron debido a la dilución que experimentaron los flujos de bloques y ceniza formados debido al colapso del domo activo o el colapso de los frentes de las coladas de lava. Estos flujos derritieron la nieve y hielo presente en las partes más altas del volcán o incorporaron agua de los cauces a través de los cuales se desplazaban (Moreno 2004, Moreno et al., 2006), convirtiéndose en flujos de detritos.

Estos diferentes orígenes se corroboran en diversas observaciones plasmadas en este trabajo. La primera, es la clara diferencia en la distribución granulométrica que poseen las distintas muestras de la matriz de los depósitos. En efecto, las muestras del volcán Villarrica presentan habitualmente una distribución unimodal, con escaso material fino (< 5% de limo + arcilla), mientras que en el volcán Calbuco, la distribución es bimodal, con un alto contenido de finos (> 5% de limo + arcilla), con una peor selección (Figura 114). Estas diferencias se deberían a que el origen del sedimento de los lahares en el volcán Villarrica correspondería al sedimento suelto presente en sus laderas, escaso en material fino, mientras que en el caso del Calbuco, el material fino provendría de la ceniza presente en los flujos de bloques y ceniza, que pueden estar presentes en grandes cantidades (e.g. Siebe et al., 1993; Ritchie et al., 2002, Figura 115).

Otra diferencia es el tipo de material que componen los depósitos en ambos volcanes, como se aprecia en las imágenes obtenidas mediante el SEM (Tabla #3). Mientras que en el caso del volcán Calbuco, el material es bastante homogéneo, compuesto principalmente por fragmentos andesíticos, con un grado de vesicularidad, abrasión y angularidad

bastante similares, en el caso del volcán Villarrica se presenta un amplio espectro de fragmentos, con distintos grados de cristalinidad, vesicularidad y angularidad, así como fragmentos escoráceos, de material arcilloso, etc. Estas diferencias serían resultado nuevamente del distinto origen. Mientras que para el caso del volcán Calbuco, casi todo el material que componen los depósitos proviene de los flujos piroclásticos que se diluyen y dan origen a los lahares "calientes", en el caso del volcán Villarrica provendrían de los distintos tipos de sedimentos presentes en las laderas del volcán, generados durante diversas erupciones pasadas.

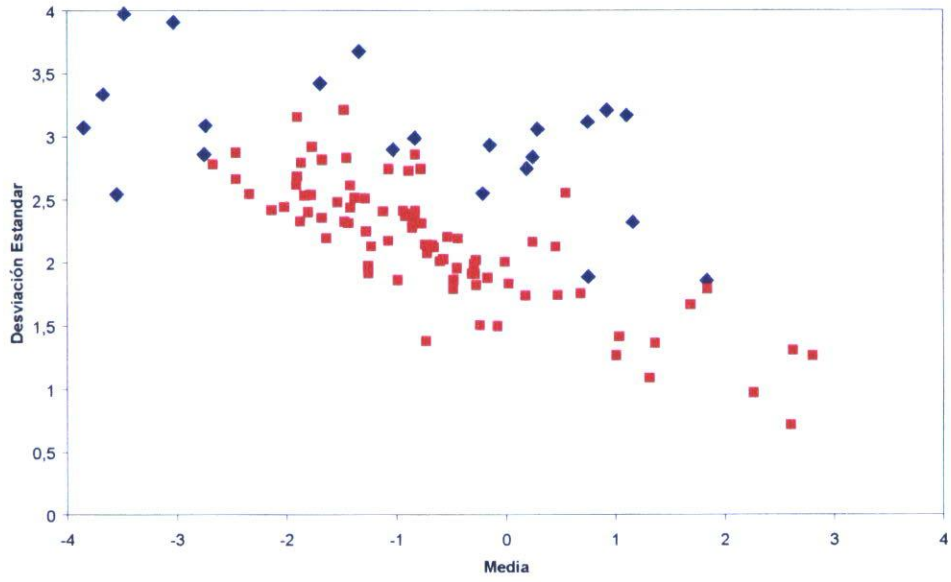


Figura 114. Comparación de los parámetros de Inman (1952), entre las muestras del volcán Calbuco (rombos azules) y las del volcán Villarrica (cuadrados rojos).

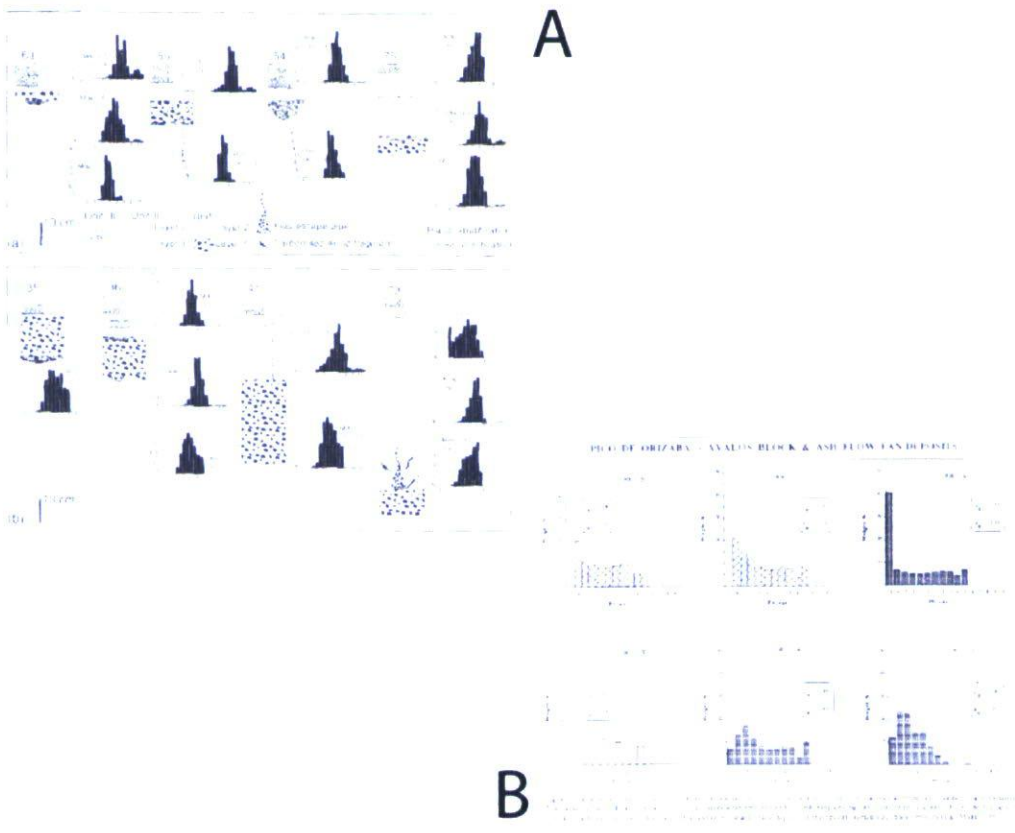


Figura 115. Ejemplos de distribuciones granulométricas de flujos de bloques y ceniza. a) Soufriere Hills. b) Pico de Orizaba.

5.3 Transporte de los lahares

Las características físicas de los depósitos laháricos en ambos volcanes, permiten inferir distintos regímenes de transporte en ambos casos. Los depósitos laháricos en el volcán Calbuco, se caracterizan por presentar muy pocas estructuras sedimentarias, escasa gradación de clastos, tanto vertical como horizontalmente, así como una presencia en muchos casos de una estructura clasto – soportada. En el caso de los depósitos del volcán Villarrica, se observa texturas sedimentarias tales como laminación paralela y cruzada, lentes con granulometría distinta, gradación inversa y normal dentro de los depósitos y una textura matriz –

soportada. Esto de acuerdo con Vallance (2000), estaría indicando que el régimen de transporte en el volcán Villarrica sería de un carácter más turbulento que en el volcán Calbuco, que sería más laminar (Figura 116).

Los factores que explicarían estas diferencias corresponderían a una mayor cantidad de agua, una menor cantidad de material fino y probablemente, una mayor velocidad de los flujos del volcán Villarrica en relación a los flujos laháricos del volcán Calbuco, lo que implica un número de Reynolds mayor (Enos, 1977) y por lo tanto una mayor turbulencia.

La mayor cantidad de agua, se debería a los distintos orígenes de los lahares, tal como se discutió en el punto anterior, sumado a la mayor cantidad de nieve y hielo presente en el volcán Villarrica (Moreno, 1993; Rivera et al., 2006; Lahsen et al., 1985), lo que sumado a la escasa cantidad de material fino, resultarían en una menor viscosidad de la fase fluida de los lahares del volcán Villarrica en comparación con los del volcán Calbuco.

