



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

**ESTUDIO DE LA DINÁMICA DE LOS LAHARES RECIENTES DEL FLANCO
OESTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADOS DE CHILLÁN (36°50' S),
ANDES DEL SUR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

IGNACIO ANDRÉS RAMOS CARRASCO

PROFESOR GUÍA:
JORGE CLAVERO RIBES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALFREDO LAHSEN AZAR
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

SANTIAGO DE CHILE
Abril 2012

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: IGNACIO RAMOS CARRASCO
FECHA: 5/03/2012
PROF. GUÍA: JORGE CLAVERO R.

“ESTUDIO DE LA DINÁMICA DE LOS LAHARES RECIENTES DEL FLANCO OESTE DEL
COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADOS DE CHILLÁN (36°50' S),
ANDES DEL SUR”

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (36.9° S, 71.4° W), es un complejo estratovolcánico compuesto, ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes. Las lavas eruptadas corresponden a dacitas y andesitas en ambientes subaéreos y subglaciares. Basado en el registro eruptivo histórico los principales peligros corresponden a: generación de coladas de lavas, conos piroclásticos parásitos con caída de tefra asociados y lahares.

Los depósitos laháricos estudiados en el valle del río Chillán, corresponden a los más jóvenes estratigráficamente con un volumen estimado de $9.2 \times 10^6 \text{ m}^3$. Sus características incluyen un espesor máximo de al menos 1.5 m, bajo contenido de material fino, unimodal en la distribución de tamaños de clastos, amplia variedad litológica, matriz soportados y escasas estructuras sedimentarias.

Los depósitos laháricos del valle del estero Renegado se diferencian en los depósitos del estero Shangri-La, Las Cabras y Renegado. Los dos últimos presentan características comunes, con espesores que alcanzan los 4 m, bimodalidad en la distribución de tamaños de clastos, amplia variedad litológica, matriz a clastos soportados y escasas estructuras sedimentarias. Los depósitos laháricos del estero Shangri-La abarcan casi por completo el valle Las Trancas, presentando estratigráficamente varias sucesiones separadas por paleosuelo e intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos centimétricas. Sus principales características incluyen un espesor máximo de 2 m, nulo contenido de arcillas, distribución granulométrica unimodal, una escasa variedad litológica, matriz soportados y abundantes estructuras sedimentarias como laminación paralela y cruzada, lentes y gradación de clastos.

Se modelaron las zonas de inundación por flujos laháricos mediante dos programas computacionales: LAHARZ y MSF. En el modelo LAHARZ se simuló volúmenes que corresponden al máximo lahar posible, al más pequeño que inunda zonas pobladas y valores intermedios. En estas modelaciones se utilizaron como base tres Modelos de Elevación Digital (MED): uno topográfico con curvas de nivel cada 50 m, uno ASTER y uno SRTM. Este último entregó los mejores resultados en comparación a la distribución de los depósitos mapeados.

Se concluye que los lahares del río Chillán se generaron por el derretimiento de nieve y hielo del Subcomplejo Cerro Blanco, arrastrando material morrénico cercano a la cumbre y clastos del basamento del valle, con un transporte de régimen laminar y una depositación en masa a acrecional. En cambio, los lahares que descendieron por el estero Shangri-La corresponden a flujos diluidos que removilizaron principalmente material piroclástico y presentan una depositación de carácter acrecional.

Agradecimientos

Esta memoria de título fue financiada por completo por el proyecto FONDECYT 1090387 “ICE-CAPPED ACTIVE VOLCANOES IN SOUTHERN CHILE: GLACIER IMPACTS OF GEOTHERMAL ACTIVITY AND ERUPTIVE EVENTS. SUPPORT TO DECISION MAKING AND ADAPTATIVE PROCESS”. Investigador responsable: Andrés Rivera.

También agradezco a mis compañeros tanto de plan común como a los que me acompañaron a lo largo de toda la carrera de geología con los que compartí buenos momentos y alcanzamos grandes amistades, a los profesores que siempre fueron un gran apoyo y a Maria Rosa que fue un fundamental apoyo para lograr sacar la memoria adelante.

Agradezco en especial a mis padres que siempre fueron un apoyo y un pilar fundamental en mi vida para que cumpliera siempre mis metas y a mi hermana. A ellos va dedicado este trabajo que se logro gracias a todo el amor y cariño que me han brindado siempre.

ÍNDICE

| | |
|---------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| ÍNDICE DE FIGURAS | v |
| 1 INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Planteamiento del Problema | 1 |
| 1.2 Objetivos | 3 |
| 1.2.1 Objetivo General | 3 |
| 1.2.2 Objetivos Específicos | 3 |
| 1.3 Hipótesis de Trabajo | 3 |
| 1.4 Ubicación y Vías de Acceso | 4 |
| 1.5 Clima | 4 |
| 1.6 Metodología | 5 |
| 1.6.1 Metodología para los objetivos específicos 1 y 2 | 5 |
| 1.6.1.1 Trabajo Pre-Terreno | 5 |
| 1.6.1.2 Trabajo Terreno | 5 |
| 1.6.1.3 Trabajo Post-Terreno | 5 |
| 1.6.2 Metodología para el objetivo específico 3 | 6 |
| 1.6.2.1 Modelos de Elevación Digital (MED) | 6 |
| 1.6.2.2 Modelos computacionales para la simulación de lahares | 10 |
| 2 Marco Teórico | <i>¡Error! Marcador no definido.</i> |
| 2.1 Definición | 13 |
| 2.2 Mecanismos generadores de lahares | 14 |
| 2.3 Tipos de lahares | 14 |
| 2.3.1 Flujo de detritos | 14 |
| 2.3.1.1 Flujo de detritos no cohesivo | 15 |
| 2.3.1.2 Flujo de detritos cohesivo | 15 |
| 2.3.2 Flujo Hiperconcentrado | 17 |
| 3 MARCO GEOLÓGICO | 18 |
| 3.1 Trabajos anteriores | 18 |
| 3.2 Geología del Área de Estudio | 18 |

| | | |
|-------|-----------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.2.1 | Basamento del Complejo Volcánico Nevados de Chillán _____ | 19 |
| | Formación Cura-Mallín (Mioceno inferior-medio) _____ | 19 |
| | Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Mioceno) _____ | 19 |
| | Formación Cola de Zorro (Plioceno superior-Pleistoceno) _____ | 19 |
| 3.2.2 | Complejo Volcánico Ancestral y Volcanes Satélites _____ | 20 |
| | Lavas Los Pincheira (Pleistoceno medio) _____ | 20 |
| | Lavas Diguillín (Pleistoceno medio) _____ | 20 |
| | Lavas Atacalco (Pleistoceno medio – Superior) _____ | 21 |
| | Lavas Lanalhue (Pleistoceno Superior) _____ | 21 |
| | Ignimbrita El Castillo (Pleistoceno superior) _____ | 22 |
| | Conos Piroclásticos Satélites: Volcanes Las Lagunillas y Parador (Holoceno) _____ | 22 |
| 3.2.3 | Subcomplejo Cerro Blanco _____ | 22 |
| | Lavas Orientales (Pleistoceno Superior alto) _____ | 22 |
| | Volcán Colcura (Pleistoceno Superior alto-Holoceno) _____ | 23 |
| | Volcanes Gato y Blanco (Holoceno) _____ | 23 |
| | Volcanes Calfú, Pichicalfú y Los Baños (Holoceno) _____ | 23 |
| | Volcán Santa Gertrudis (1861-1865 d.C.) _____ | 23 |
| 3.2.4 | Subcomplejo Las Termas _____ | 24 |
| | Lavas del Sur (Pleistoceno Superior alto) _____ | 24 |
| | Lavas Larqui (Pleistoceno Superior alto) _____ | 24 |
| | Lavas Aguas Calientes (Pleistoceno Superior alto) _____ | 24 |
| | Volcán Viejo (Holoceno) _____ | 25 |
| | Volcán Democrático (Holoceno) _____ | 25 |
| | Volcán Chillán y Shangri-La (Holoceno) _____ | 25 |
| | Volcán Pata de Perro (Holoceno) _____ | 26 |
| | Volcán Nuevo (1906-1948 d.C.) _____ | 26 |
| | Volcán Arrau (1973-1986 d.C.) _____ | 26 |
| | Cráter Chudcún (2003- d.C.) _____ | 27 |
| 3.2.5 | Depósitos Sedimentarios y volcanoclásticos _____ | 27 |
| | Depósitos Morrénicos Indiferenciados (Pleistoceno medio-Holoceno) _____ | 27 |
| | Depósitos de flujos piroclásticos indiferenciados (Holoceno) _____ | 27 |
| | Depósitos laháricos-aluviales _____ | 28 |
| 3.2.6 | Estructuras _____ | 28 |

| | | |
|----------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.3 | Registro Histórico de la Actividad Eruptiva del CVNCh con la generación de flujos laháricos | 28 |
| 4 | DEPÓSITOS LAHÁRICOS | 31 |
| 4.1 | Introducción | 31 |
| 4.2 | Río Chillán | 32 |
| 4.2.1 | Volumen de los depósitos | 33 |
| 4.2.2 | Características estratigráficas y sedimentológicas | 33 |
| | Facies Central | 33 |
| | Facies Lateral | 36 |
| | Facies Inundación | 39 |
| | Depósitos Remanentes | 39 |
| 4.2.3 | Granulometría | 41 |
| 4.3 | Estero Shangri-La – Estero Renegado | 45 |
| 4.3.1 | Características estratigráficas y sedimentológicas | 47 |
| | Zona Proximal | 47 |
| | Zona Intermedia | 53 |
| | Zona Distal | 59 |
| 4.3.2 | Granulometría | 62 |
| 5 | Modelación numérica de flujos laháricos | 65 |
| 5.1 | Análisis de los modelos digitales de elevaciones (MED) | 65 |
| 5.2 | Estimación del volumen máximo de los flujos laháricos | 72 |
| 5.3 | Modelación utilizando LAHARZ | 72 |
| 5.4 | Modelación utilizando MSF | 76 |
| 6 | DISCUSIONES | 79 |
| 6.1 | Introducción | 79 |
| 6.2 | Interpretación de la dinámica de los flujos | 79 |
| 6.2.1 | Depósitos río Chillán | 79 |
| | Origen | 79 |
| | Transporte | 80 |
| | Depositación | 81 |
| 6.2.2 | Depósitos estero Renegado | 82 |

| | | |
|-----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 6.3 | Influencia de los MED en la modelación de zonas de inundación de lahares usando el software LAHARZ y MSF _____ | 85 |
| 6.4 | Limitaciones de los modelos y su aplicación para la generación de un mapa de peligro_ | 86 |
| 6.5 | Volúmenes simulados _____ | 87 |
| 6.6 | Peligro volcánico _____ | 88 |
| 7 | CONCLUSIONES _____ | 89 |
| 8 | REFERENCIAS _____ | 91 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>Figura 1. Ubicación y rutas de acceso a la zona de estudio.....</i> | <i>2</i> |
| <i>Figura 2. Mapa sombreado del MED Topográfico.....</i> | <i>8</i> |
| <i>Figura 3. Mapa sombreado del MED ASTER</i> | <i>9</i> |
| <i>Figura 4. Mapa sombreado del MED SRTM versión 4.1</i> | <i>9</i> |
| <i>Figura 5. Imagen Google Earth del flanco oeste del CVNCh.....</i> | <i>11</i> |
| <i>Figura 6. Esquema que representa los depositos de la dilusion de un flujo (Pierson, T.C. y Scott, K. M., 1985). ...</i> | <i>13</i> |
| <i>Figura 7. Histogramas granulométricos de los distintos tipos de depósitos de lahares típicos.....</i> | <i>16</i> |
| <i>Figura 8. Mapa geológico de la zona de estudio. Simplificado de Naranjo y otros, 2008.</i> | <i>30</i> |
| <i>Figura 9. Imagen satelital del flanco Oeste del CVNCh con los depositos laháricos basado en el mapa de Naranjo y otros (2008). En rojo los puntos de muestreo junto a sus códigos.....</i> | <i>31</i> |
| <i>Figura 10. Perfil de elevación del río Chillán.....</i> | <i>33</i> |
| <i>Figura 11. Depósito de la facies central proximal</i> | <i>35</i> |
| <i>Figura 12. Depósito de la facies central proximal, en un curso estacional secundario al río Chillán.....</i> | <i>35</i> |
| <i>Figura 13 Deposito de la facies central distal.....</i> | <i>36</i> |
| <i>Figura 14. Depósito de la facies lateral</i> | <i>38</i> |
| <i>Figura 15. Depósito de la facies lateral</i> | <i>38</i> |
| <i>Figura 16. Deposito de la facies distal de inundación</i> | <i>39</i> |
| <i>Figura 17. Depositos laháricos, correspondientes a flujos de detritos y flujos hiperconcentrados</i> | <i>41</i> |
| <i>Figura 18. Parámetros de Folk (1980) para las muestras del río Chillán.</i> | <i>42</i> |
| <i>Figura 19. Correlación de los depósitos estudiados de la erupción de 1861</i> | <i>43</i> |
| <i>Figura 20. Distribución de facies e histograma de frecuencia para muestras representativas de los depositos lahárcos del río Chillán.</i> | <i>44</i> |
| <i>Figura 21. Valle Las Trancas</i> | <i>45</i> |
| <i>Figura 22. Perfil de elevación del Estero Shangri-La y Estero Renegado</i> | <i>46</i> |
| <i>Figura 23. Depósito de la facies canalizada, del brazo del estero Las Cabras</i> | <i>48</i> |
| <i>Figura 24. Depósitos del sector proximal en el estero Shangri-La.....</i> | <i>50</i> |
| <i>Figura 25. Depósito de la facies inundación.....</i> | <i>51</i> |
| <i>Figura 26. Facies canalizada del sector proximal del estero Renegado</i> | <i>52</i> |
| <i>Figura 27. Planicies laterales al estero Renegado</i> | <i>53</i> |
| <i>Figura 28. Depósito de la facies lateral del estero Las Cabras</i> | <i>54</i> |
| <i>Figura 29. Estatigrafía de los depositos del estero Shangri-La.....</i> | <i>55</i> |
| <i>Figura 30. Estatigrafía de los depositos del estero Shangri-La.....</i> | <i>56</i> |