Las velocidades reportadas para los lahares del volcán Villarrica son del orden de 10 m/s o más (Naranjo y Moreno, 2004), mientras que en el volcán Calbuco, Klohn (1963), reportó velocidades del orden de 5 m/s. Ambos datos impiden hacer una comparación con una certeza absoluta, ya que no se menciona el método con que fueron calculados o medidos. Más aún, las localidades y condiciones donde se obtuvieron los datos pueden diferir (distancia al origen, flujo canalizado v/s no canalizado, etc.). Sin embargo, ambos datos serían consistentes con el origen de ambos flujos, en que los flujos laháricos en el volcán Villarrica al generarse en las partes altas del edificio volcánico, tendría una mayor energía potencial inicial, en comparación con los lahares del volcán Calbuco, generados a partir del colapso de los frentes de lava, a una altitud y velocidad inicial mucho menor.

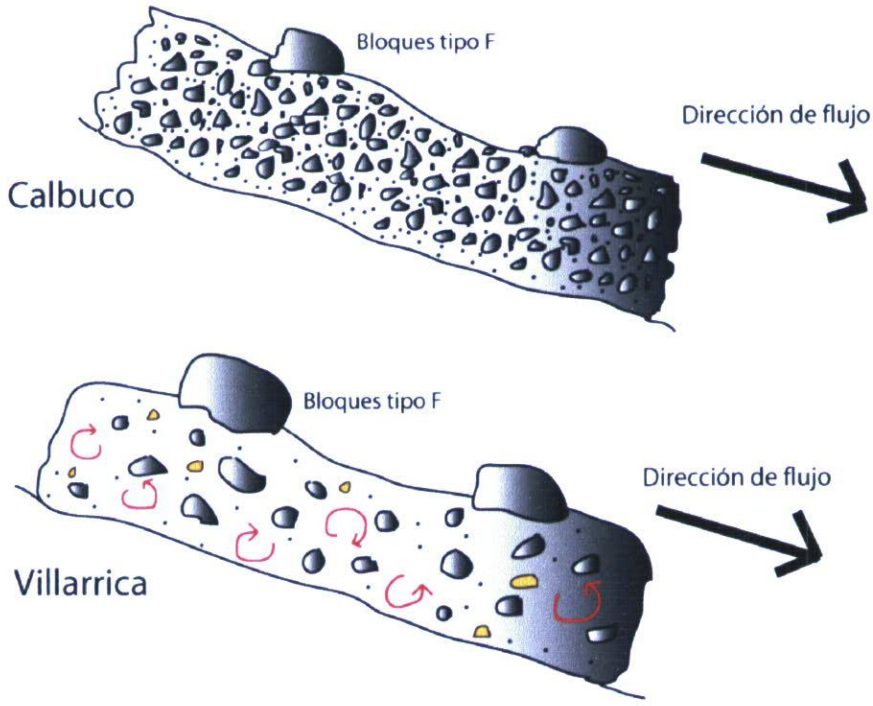


Figura 116. Comparación del transporte de los flujos laháricos en los lahares del volcán Calbuco y Villarrica. En el caso del Calbuco se observa un flujo de carácter más laminar y concentrado, mientras que para el Villarrica se observa mayor turbulencia (flechas rojas), mayor dilución y clastos de diferente composición (clastos amarillos).

Otra característica que presentan ambos depósitos es la presencia de grandes bloques flotantes "tipo F", los que habitualmente son de mayor volumen que los bloques inmersos "tipo I". Esto indicaría que en ambos casos ocurren procesos de segregación de los clastos de mayor tamaño. Diversos trabajos (e.g. Iverson 1997; Vallance, 2000) han señalado que en los flujos de detritos ocurre una segregación de los clastos mayores debido al "kinetic sieving" o tamizaje cinético, en que debido a la agitación del flujo, las partículas de menor tamaño percolan entre los espacios dejados por las partículas de mayor tamaño. Esto, sumado al perfil de velocidad de poseen estos flujos, con una mayor velocidad hacia arriba, producto de la fricción basal de los flujos (Iverson, 2005) hace que las partículas de mayor tamaño migren hacia arriba y hacia el frente de los flujos (Vallance, 2000, 2005; Iverson, 2005).

5.4 Depositación de los flujos

En las secciones anteriores se han mencionado algunas características de los depósitos laháricos de ambos volcanes. En el volcán Calbuco, se han reconocido depósitos con estructuras tipo "leveé" (Moreno et al., 2006) y habitualmente clasto-soportadas, macizas, con escasas estructuras sedimentarias. De acuerdo a Iverson (1997) e Iverson y Delinger (2001), los flujos de detritos están compuestos por un frente rico en partículas de gran tamaño y una baja presión de poros de fluidos. Según Major (1997), en base a experimentos con flujos de detritos de pequeña magnitud (10 m^3 de volumen aproximado), se infiere que la depositación se debería a la fricción entre partículas en el frente y costados del flujo, donde al haber una menor presión de poros de fluidos, se permitiría una mayor interacción entre granos. Según este mismo autor, el grado de saturación en agua jugaría un rol fundamental en la depositación. Al existir una baja cantidad de agua, los depósitos resultantes tienden a tener bordes más abruptos, espesores mayores y relaciones ancho/largo mayores a 0,3. Mientras que flujos con más cantidad de fluido, presentarían una morfología con una relación ancho/largo menor a 0,3, superficies más planas y márgenes o límites que tienden a acuñarse. Los depósitos laháricos del volcán Villarrica, por otra parte, presentan una mayor cantidad de estructuras sedimentarias, una textura matriz – soportada (Tabla #3) y márgenes menos abruptos que los depósitos del volcán Calbuco. Estas evidencias indicarían que la depositación ocurriría de una manera más acrecional, dominada por la tracción de clastos y turbulencia en la base del flujo (Figura 117), como lo señalan Branney y Kokelaar (2002) para flujos piroclásticos, que si bien corresponden a flujos de partículas y gases, comparten algunas semejanzas en la dinámica y depósitos resultantes con los lahares.

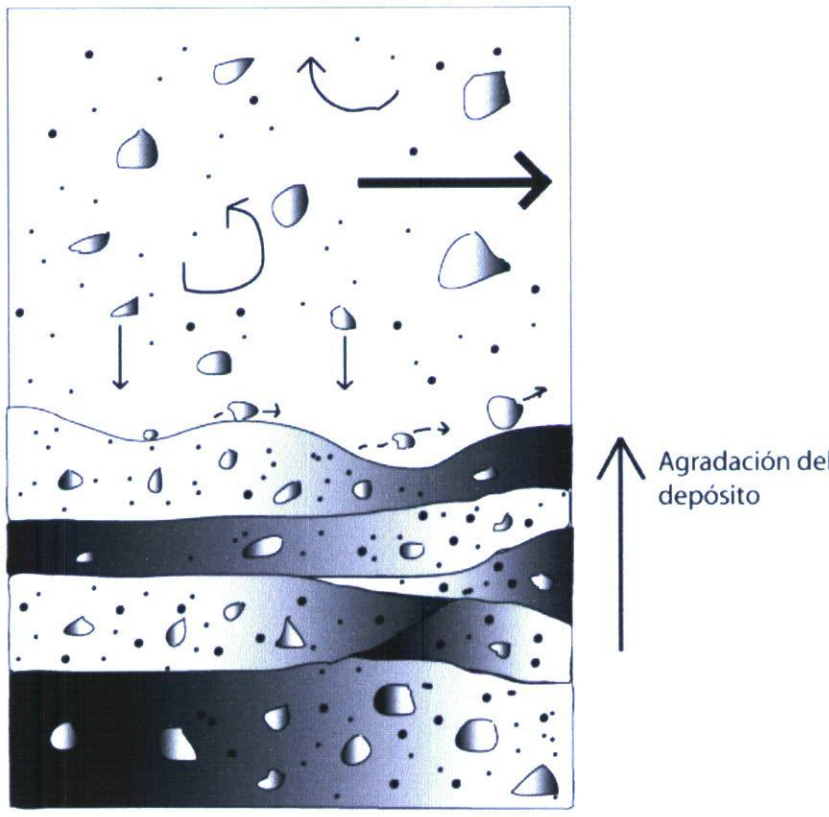


Figura 117. Esquema de depositación de un flujo lahárico de la erupción de 1971 en el volcán Villarrica. Esta ocurriría de manera acrecional, mediante la depositación grano a grano del flujo.

Tabla #3. Principales características de los depósitos laháricos estudiados en ambos volcanes.

Volcán y erupción	Granulometría	Tipo de Grano	Estructuras sedimentarias
Villarrica, 1971	Unimodal, bajo contenido de finos	Retransportados, polimíctico.	Abundantes. Gradación, laminación, lentes, alineamiento de clastos. Matriz soportado
Calbuco, 1961	Bimodal, alto contenido de finos	Primarios, con escasos fragmentos retrasportados. Esencialmente monomíctico	Escasas, principalmente laminación y algo de gradación. Clasto soportado

5.5 Comparación de los DEM utilizados

Como se mencionó anteriormente, en el volcán Villarrica se utilizaron 3 DEMs: topográfico, SRTM y ASTER, mientras que en el volcán Calbuco se utilizaron sólo el topográfico y SRTM. En el caso del DEM ASTER, los cauces derivados presentan ciertos problemas; en algunos sectores, los cursos principales se desvían y siguen direcciones totalmente distintas respecto de las observadas en los mapas topográficos, como ocurre en el sector del estero Seco. Otro problema es que los cauces presentan una mayor sinuosidad que la observada. Los resultados obtenidos de la modelación, tanto con el LAHARZ, como con el MSF, utilizando el DEM ASTER son poco verosímiles, notándose zonas de inundación demasiado estrechas, limitadas a las inmediaciones de los cauces. Esto se debería a que los sensores satelitales captan la cubierta vegetal como la superficie terrestre, generando un terreno mucho más irregular. Este problema ya ha sido detectado y analizado por Stevens et al. (2002) y Hubbard et al. (2006) y se podría agudizar en el caso del volcán Villarrica, debido a los bosques ubicados en la zona.

Por otra parte, los DEM topográfico y SRTM presentan resultados similares a grandes rasgos para ambos modelos, aunque con algunas diferencias. En el caso del Voipir, el SRTM no reproduce de manera correcta la forma de las zonas de inundación en el LAHARZ respecto de las facies más distales, además de generarse importantes discrepancias en la dirección de los flujos en el extremo W de la zona estudiada. En el caso del modelo MSF, los resultados para ambos casos son bastante similares, aunque en el caso del sistema Chaillupén – estero Seco, el DEM SRTM logra reproducir una posible ruta de flujos laháricos, a través del estero Melilahuén, que desemboca en la ciudad de Licán Ray. En términos globales, se observa que en zonas más planas, el SRTM reproduce de mejor

forma que el DEM Topográfico las posibles direcciones, ante condiciones similares de simulación. Esto se debería a que en zonas más planas, las curvas de nivel a partir de las cuales se genera el DEM Topográfico están más espaciadas, generando errores en la red hidrográfica.

Estas discrepancias descritas contradicen algunos resultados obtenidos por otros autores que han realizado modelación de lahares con los mismos programas, en que los resultados derivados (redes hidrográficas y zonas de inundación) son similares para los diversos sets de DEMs utilizados y comparados (Stevens et al., 2002; Hubbard et al., 2006; Huggel et al., 2007). Esto puede deberse a varios factores, entre los que se incluye que los modelos han sido utilizados en valles mucho más profundos que los que existen en el Villarrica y Calbuco, lo que hace que los resultados de la modelación sean más insensibles a variaciones o irregularidades en el terreno. También, el hecho de modificar la constante del área de inundación transversal a un valor más bajo, hace que el modelo sea más sensible a cambios en el terreno. Por último, las zonas aledañas a los volcanes Villarrica y Calbuco poseen una potente cubierta vegetal, a diferencia de algunas de las zonas estudiadas en los trabajos anteriormente mencionados, lo que puede inducir a errores mayores en los DEMs generados a partir de sensores espaciales.

5.6 Modificaciones al modelo LAHARZ

En el Capítulo 4, se presentaron los resultados de las modificaciones realizadas al código LAHARZ, para que se pueda simular la ocurrencia de varias oleadas o pulsos, con la consiguiente modificación del terreno antes de la siguiente oleada. Experimentos realizados con flujos de detritos en miniatura (Figura 118a, Major, 1997), así como observaciones de los

cambios en la topografía resultante post-erupción (Renschler, 2005), señalan la importancia de los cambios morfológicos que sufre el terreno ante los flujos laháricos, con el consiguiente cambio en la red de drenaje y, por lo tanto, cambio en las trayectorias que siguen los lahares (Figura 118b).

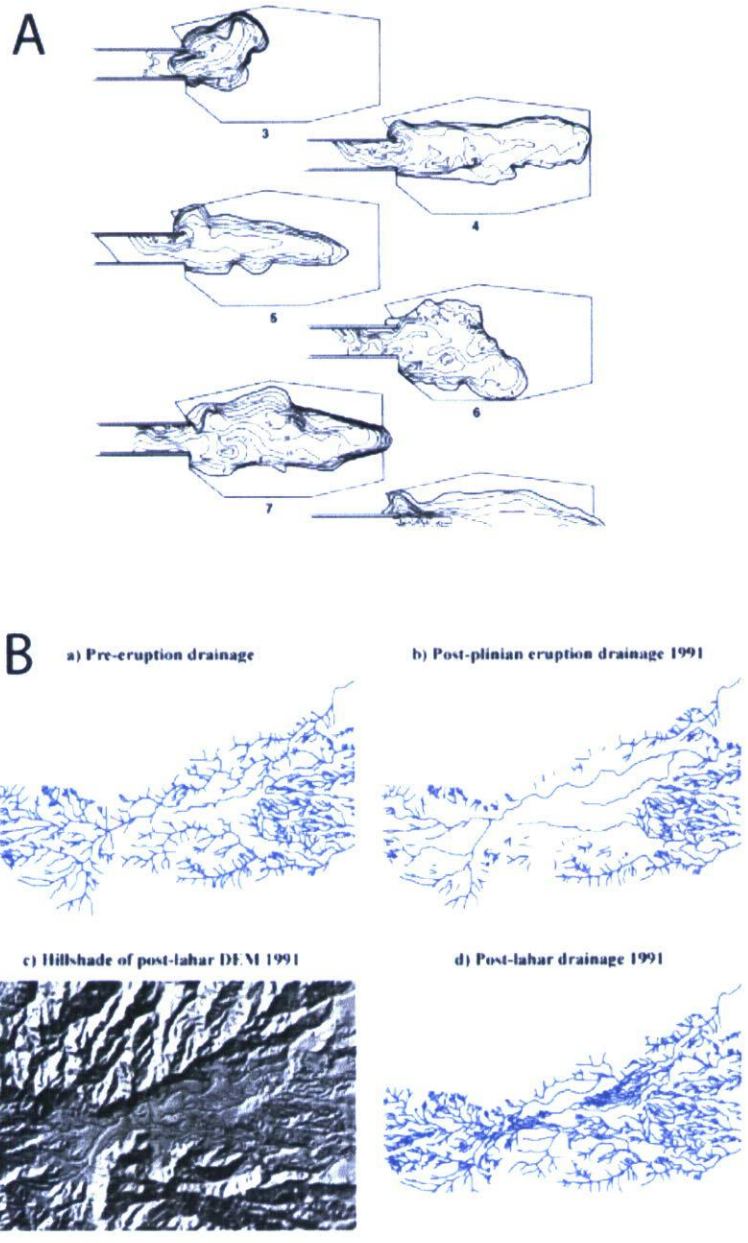


Figura 118. a) Variación en la forma de los depósitos y camino seguidos por flujos experimentales. El experimento 6 se depositó sobre el depósito del experimento 5 (Major, 1997). b) Cambios en el drenaje del volcán Pnatubo, luego de la erupción de 1991(Renschler, 2005).

En este estudio quedan de manifiesto las grandes diferencias que se obtienen entre los resultados con el código LAHARZ original (un solo pulso) y el código modificado (varios pulsos). Al comparar ambos resultados con los depósitos de las erupciones anteriores estudiadas en ambos volcanes (caso de1971 en el Villarrica y de 1961 en el Calbuco), así como con los mapas de peligro para ambos volcanes (Moreno ,1993 y 1999) se aprecia que los resultados que simulan varios pulsos, son más similares en la extensión de las áreas cubiertas, sobre todo en el sistema estero Chaillupén – estero Seco, para el volcán Villarrica, y río Tepú, en el volcán Calbuco. Ambos sistemas son complejos y tienen numerosos ríos o esteros secundarios, que nacen a partir de los principales, mientras que el río Voipir es un sistema más simple y recto en que sólo se aprecian diferencias en las facies más distales donde el cauce se bifurca en varios esteros. Los resultados, sin embargo, pueden ser criticados desde algunos puntos de vista. En primer lugar, el modelo LAHARZ simula zonas de inundación, no depósitos, que tienen en general espesores bastante menores que la altura máxima de inundación (Quinteros, 1991; Pierson et al., 1990), por lo que se utilizó la simplificación de suponer como depósito 1/3 de la sección transversal de inundación, de acuerdo a lo reportado por los autores anteriormente mencionados. Sin embargo esto puede variar dentro de un mismo flujo, ya que en zonas canalizadas y de alta energía los depósitos son de poco espesor en comparación con zonas más distales de inundación (Castruccio, 2005), mientras que la altura de inundación es mayor en la zonas proximales canalizadas (Pierson et al., 1990). Por otra parte, los depósitos recién generados, tienen poca cohesión y pueden ser fácilmente erosionables por flujos posteriores, factor que no se tiene en cuenta en las simulaciones realizadas. También un fenómeno que se observó es que para pulsos con volúmenes grandes, se observan menos cambios en la red de drenaje que para pulsos pequeños, como sucede en

el río Tepú, volcán Calbuco, lo que puede deberse a efectos artificiales. El programa, al "cubrir" un cauce con depósitos, hace que éste pierda su condición de tal, en desmedro de otro que no haya sufrido depositación. Al utilizarse volúmenes muy grandes, se alcanza a cubrir lateralmente otros cauces, distintos a aquel en que sucede el evento, por lo que también quedan inutilizados como vía de futuros flujos y los siguientes siguen escurriendo por el cauce original. Por último, las modificaciones hechas no subsanan una de las principales falencias de LAHARZ que es la imposibilidad de un flujo lahárico de bifurcarse o dividirse en varias rutas, ya que el programa solo reconoce como cauce a la ruta que tiene mayor pendiente.