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>Figura 31. Depósito de la facies Canal.....</i> | <i>57</i> |
| <i>Figura 32. Estructuras de flujo en la matriz.....</i> | <i>58</i> |
| <i>Figura 33. Depósitos del estero Renegado en la zona intermedia</i> | <i>59</i> |
| <i>Figura 34. Depósito de la facies canal en el estero Renegado.....</i> | <i>61</i> |
| <i>Figura 35. Depósito de la facies lateral en el estero Renegad.....</i> | <i>61</i> |
| <i>Figura 36. Depósito de la planicie de inundación en la confluencia del estero Renegado y río Diguillín</i> | <i>62</i> |
| <i>Figura 37. Parámetros de Folk (1980), de las muestras recolectadas en el valle Las Trancas.</i> | <i>63</i> |
| <i>Figura 38. Distribución de facies e histograma de frecuencia</i> | <i>64</i> |
| <i>Figura 39. Diferencias de altura entre el MED SRTM versión 4.1 con el MED ASTER (SRTM-ASTER)</i> | <i>66</i> |
| <i>Figura 40. Diferencias de altura entre el DEM Topográfico con el DEM SRTM (Topográfico-SRTM)</i> | <i>66</i> |
| <i>Figura 41. Diferencias de altura entre el DEM Topográfico con el DEM ASTER (Topográfico-ASTER)</i> | <i>67</i> |
| <i>Figura 42. Mapa de perfiles transversales de los ríos Chillán, Diguillín y estero Renegado.</i> | <i>67</i> |
| <i>Figura 43. Perfiles transversales del estero Renegado – río Diguillín.....</i> | <i>68</i> |
| <i>Figura 44. Perfiles transversales del río Chillán</i> | <i>70</i> |
| <i>Figura 46. Comparación de la red hidrológica del IGM (azul) con la red de drenaje generada a partir del MED SRTM (negro).....</i> | <i>71</i> |
| <i>Figura 47. Comparación de la red hidrológica del IGM.</i> | <i>71</i> |
| <i>Figura 48. Mapa de los depósitos laháricos del Mapa Geológico del Complejo Volcánico Nevados de Chillán.....</i> | <i>74</i> |
| <i>Figura 49. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED Topográfico</i> | <i>74</i> |
| <i>Figura 50. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED SRTM</i> | <i>75</i> |
| <i>Figura 51. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED ASTER.....</i> | <i>75</i> |
| <i>Figura 52. Modelo MSF simulando un máximo flujo laháric utilizando el MED Topográfico.....</i> | <i>77</i> |
| <i>Figura 53. Modelo MSF simulando un máximo flujo lahárico utilizando el MED SRTM.</i> | <i>78</i> |
| <i>Figura 54. Modelo MSF simulando un máximo flujo lahárico utilizando el MED ASTER.</i> | <i>78</i> |
| <i>Figura 55. Vista al sur hacia los muros del escarpe de caldera. Las lavas de la erupción Santa Gertrudis están marcadas como LFI y LFM. Fotografía tomada de Mee (2006).....</i> | <i>80</i> |
| <i>Figura 56. Esquema del comportamiento y cambios del lahara corriente abajotomado de Wallace (2000)</i> | <i>82</i> |
| <i>Figura 57, Esquema de las facies de lahares no-cohesivos (Scott, 1988).</i> | <i>84</i> |

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

Las Zona Volcánica Sur (ZVS), ubicada en el centro y sur de los Andes de Chile, comprende una serie de volcanes activos en las cercanías de los centros más poblados del país, donde se concentra más del 70% de la población. Por esta razón, es necesario conocer detalladamente los peligros volcánicos a los que se encuentra expuesta. Los registros históricos de los últimos 200 años señalan que han sido: flujos de lava, caída de cenizas, flujos piroclásticos y lahares, los principales peligros volcánicos que han afectado la zona (Stern, et al., 2007).

Los lahares son flujos con una mezcla saturada de agua y sedimentos, que fluyen por las pendientes de los volcanes, bajo la fuerza de gravedad (Hoblitt, 1987). Históricamente, estos han sido uno de los más mortíferos peligros volcánicos (Myers et al., 1997). Ellos pueden ocurrir durante, o posterior a una erupción. El agua, que forma parte de los lahares, proviene o del derretimiento de hielo y nieve, intensas lluvias o roturas de diques de lagos que se forman en los glaciares o en el cráter del volcán. Durante su descenso, los lahares son capaces experimentar transformaciones, desde flujo de detritos a flujos hiperconcentrados y estos a flujos diluidos, formados principalmente por agua (Pierson y Scott, 1985).

Debido a que muchos volcanes activos de la ZVS presentan casquetes glaciares en sus cumbres, como también acumulación de nieve estacional, estos centros eruptivos son potencialmente riesgosos para la generación de lahares.

Un caso es del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), este presenta durante los meses de invierno varios metros de nieve en sus laderas y posee un casquete glaciar que nace desde la cumbre del volcán Cerro Blanco (Zenteno, Ribera, & García, 2004). Basado en su actividad histórica existen varios registros de lahares, como por ejemplo el de la erupción de 1861 Cuadra (1868) describe: “la lava fundió el hielo obstruyendo el nacimiento del valle y generó una gran avenida (lahar), arrastrando rocas, árboles, etc, que descargó sobre los ríos Ñuble, Chillán y Renegado, quedando turbios por más de un mes”. Dixon et al. (1999) reconocieron extensos depósitos laháricos en los valles del río Chillán y del estero Renegado (Figura 1). Estos depósitos son los que se estudiaron en detalle en este

trabajo de memoria de título, sobre los cuales en los últimos años se han edificado viviendas y complejos turísticos, que podrían verse afectados ante la futura generación de flujos laháricos.

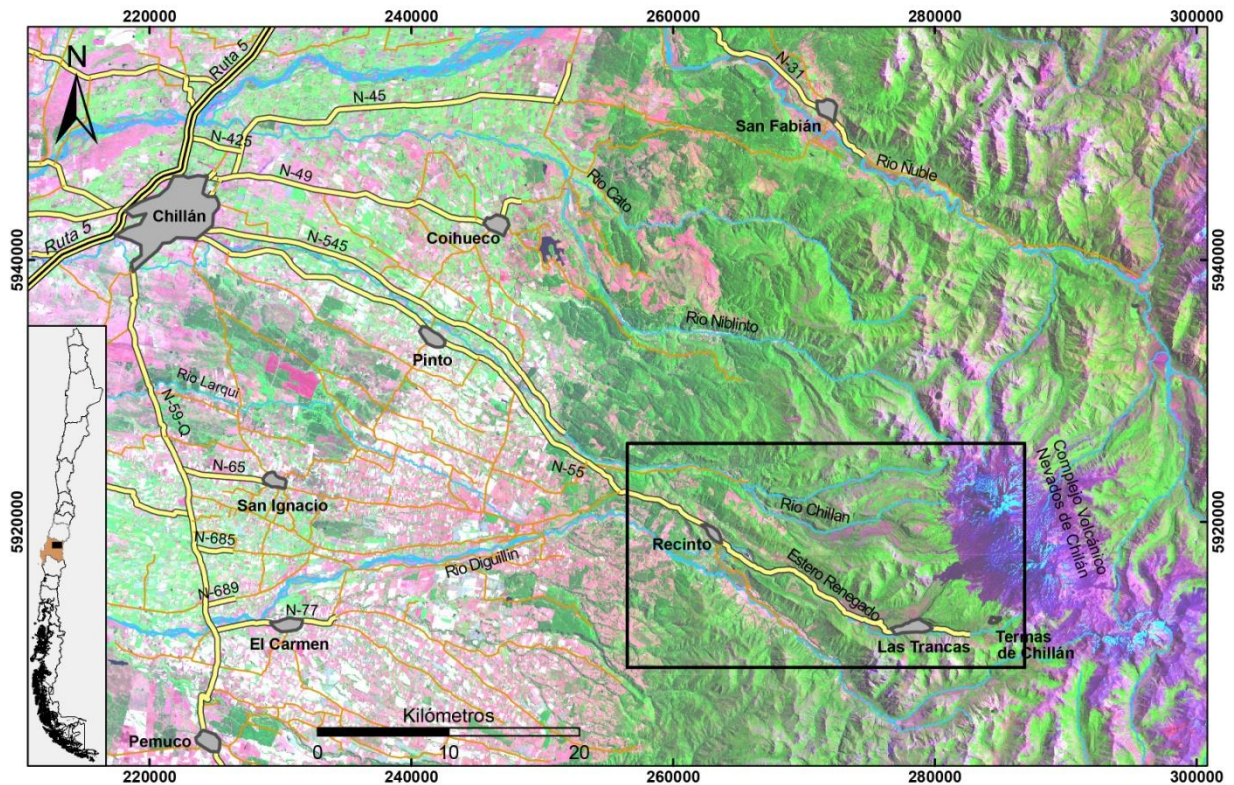


Figura 1. Ubicación y rutas de acceso a la zona de estudio, marcada por el rectángulo. La Imagen de base corresponde a una imagen satelital Landsat, tomada en el mes de enero del año 2001, con la combinación de bandas 7/4/1. Coordenadas UTM con Datum WGS 84.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos Generales

Establecer y comprender la dinámica de flujos laháricos recientes en el flanco oeste del CVNCh.

Determinar posibles áreas de inundación ante futuros flujos laháricos

1.2.2 Objetivos Específicos

1. Establecer características estratigráficas y granulométricas de los depósitos laháricos.
2. Definir un modelo de facies para los depósitos.
3. Modelar numéricamente las eventuales áreas de inundación por lahares, para los valles del río Chillán y del Estero Renegado, a través de la implementación y comparación de los modelos computacionales LAHARZ y MSF, para distintos escenarios eruptivos.

1.3 Hipótesis de Trabajo

El comportamiento dinámico de un flujo lahárico está determinado entre otras razones por su concentración de agua y sedimentos, como también por las características físicas de estos últimos, como el tipo de partículas y sus tamaños. Un lahar puede variar de un flujo de detritos, a uno hiperconcentrado y este a uno de agua en un mismo evento de inundación (Pierson T. C. y Scott, K. M., 1985). Al describir físicamente los depósitos dejados por los flujos laháricos es posible determinar cómo fue variando la dinámica durante el avance a lo largo y ancho de los valles.

Además, ante la ausencia de un mapa de peligros volcánicos del CVNCh, la modelación numérica con los programas LAHARZ y MSF, son un primer acercamiento para

demarcar posibles zonas de inundación provocadas por un flujo lahárico y, por lo tanto, servir de base para una adecuada planificación territorial del sector.

1.4 Ubicación y Vías de Acceso

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán se ubica en la región del BioBío en los 36°50'S, 71°25'W. El área de estudio se limitó a los principales cauces que nacen al Oeste del Complejo Volcánico, que corresponden al Río Chillán y el Estero Renegado (Figura 1).

La principal ruta de acceso al Río Chillán corresponde a la ruta 55, que une la ciudad de Chillán con las Termas de Chillán, en tal ruta se debe tomar el desvío a la localidad de los Pellines en el kilómetro 40, el cual sigue la ribera sur del Río Chillán. Este es un camino ripiado que termina al llegar al Fundo Los Pellines y al Fundo El Plan, en donde se debe pedir autorización para acceder. En aquellos fundos se encuentra la mayoría de los depósitos estudiados.

Al valle del Estero Renegado, también se accede por la ruta 55, en dirección a las Termas de Chillán, en donde la zona de estudio abarca desde la localidad de Recinto hasta el valle de Las Trancas (Figura 1).

1.5 Clima

La zona de estudio presenta un clima templado con una precipitación media anual que oscila entre los 1200 y 2000 mm (DGA). En los meses de invierno la línea de nieve está por bajo los 2000 metros de altura, disminuyendo hasta los 1000 m los días de precipitaciones. El máximo de nieve acumulada ocurre en invierno entre los meses de Agosto-Septiembre, con un total de 4,5 m y 2,5 m en las laderas superiores e inferiores respectivamente, para el año 2011 (<http://es.snow-forecast.com>).

Desde el subcomplejo Cerro Blanco nace el glaciar de los Nevados de Chillán, el cual ha mantenido un decrecimiento progresivo en los últimos años, disminuyendo a una superficie de 2.4 km² en el año 2003 (Zenteno, Ribera, & García, 2004).