5.7 Comparación de ambos modelos

Como ha sido señalado por Huggel et al., (2007), es difícil de realizar una comparación cuantitativa entre ambos modelos. Por una parte, el modelo LAHARZ simula áreas de inundación de acuerdo a un volumen dado, que determina también la extensión de los flujos, mientras que el modelo MSF simula la probabilidad de que un flujo lahárico inunde una zona determinada, y la extensión longitudinal de las zonas de inundación está dada a priori por el usuario (dado por el coeficiente H/L), sin considerar el volumen de los lahares.

La principal ventaja del modelo MSF sobre el LAHARZ es la posibilidad de simular la capacidad que tiene un flujo lahárico de bifurcarse en varias direcciones, lo que permite simular de mejor manera las zonas de inundación en zonas de topografía compleja como el sistema Chaillupén – Estero Seco, cubriendo zonas más amplias y que están identificadas como zonas de riesgo por lahares (Moreno, 1993 y 1999). Por otra parte su

desventaja es que los resultados que arroja son cualitativos y corresponden a probabilidades, a diferencia del modelo LAHARZ, que entrega secciones transversales y áreas planimétricas de inundación. Además, el modelo MSF no es capaz de determinar la extensión máxima que puede alcanzar un lahar, sino que se introduce como un parámetro "a priori". En los casos estudiados, sin embargo, esto no representa un problema, ya que todos los cauces, a excepción del Voipir, desembocan en lagos que se encuentran a corta distancia del origen de los lahares (< 20 km). Otra ventaja del modelo MSF, es que simula mejor las diferencias entre zonas canalizadas y planicies de inundación, como se manifiesta claramente en el río Voipir, en que el modelo LAHARZ no representa de una manera realista la inundación en la zona canalizada, al inundar lateralmente de una manera excesiva.

5.8 Comparación de los modelos con mapas de peligro

Las Figuras 119 y 123 corresponden a los mapas de peligro elaborados por Moreno (2000) para el volcán Villarrica y Moreno (1999) para el volcán Calbuco. En las Figuras 120 a 122 y 124 a 126 se superpusieron algunos de los resultados obtenidos con los modelos LAHARZ y MSF. En la Figura 120 se observa los resultados principales con el modelo LAHARZ expuestos en el capítulo anterior. En el caso del río Voipir, se observa una correlación prácticamente perfecta entre las áreas de inundación predecidas por el modelo y las áreas de peligro alto y medio definidas en el mapa. Para el sistema Chaillupén – estero Seco, la correlación es menor, ya que la zona más occidental del área del estero Seco, así como el estero Melilahuén (que desemboca en el lago Calafquén en el sector de la ciudad de Licán Ray) no son identificados por el programa como sectores inundables. En las Figuras 121 y 122 se observan

los resultados del modelo MSF. Para el río Voipir, al igual que lo que sucede con el modelo LAHARZ, se observa una buena correlación con los 2 DEMs utilizados (Topográfico y SRTM), ya que a pesar de que ambos modelos de elevación demarcan zonas un poco más amplias que LAHARZ y que las zonas de peligro alto y medio del mapa de peligros, corresponden a un riesgo bajo o muy bajo. Por otra parte, en el Sistema Chaillupén – Estero Seco, mientras que los resultados con el DEM Topográfico son similares a los obtenidos con el modelo LAHARZ, los resultados con el SRTM son prácticamente coincidentes en un 100% con el mapa de peligros, identificando como zonas de peligro las áreas no afectadas por LAHARZ, anteriormente mencionadas.

En el volcán Calbuco, por otra parte, se observa una buena correlación al utilizar el programa LAHARZ (Figura 124) simulando varias oleadas. Los resultados con el modelo MSF en el río Tepú son prácticamente coincidentes con las zonas de alto peligro en el mapa (Figuras 125 y 126). Para el río Blanco – Hueñuhueñu los resultados con el DEM SRTM coinciden con la zona de alto peligro, mientras que con el DEM Topográfico se observa una zona más amplia, cubriendo gran parte del abanico que se desarrolla al NE del volcán, pero con muy baja probabilidad.

De estas observaciones se desprenden algunos puntos importantes como: El DEM SRTM delinea de manera más completa las trayectorias que pueden seguir los flujos laháricos, como queda claramente establecido en el estero Chaillupén – estero Seco, lo que se debería a que el DEM Topográfico no resuelve de manera completamente correcta las zonas más planas del terreno. El modelo MSF presenta una mayor distribución lateral, lo que se debería a la capacidad del programa de seguir cursos secundarios distintos del cauce principal de mayor pendiente, a diferencia del código LAHARZ. Por último el modelo LAHARZ modela de manera

correcta las zonas de riesgo en cauces relativamente rectos como el Voipir y Tepú, pero en cauces más sinuosos y con más canales como el Chaillupén – estero Seco existen zonas que no son cubiertas y que están identificadas como zonas de peligro en el mapa de peligros, aunque cabe hacer notar que son zonas con un peligro menor y con menor registro de haber sido afectadas en erupciones históricas (Moreno, 1993; Moreno y Clavero, 2006).

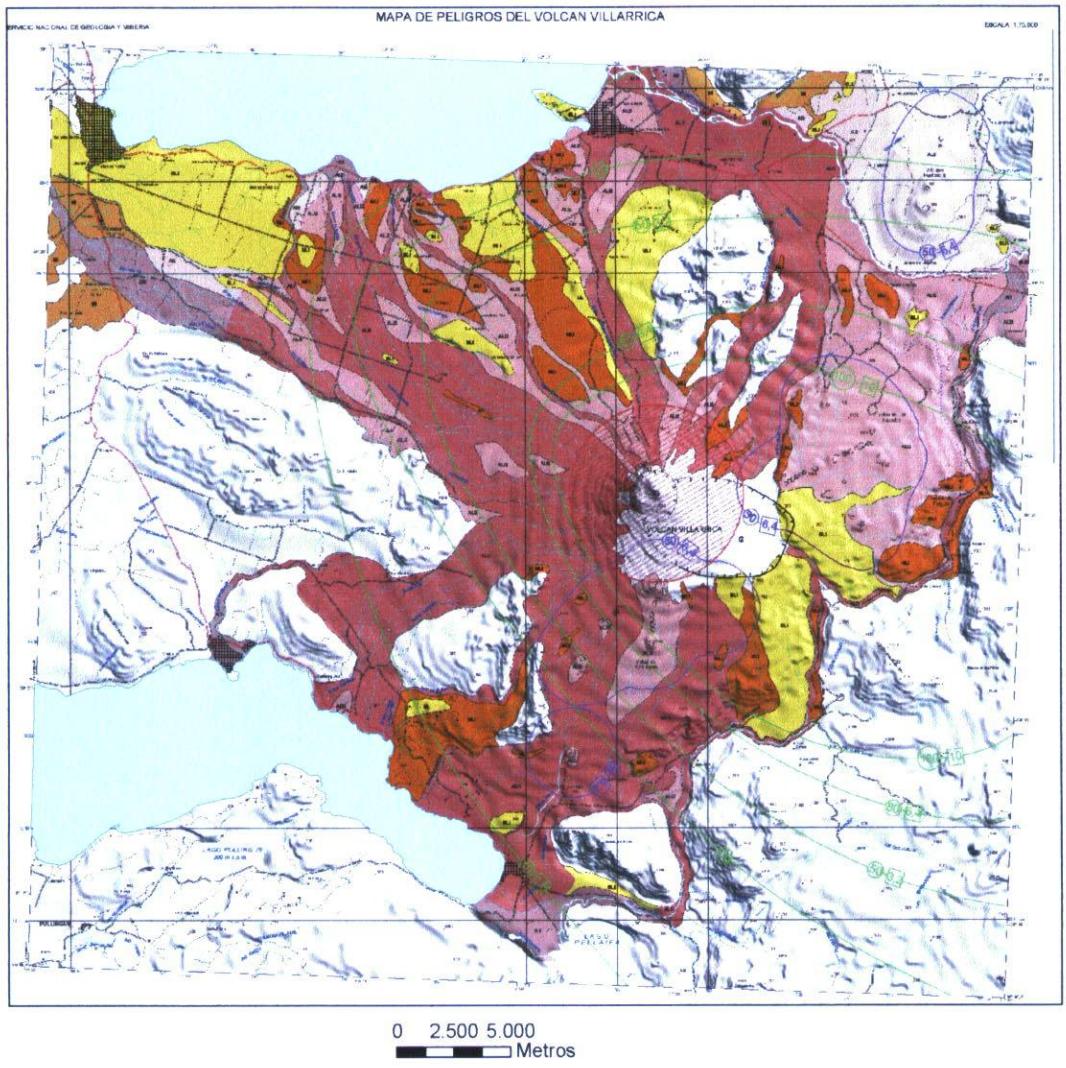


Figura 119. Mapa de peligros del volcán Villarrica (Moreno, 2000). En rojo y rosado se señala áreas de alto peligro ante flujos laháricos. En naranjo, zonas de riesgo medio. En amarillo, zonas de bajo riesgo.