1.6 Metodología

1.6.1 Metodología para los objetivos específicos 1 y 2

La caracterización física de los depósitos comprenden diversos trabajos previos, durante y posterior al levantamiento de información en terreno.

1.6.1.1 Trabajo Pre-Terreno

Recopilación inicial de información y bibliografía, además de la preparación de la cartografía de la zona, incluyendo imágenes aéreas, satelitales y mapa geológico.

1.6.1.2 Trabajo Terreno

- Descripción detallada de los afloramientos (espesor, petrografía, estructuras, granulometría, clastos, etc.)
- Realización de columnas estratigráficas esquemáticas
- Medición y estimación de los volúmenes de los bloques de mayor tamaño de cada depósito
- Recolección de muestras de la matriz de los depósitos para análisis granulométricos.
- Estimación de proporción de clastos mayores

1.6.1.3 Trabajo Post-Terreno

- Secado y tamizaje de las muestras hasta la fracción limo-arcilla
- Análisis en el granulómetro laser de la fracción limo-arcilla.
- Confección de diagramas y gráficos de distribución de tamaños de granos de las muestras.
- Confección de columnas estratigráficas detalladas.
- Definición de facies.

- Caracterización de facies.
- Confección mapa de distribución
- Estimación de volúmenes de depósitos laháricos recientes

1.6.2 Metodología para el objetivo específico 3

La realización de los modelos de inundación por flujos laháricos, se realiza con los programas LAHARZ y MSF, los cuales necesitan un modelo de elevación digital y estimaciones del alcance y volumen de los flujos. Las características y variables de cada uno de estos elementos detallan a continuación.

1.6.2.1 Modelos de Elevación Digital (MED)

Antecedentes generales

Un modelo de elevación digital (MED) es una representación de la superficie terrestre, la cual permite obtener de forma digital parámetros geográficos. Las características de la red hidrológica, como pendiente, orientación o curvatura pueden ser derivadas a partir de éstos modelos.

Los MED pueden ser obtenidos de variadas maneras: a través de datos de campo con estaciones topográficas, digitalización de mapas topográficos preexistentes, fotografías aéreas y el procesamiento de datos adquiridos desde sensores remotos. La calidad de los modelos obtenidos por los diversos métodos presenta errores asociados, los cuales no pueden ser eliminados totalmente, por lo que la utilidad y la validez de los resultados derivados están estrechamente relacionadas con la calidad del modelo original. Debido a esto se ha decidido el uso de tres distintos tipos de MED a los que se pudo acceder, para comparar sus resultados, siguiendo la metodología empleada por Castruccio (2008).

MED Topográfico

Este MED se construyó a través del programa GIS Arcmap 9.3, a partir de la información vectorial del IGM, correspondiente a: curvas de nivel (en intervalo de 50 m),

cotas y la red hidrográfica, complementándolo además con curvas de nivel con un intervalo de 10 m, que abarcan el valle Las Trancas y el Subcomplejo Volcánico Las Termas. La resolución espacial es de 30 m ya que es la más adecuada para el espaciamiento en el que se encuentran las curvas de nivel (Figura 2).

La incorporación del dato de la red hidrológica permite que el MED genere en zonas planas un talweg, por donde pasan los ríos, de esta forma al momento de modelar las inundaciones los flujos correrán por los drenajes reales.

Dentro de las dificultades de construir el MED con las curvas de nivel es que para curvas muy espaciadas, debido a la baja pendiente del relieve, la ecuación de interpolación para representar la superficie empleada por el software Arcmap 9.3, genera bajos topográficos 'sink', que genera pequeñas depresiones en los valles de estudio, que afectan al resultado del programa LAHARZ para la simulación de la zona de inundación de los flujos laháricos. Para quitar ese error se agregaron de forma manual nuevas curvas de nivel para que la interpolación entre las curvas contenga menos errores.

MED ASTER

Este MED fue construido a través de imágenes satelitales tomadas por el sensor Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) el cual estaba a bordo del satélite Terra de la NASA. Este es un sensor multiespectral de 14 bandas, de las cuales las bandas 3B y 3N, de 15 m de resolución espacial, corresponden a un par estereográfico. La altura que representa este MED no corresponde a la superficie del suelo sino que a la superficie visible, ya que recibe la radiación reflejada por la vegetación y edificios.

Los MEDs ASTER poseen una resolución espacial de 27 m y pueden ser descargados de forma gratuita de la página <http://demex.cr.usgs.gov/DEMEX/>, gracias al proyecto "ASTER Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM)" desarrollado en conjunto entre la NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón.

Este MED fue corregido mediante el software Arcmap 9.3 para rellenar 'sink', bajos topográficos que no pueden ser drenados, que corresponden a errores que se producen en la construcción de un MED (Figura 3).

MED SRTM

Este MED es generado a partir de las imágenes tomadas por el sensor Shuttle Radar Topographic Mission de la NASA, en el cual dos imágenes radar de un mismo sitio son tomadas desde posiciones diferentes. Al igual que el MED ASTER, presenta errores ligados a la cubierta vegetal ya que las longitudes de onda que recibe este sensor no penetran la vegetación.

Los datos están disponibles a nivel global con una resolución espacial de 90 m (Figura 4). Se puede descargar de forma gratuita desde internet, donde está disponible la versión 4.1, la cual posee varias correcciones y nuevas técnicas de interpolación (<http://srtm.csi.cgiar.org/SRTMdataProcessingMethodology.asp>).

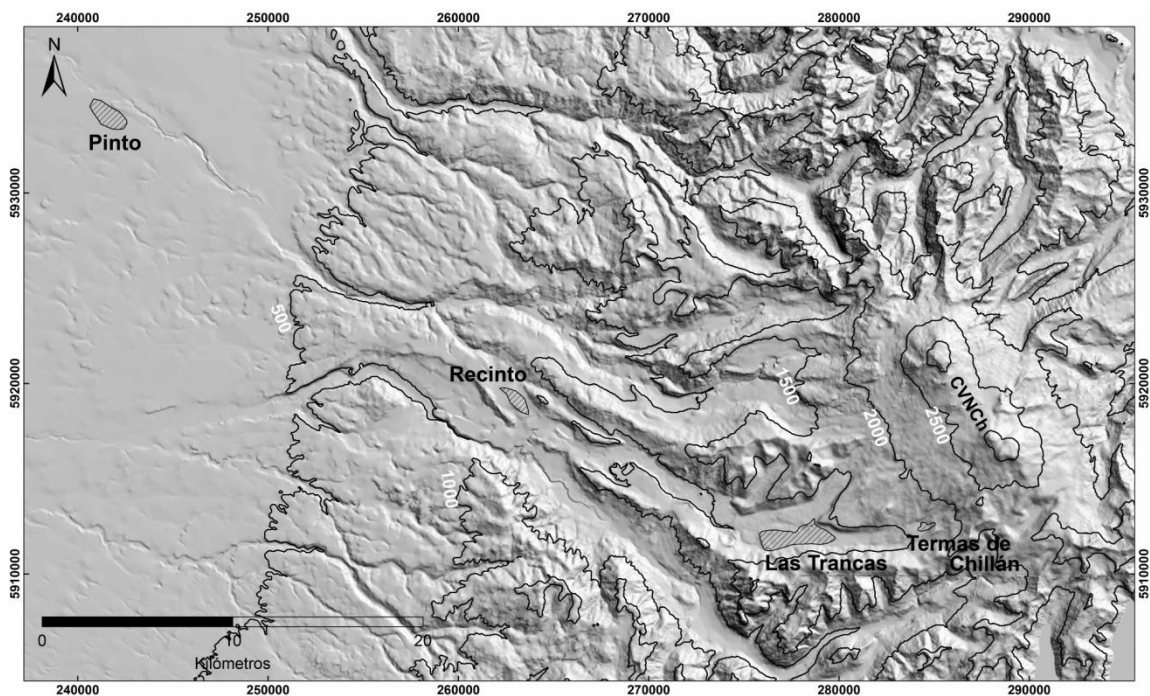


Figura 2. Mapa sombreado del MED creado a partir de los datos de las curvas de nivel, cotas y red hidrográfica. Líneas de contorno cada 500 m. La imagen corresponde al sector oeste del CVNCh, en donde se aplican los modelos de flujos de lahares.

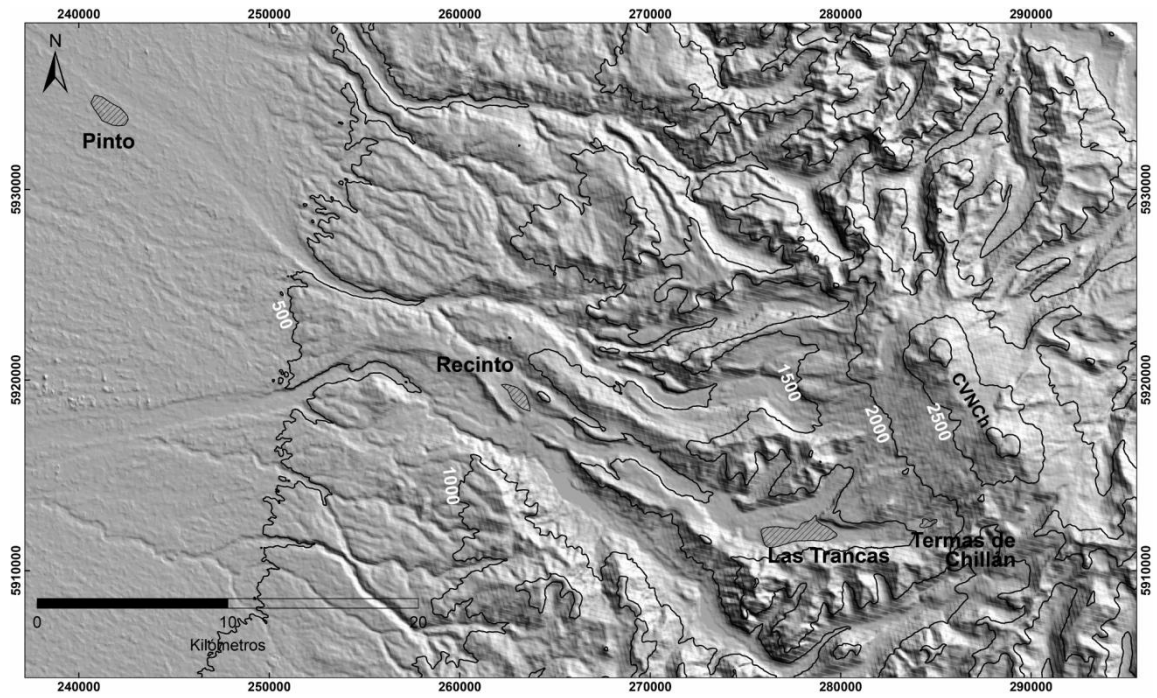


Figura 3. Mapa sombreado del MED ASTER con una resolución espacial de 27 m. Líneas de contorno cada 500 m. La imagen corresponde al oeste del CVNCh.

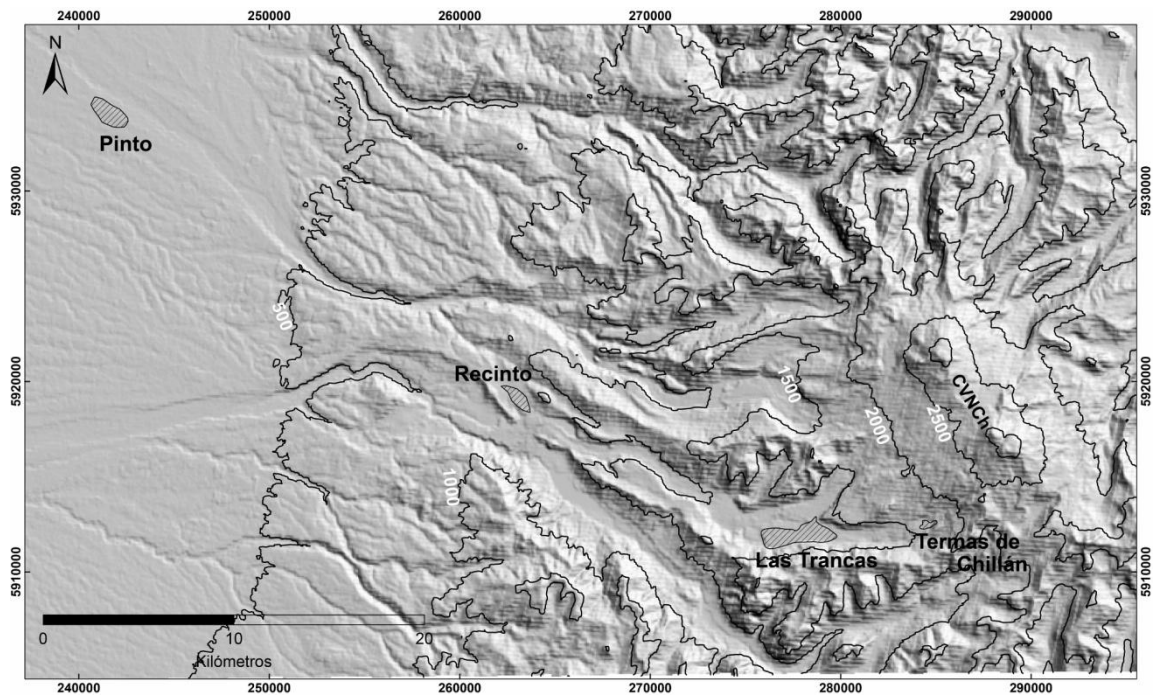


Figura 4. Mapa sombreado del MED SRTM versión 4.1, con una resolución espacial de 90 m. Líneas de contorno cada 500 m. La imagen corresponde al oeste del CVNCh.