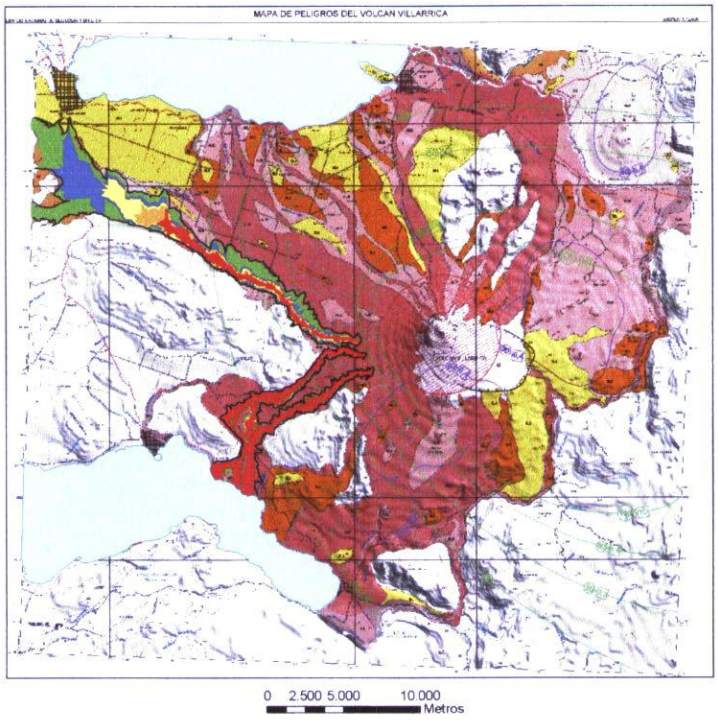


Figura 120. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ (DEM Topográfico) comparados con el mapa de peligros del volcán Villarrica.

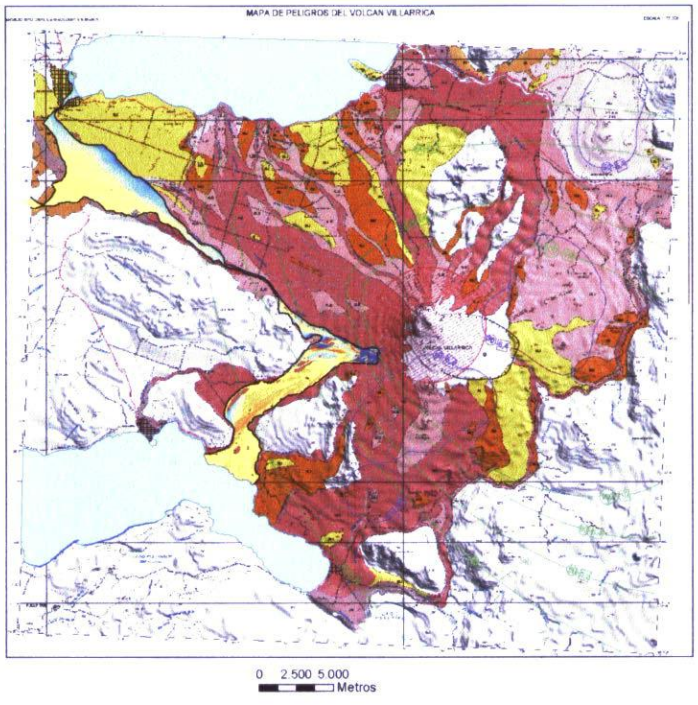


Figura 121. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM Topográfico) comparados con el mapa de peligros del volcán Villarrica.

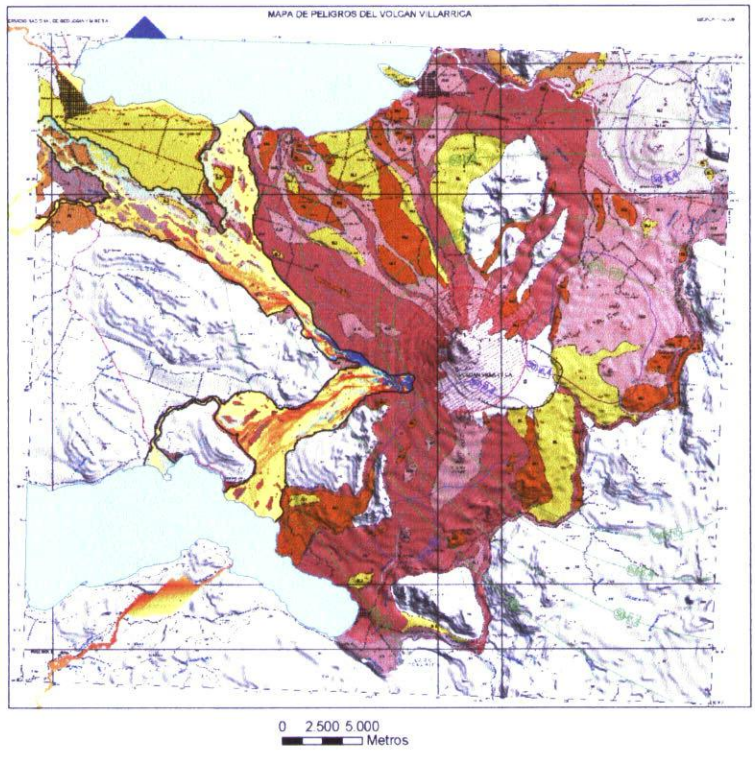


Figura 122. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM SRTM) comparados con el mapa de peligros del volcán Villarrica.

En el volcán Calbuco, por otra parte, los resultados con el modelo LAHARZ en el río Tepú exceden en algunos sectores las zonas de riesgo alto, pero siguen cayendo dentro de zonas de riesgo, ya sea medio o bajo. Los resultados con el modelo MSF coinciden con una correlación bastante alta con la zona de riesgo alto para los DEMs topográfico y SRTM, mientras que en el río Hueñuhueñu (no estudiado en este trabajo), el SRTM muestra una correlación casi perfecta con la zona de riesgo alto, y el DEM Topográfico presenta una zona bastante más amplia, cubriendo casi la totalidad del abanico de inundación en el flanco NE del volcán, aunque con una probabilidad bastante baja.