1.6.2.2 Modelos computacionales para la simulación de lahares

Dos programas fueron usados para simular el potencial recorrido que seguiría un flujo lahárico, estos son el LAHARZ y el MSF. Ambos están fuertemente controlados por la topografía y la geometría de la sección transversal del valle, sin aplicar consideraciones hidráulicas explícitas según sea el caso. Ambos están integrados en un ambiente GIS, escritos en ARCINFO Macro Language (AML), volviéndolos una herramienta muy amigable.

LAHARZ

Este programa fue diseñado por Schilling (1998), para delimitar potenciales áreas de inundación de uno o más volúmenes de lahares especificados por el usuario. Para esto es necesario entregar un MED en formato GRID y definir una zona límite de peligro proximal (H/L), donde H representa la altura de la zona donde se genera el lahar y L la distancia a los bordes del cono volcánico desde el punto donde se selecciona que se inicia el lahar. Este límite es una línea de energía que separa el área erosiva del área de depositación, que determina donde se inicia la inundación. El usuario debe elegir el drenaje y los volúmenes a simular.

La forma en la que se obtiene el área de inundación transversal de los valles y su alcance río abajo, fue derivada de ecuaciones que se pueden estudiar en Iverson (1998). Para encontrar los mejores parámetros a estas ecuaciones que puedan simular el comportamiento de un flujo lahárico, el autor se basó en los estudios de una serie de depósitos de lahares holocenos y experimentos a escala.

Los detalles del funcionamiento del programa y la teoría de cómo se desarrolla el modelo, se puede revisar en Schilling (1998) e Iverson (1998), respectivamente.

El programa LAHARZ necesita un valor para la variable de volumen del lahar, y así determinar zonas de inundación. Para ello se calculó de manera aproximada el volumen de agua, en forma de hielo y nieve, que almacenan las cuencas que dan hacia el estero Renegado y río Chillán, durante el invierno para obtener un valor máximo.

A través de un MED SRTM, utilizando el programa Arcmap, se marcaron los límites de ambas cuencas hidrográficas, y se calculó el área que abarca la superficies de hielo y nieve, éstas últimas separadas en laderas baja, de 2000 m a 2500 m de altura, y laderas altas sobre los 2500 m (Figura 5). Los valores de la potencia de nieve en ambos intervalos

son de libre acceso a través de la página de internet <http://es.snow-forecast.com/resorts/Chillan/snow-report>, la cual posee el pronóstico de nieve y tiempo de varios centros turísticos del mundo.

De igual modo se calculo el volumen de agua que almacena el glaciar ubicado en la ladera oeste del subcomplejo Cerro Blanco (ver capítulo 5.2)

Para convertir la medida del volumen de nieve en agua, se considera la conversión básica de 1 cm de nieve equivale a 1 mm de agua, omitiendo características físicas que poseen los mantos de nieve. Para el volumen de agua proveniente de los cuerpos de hielo, se toma en consideración que estos últimos poseen una densidad de $0,92 \text{ gr/cm}^3$, que es menor que la del agua.

Para el volumen final de los flujos, además se asume que estos poseen un 60 % de sedimentos y un 40% de agua, que es la proporción en volumen de un flujo de detritos (Pierson T. C. y Scott, K. M., 1985).

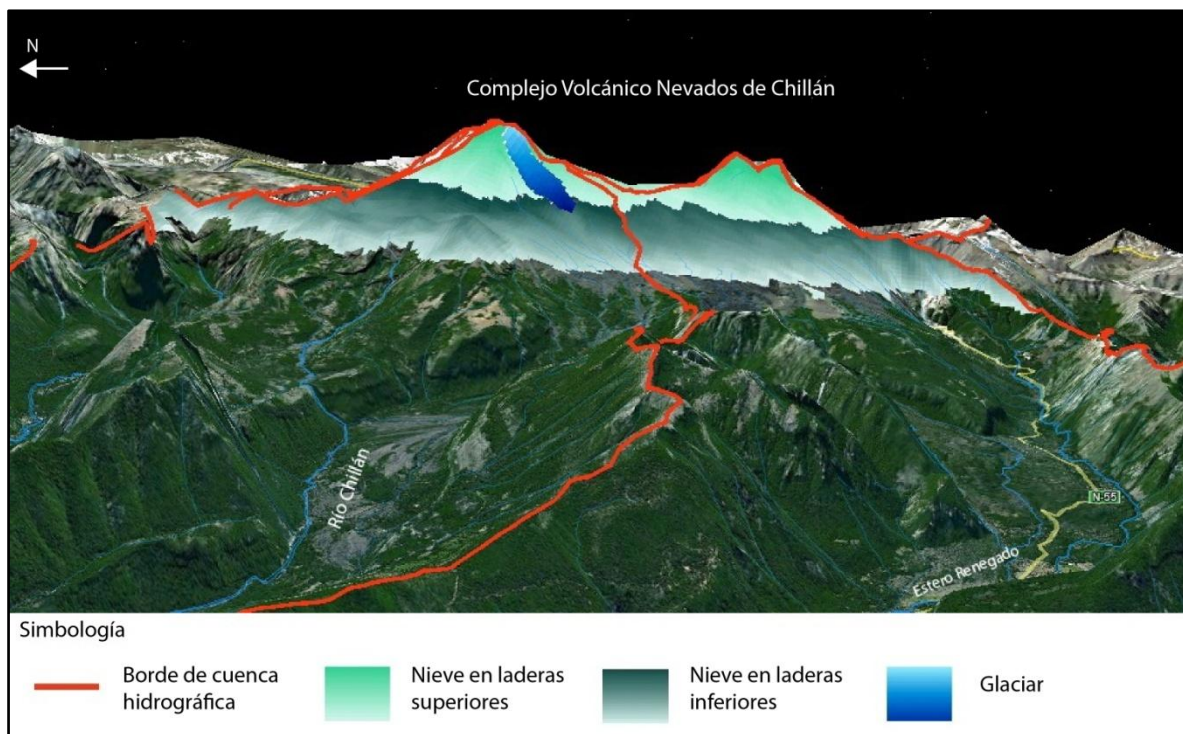


Figura 5. Imagen Google Earth del flanco oeste del CVNCh, con exageración vertical duplicada. En donde se marca el límite de cada cuenca hidrográfica y los raster usados para la toma de datos de superficie de hielo y nieve.

Modified Single-Flow Direction (MSF)

Este modelo fue desarrollado por Huggel (2003), para flujos de detritos en alta montaña. El modelo se basa en una modificación del algoritmo single-flow direction (D8), creado por O'Callaghan y Mark (1984), en el cual la dirección del flujo sigue las celdas del MED con menor valor. Huggel (2003), implementa una función que permite una dirección de flujo distinta a la mínima altura, desviándolo en zonas en la que la pendiente es baja. Esta desviación puede llegar a ser 45° a ambos lados, generando un factor que corresponde a una mayor resistencia al flujo. El valor de esta resistencia de cada celda es transformado a un valor de probabilidad de ser afectado por el lahar. El modelo de flujo se detiene cuando alcanza un valor de pendiente determinado por el usuario.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 Definición

En este trabajo de título, se usa la definición de “lahar”, convenida en 1988 en el Congreso de Penrose de la Sociedad Geológica de América y modificada por (Pierson, 1998), en la cual se estipula que: “Un lahar es un término general para un flujo rápido, mezcla saturada de detritos y agua (distinto a un flujo de corriente) que desciende desde un volcán”. Cabe destacar que lahar solo hace referencia al evento no así al depósito correspondiente, ni tampoco es una definición reológica específica, ya que estos flujos pueden sufrir transformaciones, desde un flujo de corriente, a un flujo hiperconcentrado, a un flujo de detritos y volver a un flujo hiperconcentrado, a uno de agua, en un mismo evento (Pierson y Scott, 1985). En la figura se observan las características básicas de los depósitos generados por estos flujos.

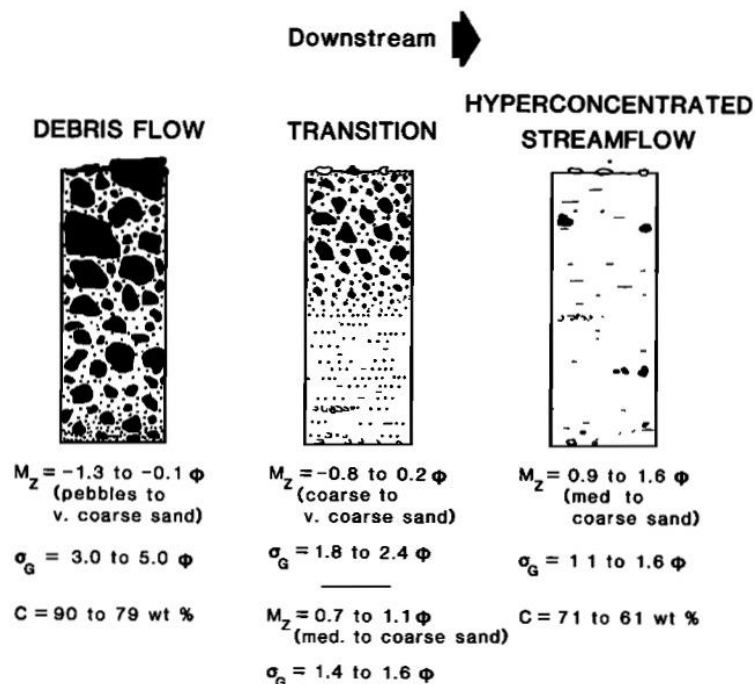


Figura 6. Esquema que representa los depósitos de la dilución de un flujo en tres tramos de un curso. También están presente los parámetros de Folk (1980), del tamaño promedio de partícula (M_z), la desviación estándar (σ_G) y la concentración de sedimentos por peso. Tomado de (Pierson T. C. y Scott, K. M., 1985).

2.2 Mecanismos generadores de lahares

Para el desarrollo de un lahar es necesaria una fuente de agua, abundante detritos no consolidados (típicamente depósitos de caída y flujos piroclásticos, morrenas, coluvios, suelo), una fuerte pendiente y un mecanismo gatillador. Estos últimos pueden ser: el rápido derretimiento de nieve-hielo, aguas hidrotermales, lagos subglaciares o en el cráter y la escorrentía de lluvia. Dependiendo del mecanismo pueden ser primarios o sin-eruptivos ó secundarios o post-eruptivos. Las características de cada uno de estos mecanismos se pueden revisar en (Vallance, 2000).

2.3 Tipos de lahares

Se diferencian reológicamente en dos: flujos de detritos y flujos hiperconcentrados (Pierson y Scott, 1985). Los cuales se pueden identificar basados en las observaciones en terreno y evidencias relativas a su resistencia elástica y viscosidad.

2.3.1 Flujo de detritos

Corresponden a una mezcla saturada de detritos y agua, con sedimentos mal seleccionados (el rango de partículas varía desde arcillas hasta bloques). Posee la consistencia de concreto húmedo, gran viscosidad y una resistencia elástica finita (como un flujo no newtoniano). Usualmente corresponden a flujos laminares, con velocidades tan altas como las de los flujos de agua (Pierson, T.C. y Costa, J.E. , 1987). Las partículas tienen grandes dificultades para segregarse por tamaño o transportarse en suspensión, debido a que la mezcla de agua y sedimentos se mueven como una masa, por la elevada concentración de sedimento. Esta puede variar en un rango de 50 a 75 % en peso, dependiendo de la distribución del tamaño de los granos. La densidad típica del flujo completo va desde los rangos de 1.8 a 2,3 g/cm³ (Pierson, 1996). Los depósitos de los flujos de detritos muestran una estructura maciza (sin estratificación), extremadamente mala a muy mala selección, una alta consolidación y gradación inversa a normal.

Los flujos de detritos se pueden dividir en dos amplias categorías, basada en la distribución de tamaños de los sedimentos de sus depósitos: granular o no cohesivo, que contiene muy poco material tamaño arcilla, y lodoso o cohesivo, cual es rico en arcillas.

La distinción tiene una importante implicación sobre la génesis del flujo: flujos de detritos no cohesivos volcánicos son casi siempre gatillados por la movilización de depósitos superficiales recientes, a través de intensas lluvias, roturas de diques o derretimiento de nieve-hielo. En cambio flujos de cohesivos, son gatillados por deslizamientos de fallas del edificio volcánico, que poseen material de alteración hidrotermal o afectada por un intenso clima tropical (Scott, K. M., Vallance, J. W. y Pringle, P. T., 1995).

2.3.1.1 Flujo de detritos no cohesivo

Presentan cerca de un 1% de arcilla, con respecto al total de la matriz (arena-limo-arcilla). Tienen una mejor selección y un tamaño de grano más fino en promedio que los flujos cohesivos (Scott et al, 1995).

Con respecto al comportamiento de estos flujos, estos presentan una mayor interacción entre partículas, especialmente cerca de los bordes del flujo, donde se registran los efectos de cizalle, sobre las partículas y en su distribución de tamaños (Scott, 1988b). Estas características incluyen una capa distintiva de gradación inversa, carácter erosivo, una distribución de tamaño truncada y granos cataclasísticos. Estas características están mejor desarrolladas en un flujo no cohesivo, pero no son exclusivas de ellos.

La granularidad de los flujos no-cohesivos incrementa su miscibilidad con los flujos de agua, un factor que permite su transformación corriente abajo a flujo hiperconcentrado (Scott, 1988b). De hecho, los flujos se vuelven diluidos y menos resistentes, y la fase fluida se impone a la fase de sedimentos. Los clastos de estos flujos se depositan antes que en los flujos cohesivos.

2.3.1.2 Flujo de detritos cohesivo

La matriz de un flujo de detritos cohesivo es una mezcla de arena-limo y al menos un 3% de arcilla. En la Figura 7 se muestra la granulometría típica de este tipo de flujos y la diferencia con los no cohesivos.

En un flujo de detritos cohesivo, (1) la interacción entre granos es amortiguada por la adherencia de agregados de arcilla, de este modo, se reduce el cizalle entre las partículas. (2) La matriz arcillosa retarda los siguientes eventos: (a) la depositación de las partículas gruesas. (b) El movimiento diferencial de la fase de partículas gruesas (la cual produce el buen desarrollo de la gradación normal e inversa). (c) la miscibilidad de los flujos con los cursos de agua asociados. El último efecto es el que evita o retarda mayormente el paso de un flujo de detritos cohesivo a uno hiperconcentrado (Scott, K. M., Vallance, J. W. y Pringle, P. T., 1995). Estas conclusiones son empíricas; por ejemplo, el contenido de arcilla puede afectar la viscosidad del fluido de los poros y por lo tanto, la difusividad hidráulica de los fluidos durante la fase granular (Iverson, R.M.; R.P.Denlinger, 1989). Tales movimientos son leves en flujos cohesivos, donde las fuerzas atractivas entre partículas son dominantes, pero en el régimen no cohesivo, el carácter del medio, colisiones y abrasión de la matriz debe ser importante.

Los minerales de arcilla son filosilicatos con poderosas fuerzas superficiales que pueden entregar cohesión y resistencia al flujo. Los agregados de arcilla se adhieren a la arena en la matriz, así como a la parte clástica.

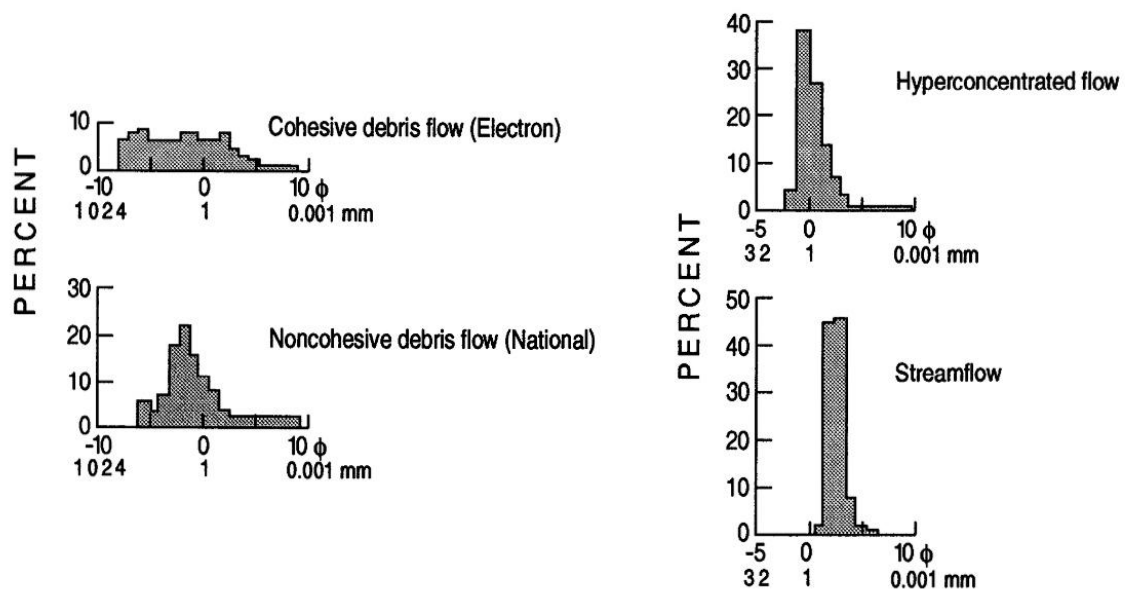


Figura 7. Histogramas granulométricos de los distintos tipos de depósitos de lahares típicos (Scott, K. M., Vallance, J. W. y Pringle, P. T., 1995).

2.3.2 Flujo Hiperconcentrado

Estos son flujos, menos densos que los flujos de detritos, que poseen sedimentos en suspensión en el agua, con baja concentración de sedimentos gruesos. Son más viscosos que los flujos de corriente; son turbulentos, pero a veces la turbulencia es apaciguada por la alta viscosidad del flujo (Pierson y Scott, 1985). La concentración de sedimentos varía entre el 20 a 60% en volumen (dependiendo de la distribución del tamaño de grano). La mezcla hiperconcentrada de sedimentos y agua posee una baja resistencia elástica, pero las gravas no son llevadas en suspensión como en los flujos de detritos. Las principales características de sus depósitos son: textura de arena gruesa a grava fina, mala selección, estratificación horizontal, ausencia de estratificación cruzada, ocurrencia de lentes de gravas o clastos de mayor tamaño. Estas características indican una depositación rápidamente acrecional desde la suspensión o tracción (Pierson T. C. y Scott, K. M., 1985).

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Trabajos anteriores

Entre los trabajos más recientes se debe mencionar la Carta Geológica Básica del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (Naranjo et al., 2008), el cual se apoya fuertemente en el trabajo de Dixon et al (The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile, 1999), el cuales hacen énfasis a la geología, tanto del basamento como de los volcanes originados. Además realizan breves referencias a los depósitos sedimentarios-volcanoclásticos, aportes geocronológicos y paleoambientales.

Con respecto a los paleoambientes de las erupciones y la interacción entre la nieve-hielo y la erupciones volcánicas, están los trabajos de Mee (2006 y 2009). Del glaciar actual Nevados de Chillán esta el trabajo de Zenteno (2004), en donde se realiza un análisis de la evolución del glaciar en los últimos años. También existen registros de las erupciones históricas (Gonzalez-Ferran, 1995; Petit-Breuille, 1995), como también estudios de erupciones recientes(Naranjo J.A., Lara L.E., 2004).

3.2 Geología del Área de Estudio

Corresponde a profundos valles glaciares, labrados sobre coladas de lavas subglaciares del pleistoceno inferior, en los cuales se encuentran además coladas de lavas del pleistoceno medio- superior y sedimentos volcano-clásticos holocenos provenientes del CVNCh. Este último presenta diferentes centros de emisión, los cuales se disponen a lo largo de una dorsal de 10 km en una orientación N30°O (Dixon et al, 1999).

El edificio volcánico y sus lavas asociadas están divididos en dos subcomplejos volcánicos separados en 6 km. Uno predominantemente andesítico al norte y otro más silíceo al sur, que corresponden al subcomplejo Cerro Blanco y Las Termas respectivamente. Además de conos satélites que pueden ser asignados a uno de los subcomplejos geoquímicamente (Dixon, 1999). Mapa en la Figura 8.

3.2.1 Basamento del Complejo Volcánico Nevados de Chillán

Formación Cura-Mallín (Mioceno inferior-medio)

Esta formación fue definida por González y Vergara (1962) como una sucesión subhorizontal, con un leve manteo hacia el oeste, de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y coladas de lavas subordinadas de composición intermedia (Muñoz y Niemeyer, 1984). Esta unidad subyace discordantemente a volcanitas de la Formación Cola de Zorro y es instruida por rocas plutónicas de la unidad Batolito Santa Gertrudis-Bullileo. Presenta una edad miocena inferior a media por (Suarez y Emparán, 1997).

Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Mioceno)

Las rocas de esta unidad incluyen diversas facies en las cercanías del CVNCh, donde son predominantes monzodioritas cuarcíferas, con filones tardimagmáticos graníticos y facies granodioríticas subordinadas. Estas rocas fueron instruidas en capas por la Formación Cura-Mallín y, al norte del complejo volcánico, están cubiertas mediante discordancia de erosión por coladas de lava y capas piroclásticas de la Formación Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Formación Cola de Zorro (Plioceno superior-Pleistoceno)

Definida por Gonzalez y Vergara (1962), está formada por lavas y rocas piroclásticas con composición predominantemente andesíticas y disposición horizontal discordante sobre niveles de la Formación Cura-Mallín. En algunos sectores, se pueden reconocer centros de emisión que constituyen antiguos volcanes parcialmente erosionados.

Esta unidad tiene una edad pliocena tardía-pleistocena a partir de datos radiométricos aportados por Muñoz y Niemeyer (1984). Una edad obtenida de las lavas de este lugar mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dio un valor de 1.8 ± 0.3 Ma. (Dixon et al., 1999), edad concordante con la antes señalada.

3.2.2 Complejo Volcánico Ancestral y Volcanes Satélites

Lavas Los Pincheira (Pleistoceno medio)

Corresponden a extensas y relativamente gruesas coladas de superficie plana, que forman típicamente bancos laterales, limitados por escarpes abruptos, en los valles del estero San José, del río Chillán y del estero Renegado, hacia el oeste, y alcanzan distancias de hasta 40 km desde las cimas del actual CVNCh, también se extienden hacia el este. En el valle del Estero Renegado, están cubiertas por las denominadas lavas Atacalco y por niveles de la Ignimbrita El Castillo.

Su litología, corresponden a lavas andesíticas principalmente afaníticas de textura muy fina y a menudo de matriz vítrea. Químicamente, estas rocas son andesitas (58-60,6% SiO₂) de piroxeno y olivino. Presenta edades de ⁴⁰Ar/³⁹Ar desde 630±50 a 690±40 ka (Naranjo et al., 2008).

Presenta espesores de 100 a 200 m y las secciones expuestas están caracterizadas por niveles basales con desarrollo de disyunción columnar arqueada de a 100 m de espesor, cubiertos por niveles de espesor similar y con diaclasamiento irregular caótico de tipo 'hackly' fragmentario (Naranjo et al., 2008). Estas coladas son interpretadas como producto de haber sido emplazadas y acumuladas bajo hielo, en circunstancias que su avance progresivo fue impedido por la necesidad de fundir el hielo glacial (Lescinsky, 2000).

Lavas Diguillín (Pleistoceno medio)

Esta unidad corresponde a una secuencia de hasta 150 m de espesor, emplazadas a lo largo del valle del estero Renegado. Está formada predominantemente por lavas andesíticas y brechas que en las facies distales cubren de forma lateral a la unidad lavas de Los Pincheira y subyacen a lavas e ignimbritas de la unidad Atacalco y El Castillo, respectivamente. En sectores proximales, subyace a las lavas de la unidad Lanalhue.

Litológicamente, en las facies proximales, corresponden a andesitas porfíricas (58% SiO₂) de piroxeno (con escaso olivino-anfíbolos) y autobrechas de pocos metros de espesor. En las facies distales cercana al pueblo de Recinto corresponden a andesitas de plagioclasa

y piroxeno ($59\%SiO_2$), afaníticas vítreas y muy vesiculares en superficie (Naranjo et al., 2008).

Lavas Atacalco (Pleistoceno medio – Superior)

Corresponden a uno o más flujos de lava andesítica del tipo bloques y aa que afloran a lo largo del valle del Estero Renegado, que cubren lateralmente a las lavas de las unidades Los Pincheira y Diguillín y que están cubiertas por lavas del volcán Democrático y depósitos de flujos laháricos. Estas lavas se presentan como bancos laterales canalizados a lo largo del estero Renegado, aguas abajo del sector Las Trancas.

Corresponden a andesitas ($57-59\% SiO_2$) porfíricas gruesas de plagioclasa, piroxeno y olivino. Generalmente, en superficie muestran textura vesicular, sin rasgos evidentes de erosión (Naranjo et al., 2008).

Lavas Lanalhue (Pleistoceno Superior)

Esta unidad corresponde a una sucesión de lavas gruesas, que exhiben diversidad de diaclasamiento fragmentario e incluyen hialoclastitas, así como niveles y centros de emisión de escorias. Composicionalmente varían desde andesitas a riolitas. Cubren a la Formación Cola de Zorro y la unidad Los Pincheira. En las nacientes del Estero Renegado cubren las Lavas Diguillín, en este sector se presenta como un apilamiento de lavas de hasta 150 m de potencia. En el norte, las Lavas Lanalhue están lateralmente cortadas o cubiertas por lavas de las unidades más antiguas del Subcomplejo Cerro Blanco (Naranjo et al., 2008).

La unidad Lavas Linalhue comprenden una gran variedad de litologías, ocasionalmente asociadas a complejos centros de emisión subglaciares (Mee et al., 2009). En las que se incluyen lavas andesíticas con plagioclasa, olivino y escaso clinopiroxeno, brechas soldadas, salpicaduras y bombas escoriáceas, andesítico-basálticas de plagioclasa y olivino, algunas secciones del sector SO incluyen lavas con altos contenidos de sílice como andesitas-silíceas, dacitas y riolitas (Naranjo et al., 2008), así como cuerpos intrusivos como filones y mantos, que se interpretan como centros de emisión (Mee et al., 2009).