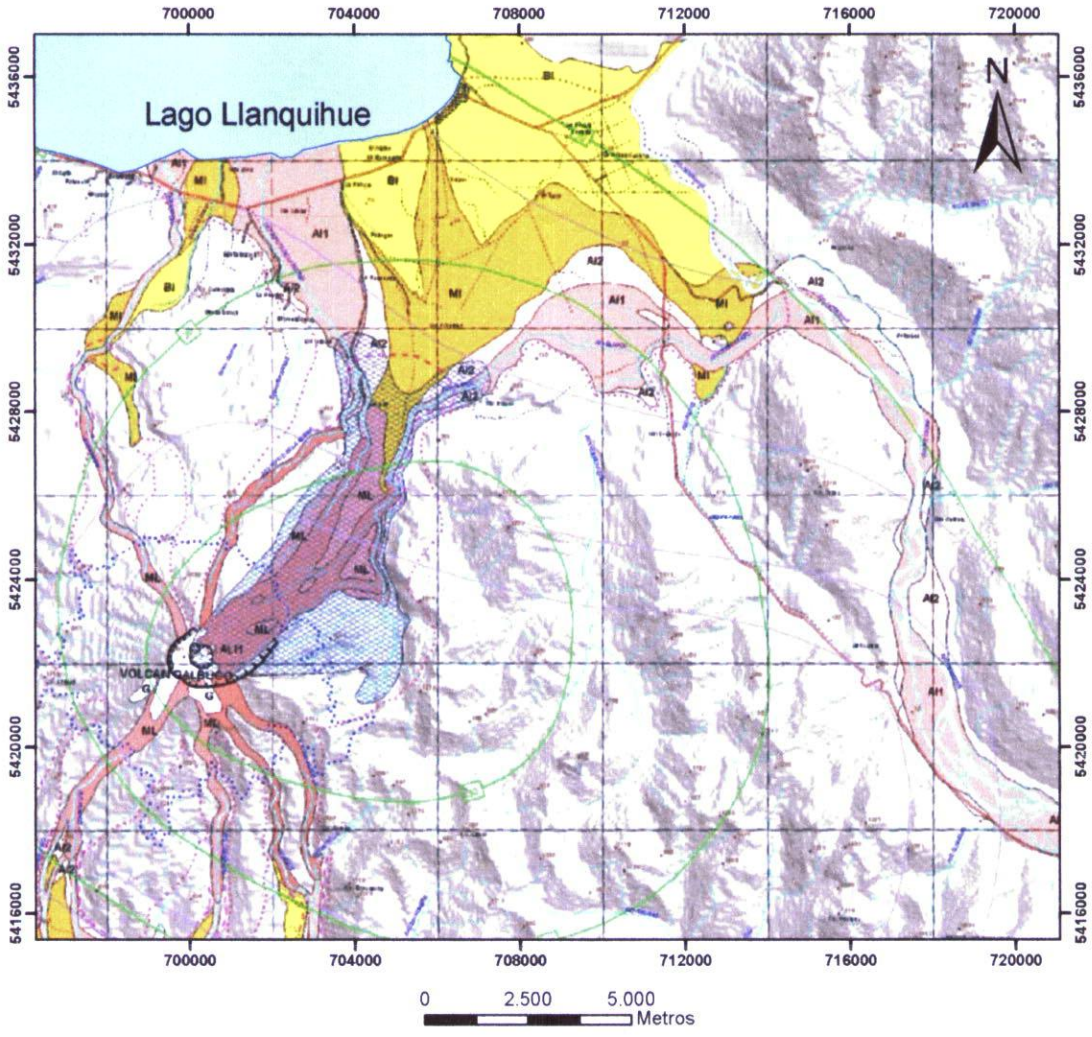


Figura 123. Mapa de peligros del volcán Calbuco (Moreno, 1999). En rojo y rosado se señala áreas de alto peligro ante flujos laháricos. En naranjo, zonas de riesgo medio. En amarillo, zonas de bajo riesgo.

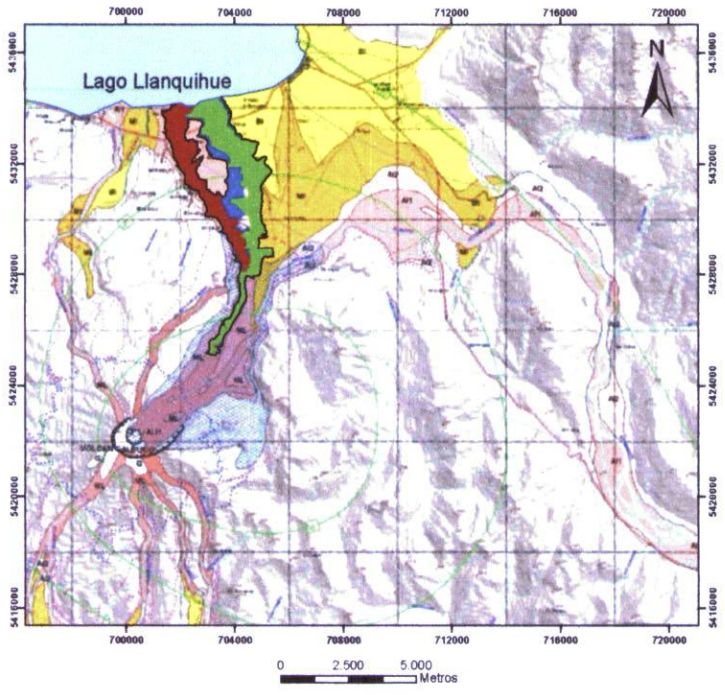


Figura 124. Resultados obtenidos con el modelo LAHARZ (DEM SRTM) comparados con el mapa de peligros del volcán Calbuco.

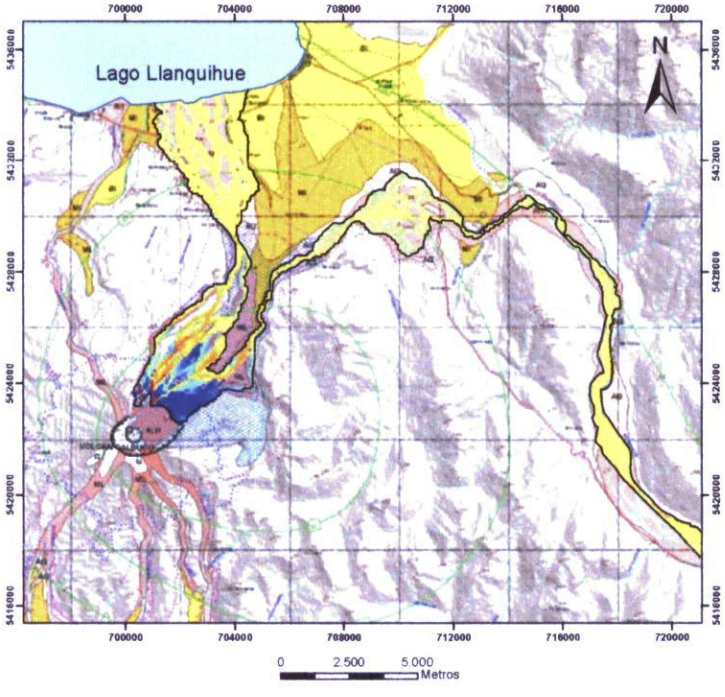


Figura 125. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM SRTM) comparados con el mapa de peligros del volcán Calbuco.

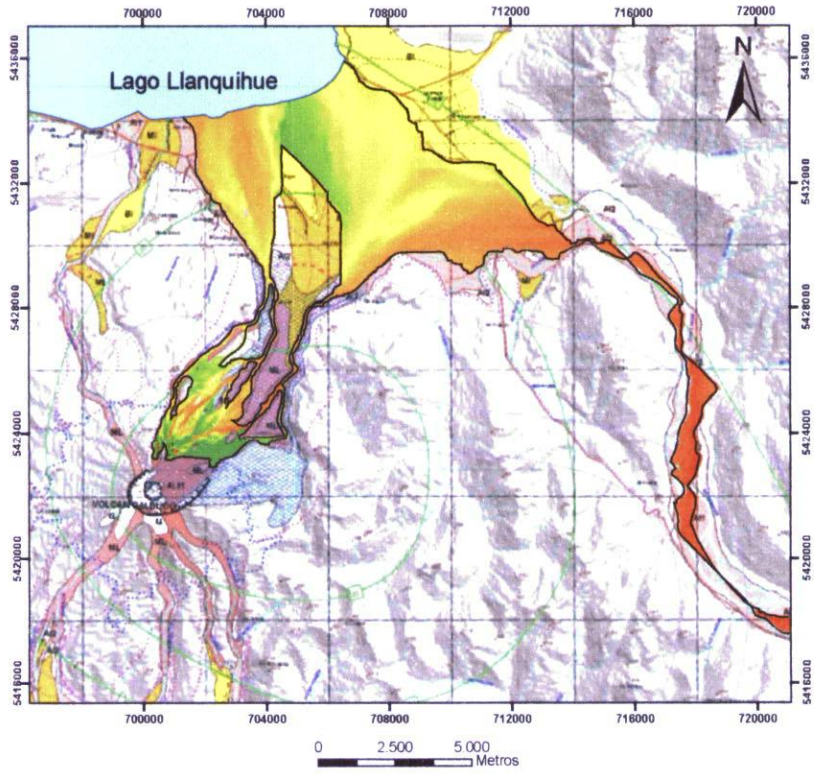


Figura 126. Resultados obtenidos con el modelo MSF (DEM topográfico) comparados con el mapa de peligros del volcán Calbuco.

5.9 Volumen de los depósitos versus volúmenes simulados

El volumen de los depósitos laháricos de la erupción de 1971 en el río Voipir alcanzan los 10^7 m^3. Si se toma en cuenta que los flujos de transición entre flujos de detritos y flujos hiperconcentrados tienen una concentración de sedimentos de entre 40 y 60 % en volumen (Scott, 1988). Esto implica que el volumen mínimo de los lahares que generaron los depósitos es del orden de 17 – 25 x 10^6 m^3. Por otra parte, los resultados obtenidos con el modelo LAHARZ (Figura 115), señalan que una simulación en el orden de 10 x 10^6 m^3 simula el alcance de los depósitos mapeados y una simulación de 20 x 10^6 m^3 si se consideran los depósitos discontinuos, no mapeables a la escala utilizada, que alcanzaron hasta cerca de 1 km de la carretera que

une Villarrica con Licán Ray. Si bien estos valores son coherentes entre si, en cuanto a los órdenes de magnitud, existen algunas incertidumbres. El volumen estimado en terreno de los depósitos es solamente un mínimo, ya que indudablemente han sufrido la erosión posterior. Por otra parte, existe la incerteza con respecto a la cantidad de agua presente en el flujo. Otro factor a considerar es que las simulaciones se realizaron sobre DEMs posteriores a 1971, es decir sobre un terreno ya modificado por los depósitos de la erupción, distinto a la topografía previa. Otro factor de importancia es que el modelo LAHARZ simula zonas de inundación y no depósitos, por lo que una comparación directa no es posible.