Ignimbrita El Castillo (Pleistoceno superior)

Corresponde a depósitos ignimbríticos de flujos piroclásticos densos, de ceniza, pómez y escoria, no soldados, en ocasiones con carbón ligeramente antracítico (Naranjo et al., 2008). Sobreyacen a las lavas Los Pincheira y Diguillín y no han sido reconocidos en facies proximales.

El origen de la Ignimbrita El Castillo, de edad pleistocena superior, podría estar asociado a la formación de los escarpes de caldera construidos en volcanitas de la unidad Lavas Lanalhue.

Conos Piroclásticos Satélites: Volcanes Las Lagunillas y Parador (Holoceno)

Los volcanes Las Lagunillas y Parador corresponden a conos satélites del CVNCh, ubicados en los flancos oriental y occidental, respectivamente. El primero se ubica 5 km al este del portezuelo que separa los subcomplejos Cerro Blanco y Las Termas; el cono de escoria Parador, su ubica a 4 km al SO de ese portezuelo.

El volcán Las Lagunillas tiene una altura de 90 m y su cráter un diámetro de casi 100 m, el cual está cubierto por depósitos de tefra holocena. El volcán Parador es de aspecto más juvenil con un poco más de 150 m de altura y un cráter de 300 m de diámetro (Naranjo et al., 2008).

3.2.3 Subcomplejo Cerro Blanco

Lavas Orientales (Pleistoceno Superior alto)

Corresponden a lavas porfíricas andesíticas y dacíticas de bloques, con erosión glacial parcial, y constituyen el volumen principal del edificio del Subcomplejo Cerro Blanco. Se sobreponen a las lavas Lanalhue y están cubiertas discordantemente por depósitos piroclásticos del volcán Gato y laves del volcán Democrático (Naranjo et al., 2008). Presenta una edad de $23,9 \pm 5,4$ ka para una lava de la unidad (Dixon et al., 1999).

Volcán Colcura (Pleistoceno Superior alto-Holoceno)

Lo conforman lavas de bloque y aa, y brechas y depósitos de avalanchas de detritos, que cubren discordantemente a la unidad lavas Lanalhue y subyacen a depósitos piroclásticos del volcán Gato y a lavas de los volcanes Calfú, Pichicalfú y Blanco, así como a depósitos morrénicos y piroclásticos de caída.

Sus lavas se emplazaron desde la cabecera del valle del río Chillán en una extensión de 22 km, las cuales están parcialmente cubiertas por depósitos laháricos. También se distribuyen al norte y al este del Subcomplejo Cerro Blanco (Naranjo et al., 2008).

Volcanes Gato y Blanco (Holoceno)

Consisten en dos estratoconos dacíticos de bajo contenido en sílice, sobrepuestos y formados por abundante material piroclástico eyectado (Naranjo et al., 2008). Los volcanes Gato y Blanco están ubicados en la parte superior del Subcomplejo Cerro Blanco, presentan una altura de 500 m y 100 m, y un diámetro de cráter de 650 m y 250 m respectivamente.

Volcanes Calfú, Pichicalfú y Los Baños (Holoceno)

Corresponden a tres volcanes menores de andesitas máficas que se ubican en el flanco sur del Subcomplejo Cerro Blanco. Estos se encuentran parcialmente cubiertos de nieve por lo que no es posible definir las edades relativas entre ellos. El volcán Calfú corresponde a un cono piroclástico del tipo vulcaniano con un cráter de explosión. Presenta gruesas acumulaciones de escorias andesíticas y salpicaduras con oxidación rojiza y aglutinados soldados (Naranjo et al., 2008).

Estos tres volcanes forman un grupo geoquímicamente distintivo de andesitas porfíricas, al cual se le otorgó la denominación de 'tipo Calfú' (Dixon et al., 1999).

Volcán Santa Gertrudis (1861-1865 d.C.)

Consiste en un cono de escorias y un campo de lava andesítica porfídica de bloques, el cual comenzó su formación en agosto de 1861 y corresponde a la actividad más reciente

del Subcomplejo Cerro Blanco. Según evidencias, la emisión de lava fue acompañada de explosiones estrombolianas y generó lahares causados por la fusión de hielo y nieve (Naranjo et al., 2008).

Estudios realizados por Mee et al. (2009) muestran evidencias de emplazamiento subglacial en las lavas de este volcán, que ha permitido concluir que estas se emplazaron en un valle glacial cubierto de nieve, lo que fue una contribución primordial a la formación del lahar emplazado hacia el río Ñuble (Philippi, 1863).

3.2.4 Subcomplejo Las Termas

Lavas del Sur (Pleistoceno Superior alto)

Corresponde a una sucesión bien estratificada de lavas andesítico-basálticas y andesíticas porfíricas, que cubren lavas de la Formación Cola de zorro y están cubiertas por las lavas Aguas Calientes. Están ubicadas en el extremo sur del CVNCh y presentan un espesor de más de 200 m, conformado por más de 30 capas de lavas y brechas (Naranjo et al., 2008).

Lavas Larqui (Pleistoceno Superior alto)

Esta unidad corresponde a una secuencia de lavas con algún grado de arcillización, niveles de soldados de salpicaduras y tefras, depositadas sobre diferentes unidades del basamento (también alteradas) y lateralmente cortadas por lavas de los volcanes Viejos y Democrático. Afloran al este del Subcomplejo Las Termas, con un espesor de 150 a 200 m (Naranjo et al., 2008).

Lavas Aguas Calientes (Pleistoceno Superior alto)

Está conformada por lavas dacíticas vítreas desvitrificadas con diaclasamiento columnar radial y brechas. Se expone flanqueada y rodeada de los taludes de escarpes de cara al sur del valle de Aguas Calientes, en la parte meridional del CVNCh, sobre el flanco

sur del volcán Chillán. La composición de estas lavas corresponden a dacitas silíceas (67,7-69,3% SiO₂) de plagioclasa, piroxenos, titanomagnetita e ilmenita (Naranjo et al., 2008).

Volcán Viejo (Holoceno)

Corresponde a un estratovolcán constituido por la secuencias de lavas y unidades piroclásticas que incluyen prominentes niveles andesíticos y dacíticos de aglutinados soldados. Es una de las estructuras principales del Subcomplejo Las Termas con un diámetro basal de 1,5 km y una altura mínima de 500 m. Conforme a radiaciones radiométricas ¹⁴C este volcán se habría mantenido activo hasta poco antes de los 2 ka (Naranjo et al., 2008).

Volcán Democrático (Holoceno)

Corresponde a una estructura volcánica principalmente efusiva, de lavas de bloques, andesíticas a dacíticas silíceas, la cual ha sido cubierta por la estructura del volcán Arrau. Sus lavas se extienden por 14 km al oeste, cubriendo las unidades Diguillín, Atacalco y Lanalhue, a su vez estas lavas son cubiertas por lavas de los volcanes Chillán y Shangri-La. Sus composición varía de andesitas de bajo contenido en sílice a riolitas de bajo contenido en sílice, pobres en fenocristales, con plagioclasas, piroxenos titanomagnetita e ilmenita (Naranjo et al., 2008).

Volcán Chillán y Shangri-La (Holoceno)

El volcán Chillán corresponde a un estratovolcán menor adosado al oeste del volcán Viejo, al cual cubre parcialmente. Está constituido principalmente por lavas dacíticas, con intercalaciones de piroclastos. A partir de correlaciones realizadas por Dixon et al. (1999), es posible que sean más jóvenes que 2,27 ka.

El volcán Shangri-La corresponde a un domo de 250 m de diámetro ubicada en el portezuelo entre los subcomplejos, en donde sus lavas fluyeron al oeste-suroeste por el valle homónimo. Estas lavas corresponden a dacitas de bloques muy semejantes a las lavas del volcán Chillán, con las mismas características químicas (Dixon et al., 1999). Conforme a dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar se ha obtenido una edad de 7,7±2,8 ka (Mee, 2004).

Volcán Pata de Perro (Holoceno)

Está formado por un cono piroclástico de pómez soldadas y una colada de lava dacítica de bloques. Este cubre las lavas Aguas Calientes y la unidad de Depósitos Piroclásticos de Caída Indiferenciados. Tiene una composición dacítica de alto contenido de sílice (68,75-69,4% SiO₂) y los bloques de lava muestran una textura vítrea típica, con desarrollo mixto de fracturas concoidales y ásperas, que corresponde a un rompimiento frágil y dúctil respectivamente (Naranjo et al., 2008).

Volcán Nuevo (1906-1948 d.C.)

Está ubicado al norte del volcán Democrático, presenta una forma cónica de 180 m de alto, creada a partir de la erupción iniciada el 16 de Agosto de 1906. Sobre sus flancos se reconocen diversas 'coulée' lavas de poco más de 1,5 km de largo y depósitos de bloques y cenizas. Las lavas corresponden a dacitas porfíricas (64% SiO₂) de plagioclasa y dos piroxenos (Naranjo et al., 2008). La estructura del volcán Nuevo correspondería esencialmente a una lava-domo (Naranjo et al., 1994).

Volcán Arrau (1973-1986 d.C.)

Corresponde a un domo cónico que se edificó sobre la mitad sur del volcán Democrático, entre los volcanes Nuevo y Chillán (Naranjo et al., 1994). Al igual que el volcán Nuevo, su desarrollo se produjo a través de pulsos de lava (1 < km), alternados con explosiones menores, flujos de bloque y de cenizas. Las lavas del volcán Arrau son más ricas en cristales que las dacitas estudiadas del subcomplejo. Corresponden a flujos de dacitas vítreas, porfíricas, de plagioclasa, clino- y ortopiroxeno, titanomagnetita e ilmenita con contenidos de 64,5-65,4% SiO₂ (Naranjo et al., 2008).

Cráter Chudcún (2003- d.C.)

Fue generado por una erupción fisural entre el volcán Nuevo y el Arrau entre agosto y septiembre del 2003. Durante esta erupción se hubo ocurrencia de explosiones de baja magnitud con columnas de gas y cenizas que alcanzaron los 400 a 500 m de altura (Naranjo y Lara, 2004).

3.2.5 Depósitos Sedimentarios y volcanoclásticos

Depósitos Morrénicos Indiferenciados (Pleistoceno medio-Holoceno)

Estos depósitos alcanzan espesores de 10 a 30 m y se acumularon alrededor de los frentes las lenguas glaciales más antiguas. Se encuentran al oeste del Subcomplejo Cerro Blanco, acumuladas contra el escarpe de caldera labrado en las lavas Lanalhue. De acuerdo con las formas presentes en ese sector, es posible suponer que su acumulación precedió, a lo menos, la formación del volcán Blanco. Las morrenas depositadas al suroeste de ese complejo parecen ser muy recientes y presentan cordones frontales del actual glacial en retroceso (Naranjo et al., 2008).

Depósitos de flujos piroclásticos indiferenciados (Holoceno)

Los depósitos piroclásticos de caída se encuentran principalmente al este del complejo, debido al viento predominante de la zona, en donde la secuencia la componen 4 niveles de pómez, sobre los cuales se reconocen niveles de cenizas ricas en fragmentos líticos, juveniles y accidentales (Naranjo et al., 2008).

Se reconocen al oeste del complejo, en los valles, afloramientos aislados de flujos piroclásticos sin reconocerse facies proximales. Constituyen depósitos de cenizas meteorizadas con fragmentos de lapilli de escoria o pómez parcialmente redondeadas, escasos líticos y carbón. Presentan edades de 2270 ± 70 y 3460 ± 60 A.P. (Naranjo et al., 2008).

Depósitos laháricos-aluviales

Se encuentran remanentes de estos depósitos en la mayoría de los valles que drenan el CVNCh. Se presentan en terrazas las cuales han sido incididas por los actuales cursos de agua. Dixon y otros (1999) en el Estero Renegado, han estimado edades de 300 a 400 años, en el sector occidental del valle Las Trancas, en una terraza de 10 m elevación usando los anillos de los árboles como medio de datación. Los árboles más jóvenes que crecen en los depósitos inferiores, sugieren una edad de pocas decenas de años.

3.2.6 Estructuras

La principal estructura corresponde a la alineación de los centros de emisión pertenecientes al CVNCh, con un rumbo aproximado N30°O en una extensión de 10 km (Dixon et al., 1999). Esta alineación está relacionada con las estructuras de primer orden asociadas a las cuencas extensionales que se generaron entre los 36° y 39° S durante el Oligoceno-Mioceno, las cuales posteriormente fueron tectónicamente invertidas hacia finales del Mioceno, reutilizando las fallas originalmente extensionales. Las zonas de acomodación estructural constituyeron zonas de debilidad que favorecieron el desarrollo del volcanismo y magmatismo en los complejos volcánicos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Radic, 2010).

3.3 Registro Histórico de la Actividad Eruptiva del CVNCh con la generación de flujos laháricos

- 1861, 2 de Agosto. Cuadra (1868) describe la erupción del volcán Santa Gertrudis, en donde hace énfasis a un gran lahar generado por el derretimiento de hielo-nieve por acción de la lava, que se descargó por el río Ñuble, Chillán y el estero Renegado. Arrasando con bosques y pequeñas construcciones del sector.

- 1861, Octubre. La lava obstruyó la parte superior del valle de Santa Gertrudis, lo cual formó un lago y un lahar que bajó por el valle, alcanzando el río Ñuble (Petit-Breuille, 1995).
- 1865, 15 de enero. Cuadra (1868) describe una reanudación de la actividad del volcán Santa Gertrudis, con la formación de un nuevo cono y describe ríos de lavas saliendo por grietas en el glaciar. Describe una intensa caída de cenizas y avalanchas.
- 1893, 4 de marzo. Una fuerte erupción, con eyección de cenizas, generó avalanchas (lahares) que afectaron y destruyeron los Baños Termales (Gonzalez-Ferran, 1995).
- 1906, 16 de Agosto. Erupción estromboliana que marco el nacimiento del Volcán Nuevo. La intensa actividad duro 4 meses, generando numerosas avalanchas (lahares), hacia los ríos Ñuble, Chillán y Estero Renegado (Gonzalez-Ferran, 1995).
- 1935, 2 de Julio. Hantke (1961) describe una erupción por el flanco oeste del volcán Nuevo. En donde se describen temblores y avalanchas (lahares) hacia el estero Renegado.
- 1973, Agosto. Se forma un nuevo cono tipo domo (volcán Arrau) al sur este del volcán Nuevo. Presenta abundante emisión de cenizas y gases, explosiones rítmicas cada 3-5 minutos, ruidos subterráneos y avalanchas (lahares). (Gonzalez-Ferran, 1995).

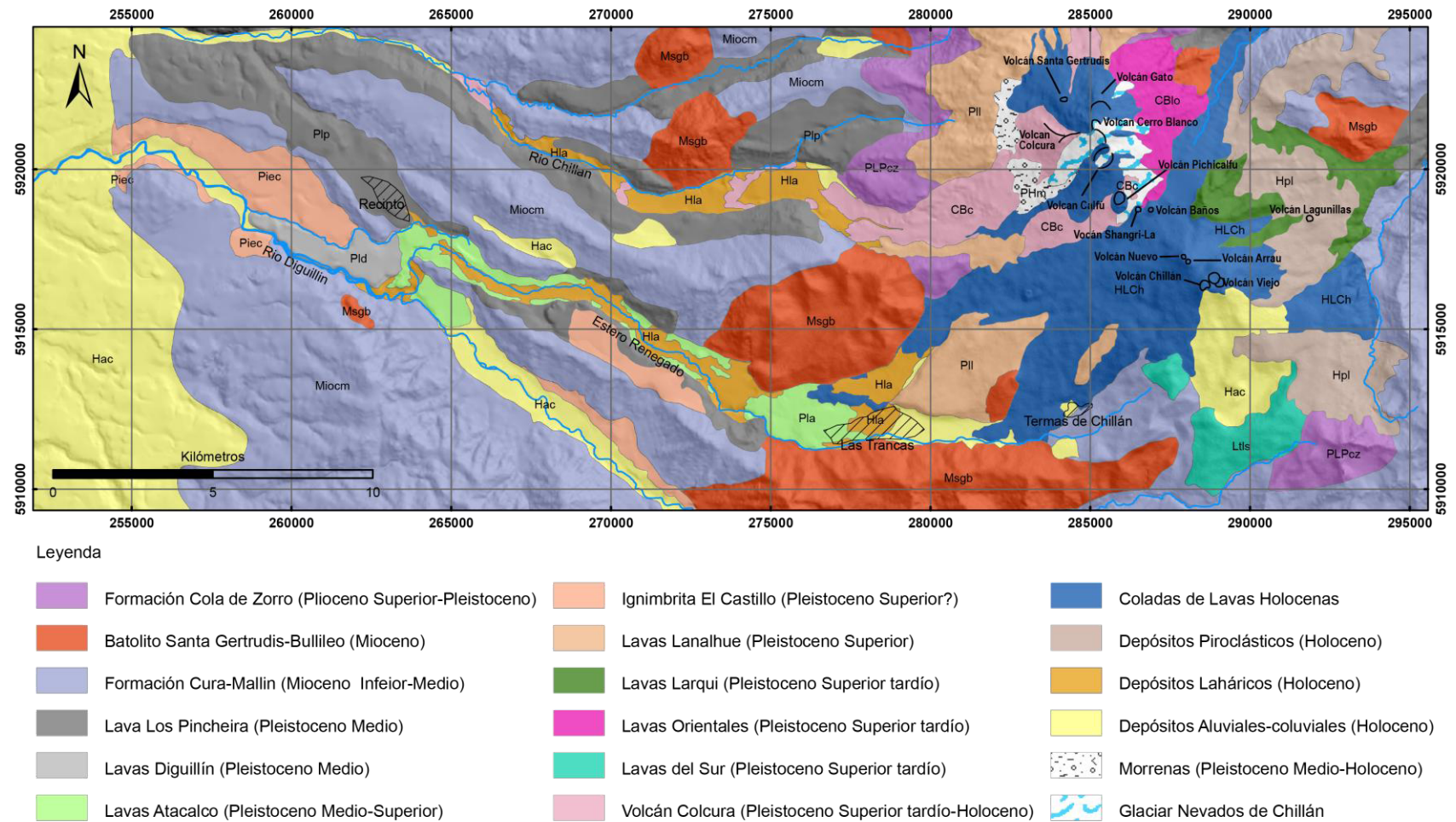


Figura 8. Mapa geológico de la zona de estudio. Simplificado de Naranjo y otros, 2008.

4 DEPÓSITOS LAHÁRICOS

4.1 Introducción

Los depósitos estudiados corresponden a los generados en erupciones holocenas en el flanco Oeste del CVNCh, en donde existen dos valles principales paralelos entre sí, de dirección EW en sus inicios y N50W en la parte distal, que drenan los deshielos provenientes de las cumbres del complejo volcánico. Estos corresponden al río Chillán al norte y al Estero Renegado al sur (Figura 9). Los resultados obtenidos a partir de observaciones de terreno, análisis granulométricos y columnas estratigráficas, se presentan a continuación con el fin de conocer los mecanismos de generación, transporte y depositación de los flujos laháricos.

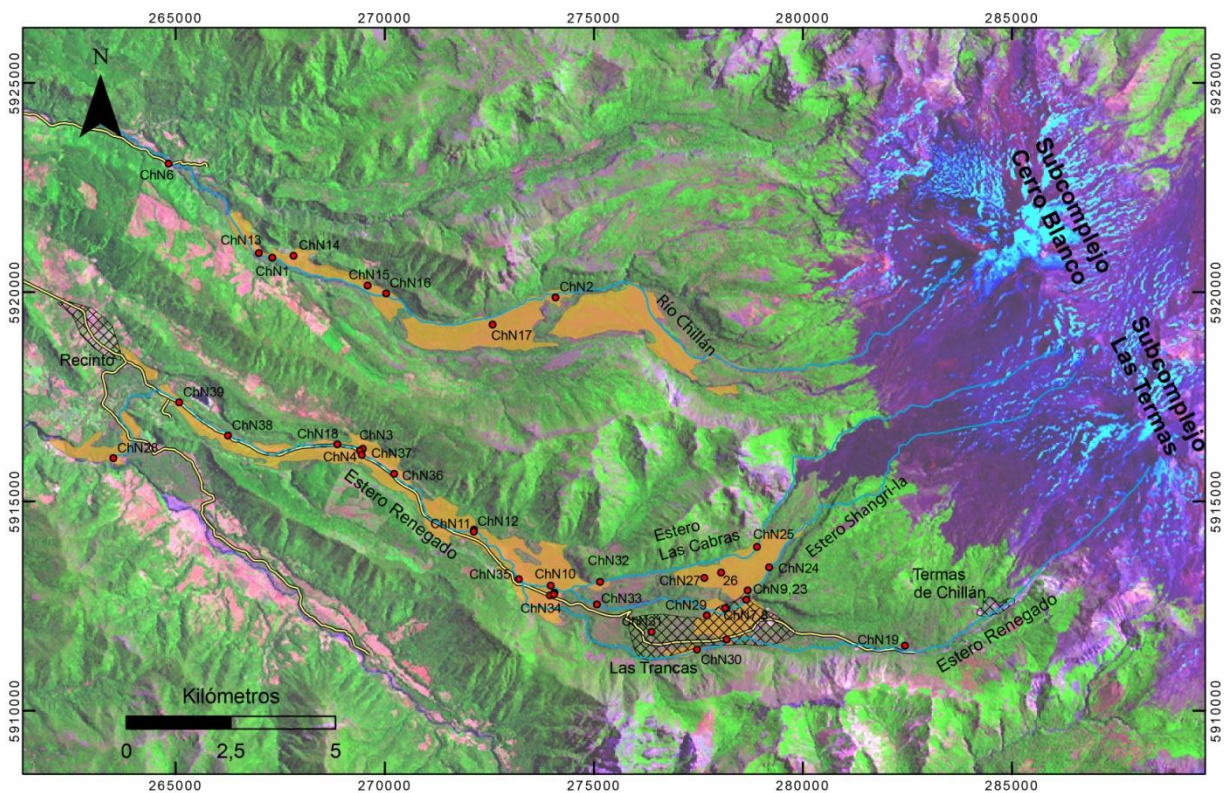


Figura 9. Imagen satelital del flanco Oeste del CVNCh. Los drenajes corresponden al río Chillán, estero Shangri-La y Renegado. Los polígonos anaranjados indican los depósitos laháricos basado en el mapa de Naranjo y otros (2008). En rojo los puntos de muestreo junto a sus códigos.

4.2 Río Chillán

El río Chillán nace de los neveros y el glaciar Nevados de Chillán del subcomplejo Cerro Blanco y se encuentra encajonado por las Lavas Los Pincheira en un valle glaciar en sus primeros kilómetros, que cambia a un valle fluvial bajo los 800 msnm. Después de 37 km el río se interna en las extensas planicies de la depresión central por 60 km, donde confluye con el río Ñuble, al oeste de la ciudad de Chillán.

Sobre los 1500 msnm el valle alcanza su máximo ancho de 2 km, en donde no se encuentran depósitos laháricos. La pendiente promedio de la cabecera del valle es de 0.185 m/m, desde la cual bajan dos cursos secundarios, paralelos al río Chillán. Bajo los 1500 msnm se encuentran los primeros depósitos laháricos en una pendiente de 0.11 m/m, a 8 km de la cumbre del subcomplejo Cerro Blanco, en donde el ancho del valle es de 1 km. Este disminuye hasta los 200 m de ancho, cambiando el valle a uno del tipo fluvial, en donde se encuentran los últimos depósitos laháricos a 25 km de la cumbre, según el mapa de Naranjo y otros (2008). La pendiente promedio del valle en donde se encuentran los depósitos es de 0.05 m/m (Figura 10).

Los depósitos estudiados corresponden al nivel que cubre el valle, aparentemente corresponden a un mismo evento dadas sus rasgos sedimentológicos, descritos más adelante, (ver la Figura 19 para la correlación de los depósitos). Este evento puede corresponder a los lahares generados en la erupción del volcán Santa Gertrudis, en donde Cuadra (1868) y Petit-Breuilh (1995), describen lahares que descendieron por el río Ñuble y Chillán en el mes de Agosto del año 1861, sin describir la magnitud del evento en el río Chillán.

Los depósitos del lahar estudiado fueron clasificados en 3 facies: central, lateral e inundación. Esto basado en los cambios topográficos, como el aumento de la pendiente, la curvatura del valle, desde una orientación E-W a una NW, y disminución de su ancho. También se dividieron por sus características sedimentológicas. Debido a las dificultades de acceso, tanto por la condición de la ruta como a la prohibición de ingreso por ser terrenos privados, los depósitos más proximales observados están a 12 km de la cumbre del subcomplejo Cerro Blanco, por lo que se dejó un trecho de 4 km en los que se encuentran depósitos de este tipo sin estudiar (según el mapa de Naranjo et al., 2008), por lo que son interpretados por fotografías aéreas.

Perfil de elevación Río Chillán

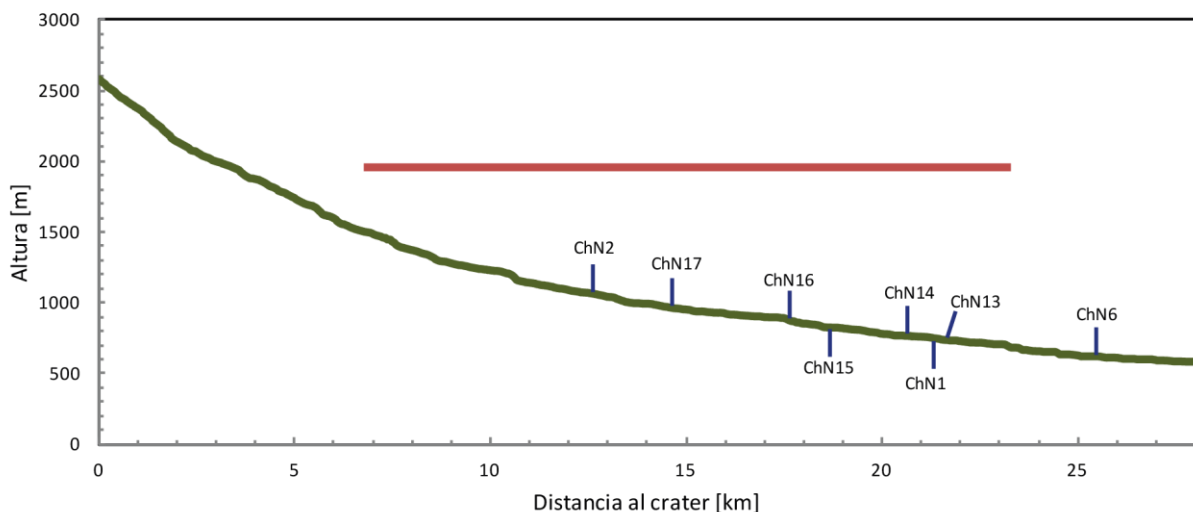


Figura 10. Perfil de elevación del río Chillán, desde la cima del subcomplejo Cerro Blanco hasta 4 km después de los depósitos más distales según el mapa de Naranjo y otros, (2008). La pendiente promedio de la extensión de los depósitos es de 0.05 m/m. También se indica la ubicación de las muestras recolectadas.