En el caso del volcán Calbuco, se observa que una simulación de 2 pulsos de 5 x 10^6 m^3 simula la extensión de los depósitos de la erupción de 1961 en el río Tepú, estimada en ca. 5 x 10^6 m^3. En este caso existe otro factor de incertidumbre, debido a que el flujo alcanzó el lago Llanquihue, por lo que una fracción desconocida no es visible por estar bajo el agua. Sin embargo esta fracción no debe influir significativamente en el volumen total, ya que los depósitos próximos al Lago son angostos y de poco espesor, por lo que probablemente el flujo llegó con poca energía a la ribera de lago. Por otra parte, cálculos realizados con la velocidad y caudal del flujo, dan valores similares, en el rango de 7 x 10^6 m^3.

En ambos ejemplos, por lo tanto, se observa una relación aproximada de:

Volumen del flujo simulado = 2 x volumen de los depósitos

Lo que si bien es coherente con las cantidades de agua no incluidas dentro de los depósitos, no permite establecer una relación más robusta, debido a la escasez de casos analizados y las incertidumbres anteriormente descritas.

5.10 Aplicabilidad de ambos modelos

Para la utilización de los modelos en volcanes con ausencia o escasez de estudios, el primer paso en el análisis de la zonificación de peligros con la utilización de los modelos computacionales anteriormente utilizados, es la determinación del agua disponible para la generación de lahares, ya sea acumulada en casquetes de hielo, cubiertas de nieve, ríos o lagos que puedan existir en el interior de un cráter, así como también en base a la cantidad y frecuencia de precipitaciones en la zona. En base a los distintos tipos de disponibilidad de agua, se debe determinar las posibles áreas de generación de lahares (cráter si es un lago, laderas altas del edificio volcánico en caso de hielo o nieve acumulada, zonas con sedimentos poco consolidados en caso de lluvias frecuentes). Posteriormente se debe determinar los cauces por los cuales los potenciales flujos pueden seguir sus trayectorias, proceso que ambos programas son capaces de realizar. Con las fuentes de agua identificadas, se deben realizar estimaciones de su volumen, para a su vez determinar los volúmenes potenciales que pueden alcanzar los lahares. Para el caso del modelo LAHARZ se debe determinar el punto de inicio de la depositación, que en los casos analizados en este trabajo corresponde a aproximadamente los 5° de pendiente, de acuerdo a lo observado en terreno y la información geológica de trabajos anteriores. En el caso del MSF, el área de generación correspondería al límite de nieve o hielo del edificio volcánico, que es el lugar donde está presente el sedimento para la formación flujos laháricos, aunque el análisis de sensibilidad del punto de generación demostró la poca influencia que tiene la variación de este parámetro sobre los resultados en un cauce determinado, siendo el efecto más notorio, la variación de la cantidad de otros cauces afectados por el flujo simulado.

En las discusiones anteriores se determinó que los DEMs Topográfico y SRTM son los que mejor simulan las zonas de inundación con ambos modelos. El SRTM cubre todo el territorio nacional y se puede descargar fácilmente desde Internet. Por otra parte, las hojas topográficas del IGM cubren gran parte del territorio nacional, por lo que se pueden generar DEMs a partir de las curvas de nivel para la mayoría de los volcanes chilenos.

En resumen, se puede afirmar que ambos modelos pueden ser utilizados rápidamente en un volcán sin mayores estudios geológicos. El parámetro crítico a determinar es el rango de volúmenes de los lahares que podrían ocurrir, ya que como se ha observado en los resultados con el modelo LAHARZ, la variación de este parámetro es fundamental en la extensión de las zonas inundadas, tanto lateralmente como el alcance final que puedan tener.

Capítulo 6

Conclusiones

De acuerdo a las características morfológicas y petrográficas (macroscópicas y microscópicas), texturas, estructuras sedimentarias y granulometría de los depósitos, se han podido determinar algunos de los principales mecanismos de generación, transporte y emplazamiento de los lahares producidos en el río Voipir y estero Chaillupén – estero Seco durante la erupción de 1971 en el volcán Villarrica y en el río Tepú en 1961 en el volcán Calbuco.

En el volcán Villarrica los lahares se generaron debido al súbito derretimiento de hielo y nieve producido por las altas tasas de emisión de lava. El agua, al escurrir por las laderas del volcán, erosionó e incorporó sedimento, convirtiéndose en un flujo con características intermedias entre flujo de detritos e hiperconcentrado, con un alto grado de turbulencia, producto de la alta velocidad, cantidad de agua y la baja proporción de material fino (limo + arcilla). Estos flujos se movilizaron en varios pulsos u oleadas, producto de la inestabilidad característica de los flujos, así como por el carácter de las erupciones, desarrolladas en varios episodios con una mayor actividad. Los flujos estaban compuestos por una cabeza con alta concentración de bloques de gran tamaño, producto de la segregación interna que ocurre en el flujo, y un cuerpo y cola que tienen una mayor cantidad de agua y menor concentración de sedimentos de gran tamaño. La depositación de los flujos ocurrió de una manera

acrecional, dominada por la tracción y arrastre de partículas en la interfase de depositación.

En el volcán Calbuco, por otra parte, los lahares se generaron debido a la dilución de flujos piroclásticos de bloques y ceniza que se generaron debido al colapso del domo activo durante la erupción, o de los frentes de lava que avanzaban por los cauces y que incorporaron agua proveniente de los ríos o de la nieve y hielo acumulado en las partes más altas del volcán, transformándose en flujos de detritos. Estos flujos se movilizaron de una manera más laminar que los flujos del volcán Villarrica, producto de la menor cantidad de agua disponible, la mayor proporción de material fino (limo + arcilla) y una menor velocidad. Este carácter más laminar le imprimiría un carácter menos erosivo que los lahares del volcán Villarrica. La depositación de estos flujos ocurrió de una manera más instantánea, debido a la mayor fricción entre granos y menor cantidad de agua que posee la cabeza de los flujos, lo que actuó como un freno de la masa en movimiento.

Las observaciones y mediciones en terreno, han podido determinar que los parámetros de calibración utilizados por el código LAHARZ en su forma original, no se ajustan a los de volcanes de los Andes del Sur de Chile y que necesitan ser redeterminados para obtener resultados consistentes con los depósitos de erupciones pasadas y mapas de peligro existentes. Por otra parte, los resultados obtenidos al simular varios pulsos u oleadas durante un evento lahárico, indican que esta forma de simular las zonas de inundación presentan un grado de correlación más alto con la distribución de los depósitos observados en terreno y con los mapas de peligro desarrollados anteriormente.

El modelo MSF, por otra parte, demuestra la capacidad de determinar las zonas que eventualmente podrían resultar inundadas ante una erupción futura de manera consistente con lo observado en terreno y

mapas de peligro volcánico. Su ventaja sobre el modelo LAHARZ es la mejor extensión lateral que presentan los resultados. Su desventaja consiste en la naturaleza cualitativa de los resultados obtenidos, y la imposibilidad de determinar la extensión longitudinal de las zonas de inundación, ya que esta es determinada a priori por el usuario, lo que si bien en los casos estudiados no tiene una relevancia mayor, debido a que los flujos alcanzan la ribera de lagos a corta distancia del origen, si podría adquirir importancia en la aplicación a otros volcanes.

Ambos modelos numéricos pueden ser utilizados rápidamente para la determinación de zonas de inundación ante eventuales flujos laháricos en áreas volcánicas con escasos o nulos estudios anteriores. El parámetro crítico a determinar, lo constituye el rango de volúmenes que pude ocurrir, ya que es el factor de mayor influencia en la extensión de las zonas de inundación simuladas.

Los volcanes Villarrica y Calbuco corresponden a 2 de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Sur de los Andes del Sur de Chile, en que la generación de lahares es uno de los procesos más recurrentes y destructivos. Ambos poseen estilos eruptivos diferentes que implican la generación de flujos laháricos con distintos comportamientos. La caracterización de la dinámica de estos eventos, así como la modelación numérica de las zonas afectadas por estos flujos, permitirán a diversos organismos e instituciones, delinear de mejor manera las zonas de mayor y menor peligro en los volcanes estudiados, así como en otros centros volcánicos de los Andes del Sur, que ayudarán a prevenir desastres gatillados por estos fenómenos naturales.

Capítulo 7

Referencias

Aguirre, L., Levi, B., 1964. Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Boletín No 17, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Arrondo, O., Morel, E., Ganuza, D., Hervé, F., Parada, M., Muehlebach, W., 1988. La Formación Panguipulli y su contenido paleoflorístico, Chile. Actas V Congreso Geológico Chileno, Tomo I, C137-C145, Santiago, Chile.

Branney M., Kokelaar, B., 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society Memoir 27, 143 p.

Calder, E., Harris, A., Peña, P., Pilger, E., Flynn, L., Fuentealba, G., Moreno, H., 2004. Combined thermal and seismic analysis of the Villarrica volcano lava lake, Chile. Rev. Geol. Chile, Vol. 31, no.2, p.259-272.

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), p.1587-1599.

Casassa, G., Acuña, C., Zamora, R., Schliermann, E., Rivera, A., 2004. Ice thickness and glaciar retreat 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.

Casertano, L., 1962. Lo statu attuale dei Vulcano attivi del centro-sud del Chile. Anales Obs. Vesuviano, Vol. 4, Serie VI, Nápoles.

Casertano, L., 1963. Catalogue of active volcanoes of the world including solfatara fields. Pt. XV, Chilean Continent: Rome, IAVCEI, 55 p.

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., Clavero, J., Rivera, A., 2005. Lahares generados por la erupción de 1971 en el flanco oeste del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), en XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata (CD).

Castruccio, A., Clavero, J., 2006. Nuevos antecedentes sobre los lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica (39,5°S), en XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta (CD).

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 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. I, p. 240-244.

Clavero, J. y Moreno, H., 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglacilaes del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39° 25`S. Actas 7° 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 No 61, 66 p.

Enos, P., 1977. Flow regimes in debris flow. Sedimentology, Vol. 24, p. 133-142.

Fairchild, L., 1987. The importance of lahar initiation processes. Reviews in Engineering Geology, 7, p. 51–61.

Fuentealba, G., Peña, P., Calder, E., 2000. Sustained Tremor, open system degassing and annual perturbations at the Villarrica volcano lava lake, in Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 26-29. Puerto Varas.

Gaytán, D., Clavero, J., Rivera, A. 2005. Actividad eruptiva explosiva del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S), durante la Glaciación Llanquihue. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina.

Gaytán, D., 2006. Volcanismo explosivo en el volcán Villarrica, Andes del Sur, durante la glaciación Llanquihue. Memoria de título. Universidad de Chile, 126 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.

González, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico militar. 640 p.

Hickey-Vargas, R., Frey, F., Gerlach, D., López, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research,* Vol. 91, p. 5963-5983.

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, p. 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. Contrib. Mineral. Petrol 119,p. 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., 2006. Comparative lahar hazard mapping at volcan Citlaltepetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 160 (1-2), p. 99-124.

Huggel, C., Kääb, 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.

Huggel, C., Schneider, D., Julio, P., Delgado, H., Kääb, A., 2007. Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars

from Popocatepetl volcano, Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research. En prensa.

Inman, D., 1952. Measures for describing the size distributions of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 22, No 3, p.125-145.

Iverson, R., 1997. The Physics of Debris Flows. Reviews of Geophysics, 35, 3, p. 245-296.

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.

Iverson, R., Delinger, R., 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain. Coulomb mixture theory. Journal of Geophysical Research, 106(B1),p. 537-552.

Iverson, R., 2005. Debris-flow mechanics, *en* Debris Flow Hazards and Related Phenomena, En: Jakob, Matthias, and Hungr, Oldrich, (eds.), Springer-Praxis, Heidelberg, p. 105-134.

Klohn E., 1963. The february 1961 Eruption of Calbuco Volcano, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 53, No. 6, p. 1435-1436.

Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, F., López, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del Volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Central Canutillar. Depto. de Geología-ENDESA. 215 p.

Lara, L., 2004. Villarrica-Lanin Caín: 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 No 61, 66 p.

Le Roux, J., Gómez, C., Juliane, J., Middleton, H., 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. Sedimentary Geology Vol. 165, Issues 1-2, p. 67-92.

Lohmar, S., Parada, M., Robin, C., Gerbe, M., Deniel, C., Gourgaud, A., López, L., Moreno, H., Naranjo, J., 2006. Origin of postglacial "mafic" ignimbrtes at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors? V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica SSAGI, Montevideo, Uruguay.

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). Rev. Geol. de Chile, Vol. 34, N° 2, p. 233-247.

López, L., Frey, F., Vergara, M. 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidences bearing on their petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 63, p. 199-228.

López, L., Parada, M., 1990. Consideraciones preliminares relativas al volcán Calbuco y centros eruptivos menores asociados con la falla Liquiñe-Ofqui, Andes del Sur, 41°00'S – 41°30'S. En XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina, p 72-74.

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., Parada, M., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R., 1992. A contribution to the petrogénesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. Rev. Geol. de Chile, Vol. 19, No. 2, p. 211-226.

López, L.; Moreno, H., 1994. Contribution to the knowledge of the postglacial geochemical evolution of the Villarrica volcano (Southern Andes, 39°25'S). In Congreso Geológico Chileno, no. 7, Actas, Vol. 2, p. 1091-1094. Concepción.

López, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). Rev. Geol. de Chile, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

Major, J., 1997. Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments. The Journal of Geology, Vol.105, p. 345-366.

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.

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., 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., 1993. Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39° 25´S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.

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., 1999. Mapa de peligros del volcán Calbuco. Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y minería, Documentos de trabajo, No 12, 1 mapa escaña 1: 75.000. Santiago.

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., Naranjo, J., 2004. Calbuco volcano historic block-and-ash and pyroclastic flows: increasing threatening on surrounding communities, Southern Andes 41.5°S. Asamblea General IAVCEI, Pucón, Chile (CD).

Moreno, H., Naranjo, J., Clavero, J., 2006. Generación de lahares calientes en el volcán Calbuco, Andes del Sur de Chile (41,3°S). XI Congreso Geológico Chileno. Antofagasta (CD).

Moreno, H.; Clavero, J. 2007. 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.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., 1984. Geocronología K/Ar del extremo Septentrional de Batolito Patagónico en la región de los Lagos, Chile. Actas IX Cong. Geol.. Argentino, Tomo III.

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, p. 309-316.

Naranjo, J., 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 No 61, 66 p.

Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., Tárraga, 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, Vol. 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., 1990. Composición de fenocristales en lavas del volcán Calbuco y sus implicancias en la historia temprana de cristalización. En XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina. p. 101-103.

Petit-Breuilh, M., 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, p. 366-370. Concepción.

Petit-Breuilh, M., Moreno, H., 1997. La erupcion de 1893-1895 del Volcan Calbuco -41.3°S- y sus efectos ambientales. En: 8° Congreso Geologico Chileno, 8°, Antofagasta, Chile, 13-17 Octubre. Actas Vol. 1 p. 780-784.

Petit-Breuilh, M., 1999., Cronología Eruptiva Histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30S). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 53, 46 p.

Pierson, T., Scott, K., 1985. Downstream Dilution of a Lahar: Transition from Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow, Water Resources Research, Vol. 21 No 10 p. 1511-1524.

Pierson, T., Janda R., Thouret, J., Borrero, C., 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41, p. 17-66.

Pierson, T., 1998. An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows: Bulletin of Volcanology, Vol. 60, p. 98-109.

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.

Quinteros, C., 1991. Estudio de los lahares del volcán Llaima-IX° Región de la Araucanía. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile. 103 p.

Rainer, M., 2004. Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38° - 42°S). Tesis de Doctorado, Freie Universität Berlin (Alemania). 154 p.

Renschler, C., 2005. Scales and Uncertainties in volcano hazard prediction – optimizing the use of GIS land models. Journal of Volcanology and Geothermal Research 139(1-2), p. 73-87.

Ritchie, L., Cole, P., Sparks, S., 2002. Sedimentology of deposits from the pyroclastic density currents of 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T. & Kokelaar, P. (eds) The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, p. 435-456.

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, Vol. 43, No 1, p. 111-122(12).

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., 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, 76 p.

Siebe, C., Abrams, M., Sheridan, M., 1993. Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: Implications for future hazards. J Volc Geotherm Res, 59, p.1-33.

Silva, C., Druitt, T., Robin, C., Lohmar, S., Clavero, J., Moreno, H., Naranjo, J., 2004. The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39°S Southern Andes, Chile. Proceedings of the IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile (CD).

Silva, C., Druitt, T., Robin, C. 2005. Architectural characteristics and deposition of the 3635 ± 25 yr BP Pucón Ignimbrite of the Villarrica Volcano, Southern Andes, Chile. Proceedings of the 6th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG-2005, Barcelona, Spain.

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: experiements with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 160, Issues 1-2, p. 99-124 .

Thiele, R., Godoy, E., Hervé, F., Parada, M., Varela, J., 1985. Estudio Geológico-Estructural Regional y Tectónico del área Petrohué-Canutillar. Dpto. de Geología y Geofísica para ENDESA (Inédito).

Vallance, J., 2000. Lahars. En Encyclopedia of Volcanoes Editor en jefe: Haraldur Sigurdsson 1417 p. Academic Press.

Vallance, J., 2005. Volcanic debris flows, *en* Debris Flow Hazards and Related Phenomena, Jakob, Matthias, and Hungr, Oldrich, eds., Springer-Praxis, Heidelberg, p. 247-274.

Vergara, M., Munizaga, F., 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South chile. Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 603-606.

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.