4.2.1 Volumen de los depósitos

El volumen de los depósitos asociados a la erupción de 1861 en el río Chillán corresponde a $9.2 \times 10^6 \text{ m}^3$. Este valor fue calculado a partir de la división de los depósitos en tramos, los cuales tienen un espesor particular constante. Finalmente se suman los volúmenes parciales para obtener el volumen final del depósito.

4.2.2 Características estratigráficas y sedimentológicas

Facies Central

Abarca el total de la extensión de los depósitos laháricos, pudiendo subclasificarse entre proximal y distal. Los depósitos laháricos de la facies central proximal se presentan a una distancia de 8 a 18 km del cráter, a una altitud entre los 1500 y 950 msnm. Esta zona tiene un ancho de 1 km y es atravesada por numerosos cursos secundarios estacionales, paralelos al río Chillán, conformando una gran planicie de inundación, la cual presenta

rugosidades y lóbulos, pertenecientes a las Lavas Volcán Colcura, que subyacen a los depósitos. La pendiente promedio del terreno es de 0.06 m/m (3.4°), la cual aun es suficiente para un comportamiento erosivo del flujo en algunos sectores, donde se pueden encontrar afloramientos de lavas. Estos cauces presentan una insípida canalización dada la escasa incisión del río. Los depósitos laháricos corresponden a un solo evento, los cuales varían lateralmente en su espesor.

Los depósitos cercanos a la ribera del río Chillán presentan un espesor de al menos 1.5 m (Figura 11), donde no se distingue la base. Estos son matriz a clasto soportados, con una textura maciza y un 75% de clastos subredondeados a subangulosos con un tamaño promedio de 6.4 cm. En el techo de los depósitos se encuentran bloques subredondeados con mala esfericidad de hasta 60 cm en su eje mayor. Los clastos son polimícticos, siendo estos lavas andesíticas negras y rojas vesiculadas, lavas andesíticas macizas grises e intrusivos granodioríticos, estos últimos provienen probablemente del Batolito Santa Gertrudis.

Los depósitos en torno a los drenajes paralelos al río Chillán, tienen un espesor cercano a 1 m y sobreyacen a las Lavas Volcán Colcura (Figura 12). Estos depósitos son semejantes a los descritos anteriormente; textura maciza, matriz a clasto soportada con un 70% de clastos, de un tamaño promedio de 6.4 cm y polimícticos. También posee una acumulación de clastos mayores redondeados hacia el techo del depósito.

La matriz está compuesta por ceniza gruesa, con escaso material tamaño limo – arcilla (Figura 20). La composición es de fragmentos andesíticos subangulares, fragmentos basálticos vesiculares de buena esfericidad color marrón y pocos cristales libres de plagioclasa (<5%).



Figura 11. Depósito de la facies central proximal a 10 metros de la ribera del río Chillán ubicado a 14.5 km de la cima.. El corte corresponde a una calicata en donde no se reconoce la base del depósito y alcanza al menos los 1.5 m a 2 m de potencia. Presenta una textura maciza, matriz soportada con un 75% de clastos, con la presencia de bloques de hasta 60 cm hacia el techo del depósito.



Figura 12. Depósito de la facies central proximal a 16.2 km de la cima, en un curso estacional secundario al río Chillán, en donde se observa que sobreyace a las Lavas del Volcán Colcura. Presenta características similares a los depósitos cercanos a la ribera del río Chillán, pero de menor espesor.

A medida que se desciende por el río, a 18 km del cráter, el valle se curva desde una orientación E-W a una NW y se angosta a unos 100 m de ancho, desarrollándose además un cauce que varía entre 20 a 25 m. En esta zona se puede diferenciar la facies central (distal) de una facies lateral. La facies central distal presenta una granulometría similar a la facies proximal, con un 60% de clastos, de un tamaño promedio de 3.2 cm, su litología y textura también son similares. El espesor de los depósitos es de 90 cm y sobreyacen a un depósito de flujo piroclástico macizo, de matriz limosa, en el cual se pueden encontrar restos de material carbonizado (Figura 13).



Figura 13 Depósito de la facies central distal. La unidad inferior corresponde al depósito de un flujo piroclástico macizo, con restos milimétricos de material carbonizado. Sobre este, un depósitos lahárico matriz soportado, de textura maciza y un 60% de clastos polimícticos. En la superficie presenta un bloque flotante de 70 cm de diámetro. Punto de observacion ChN1 a una distancia de 22.2 km de la cima.

Facies Lateral

Se desarrolla a partir del kilómetro 18 desde el cráter, en la ladera norte del río Chillán, con una pendiente promedio de 0.04 m/m (2.3°), tras el cambio de dirección del valle. El drenaje en esta facies está controlado por dos brazos principales: el río Chillán al norte y estero Las Mulas al sur, el cual confluye con el primero tras unos 3 km, en donde el valle se estrecha a un ancho de 300 a 200 m. Tras esto el río Chillán se convierte en el único cauce para el drenaje del valle.

En las facies laterales se reconoce solo un evento lahárico. Los depósitos pueden presentar una gradación inversa-normal (Figura 14), aunque son principalmente macizos (Figura 15). Estos depósitos tienen entre 60 a 120 cm de espesor, donde no se reconoce la base. Los clastos abarcan desde el 25 al 30% en volumen, con un tamaño promedio de grava fina, inmerso en una estructura matriz soportada. Los clastos corresponden a fragmentos subredondeados de lavas andesíticas y andesitas basálticas negras, macizas y vesiculadas con fenocristales de plagioclasa, como también lavas oxidadas rojizas, en menor porcentaje se encuentran fragmentos de intrusivos félsicos granodioríticos.

Es posible reconocer bloques inmersos aislados en sectores finos del depósito, los cuales pueden superar los 20 cm de diámetro. También presenta bloques de gran tamaño en la superficie de los depósitos, definidos como bloques flotantes "F", por Castruccio (2005), que corresponden a bloques andesíticos porfídicos sin vesículas y granodioritas, los cuales alcanzan un diámetro de 20 cm. La matriz es más fina que en la facies proximal, con poco material de tamaño limo-arcilla, pero de similar composición, con un aspecto más terroso y con escasos cristales.

Tanto el estero Las Mulas, como el río Chillán se encuentran bien canalizados en esta zona. En sus riberas no se reconocen depósitos recientes. Principalmente presentan una exuberante vegetación y depósitos fluviales aterrizados y bolones. La dinámica del río es erosiva en este sector dejando al descubierto las lavas del volcán Colcura. Presenta grandes incisiones de más de 20 m, que dificultan su estudio debido al difícil acceso por la fuerte pendiente y espesa vegetación.



Figura 14. Depósito de la facies lateral a 19.2 km de la cima. Presenta una clara gradación inversa y luego normal de base a techo. Además se observan bloques inmersos de 20 cm de diámetro. Punto de control ChN16 en la confluencia del río Chillán y estero Las Mulas.

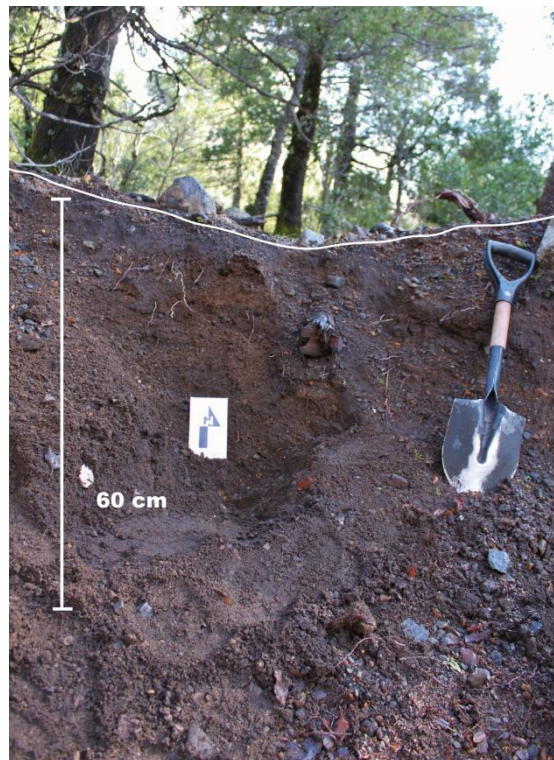


Figura 15. Depósito de la facies lateral. Presenta una textura maciza, matriz soportada con un 30% de clastos polimícticos de 3 cm promedio. Punto de observación ChN15 a una distancia de 20 km de la cima.

Facies Inundación

En la ladera norte del valle se encuentran don zonas de inundación (Figura 20), debido al aumento del ancho del valle localmente. El espesor máximo de los depósitos es de 1.4 m, con una textura maciza (Figura 16). El tamaño de la matriz predominante es de arena fina y presenta una escasa presencia de clastos tamaños grava que es menor al 5%. La matriz está compuesta de ceniza fina, manteniendo la misma composición que en las facies anteriores y con baja cantidad de material tamaño limo-arcilla. No se reconocen bloques flotantes sobre esta zona, lo cual puede deberse a una alteración de origen antrópico

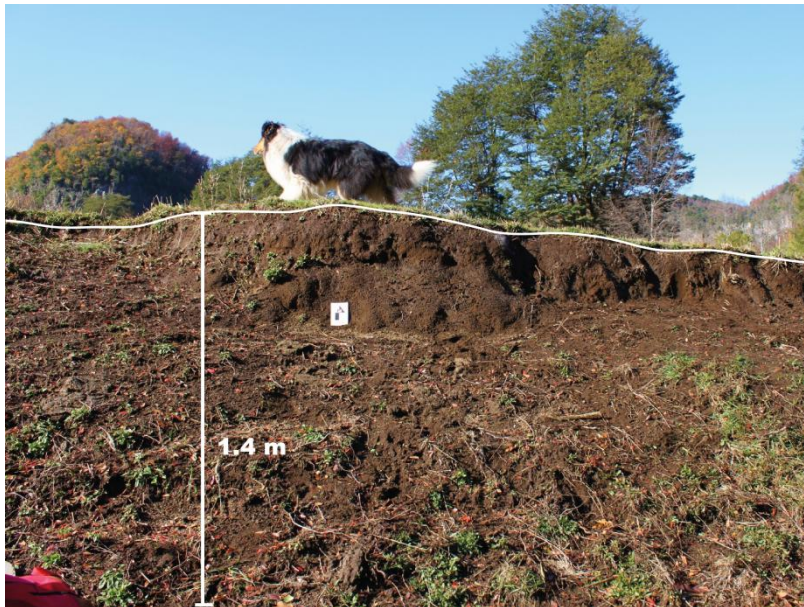


Figura 16. Depósito de la facies distal de inundación a una distancia de de 21.7 km de la cima. El depósito no presenta estructuras reconocibles, ni bloques inmersos. Esta compuesto principalmente de arena fina y presenta menos de un 5% de clastos que son grava fina a muy fina.

Depósitos Remanentes

A distancias mayores a 24 km de la cumbre del subcomplejo Cerro Blanco, el río sigue por un estrecho valle fluvial, con una pendiente de 0.04 m/m, en un régimen erosivo. Se pueden reconocer terrazas remanentes de antiguos depósitos laháricos, que demuestran distintas condiciones dinámicas de los flujos (Figura 17), en la cual se reconocen 5 unidades.

La unidad inferior tiene 1.8 m de potencia, estructuras de estratificación horizontal y cruzada de muy bajo ángulo difusas, con varias series de gradación inversa-normal de aproximadamente 30 cm cada una. Estas estructuras y su granulometría indican que correspondieron a flujos transicionales a hiperconcentrados. El tamaño promedio de los clastos es de 1 cm, los cuales corresponden a basaltos vesiculados, andesitas porfídicas grises, lavas afaníticas rojizas, intrusivos félsicos con una intensa alteración hidrotermal e intrusivos granodioríticos. La matriz es de ceniza gruesa a fina, con una baja cantidad de partículas tamaño limo-arcilla, similar a la matriz de los depósitos de la facies distal. Sobre esta unidad se encuentra, en un contacto erosivo, un depósito lahárico de tipo flujo de detritos. Este presenta una vaga gradación inversa, con bloques de mayor tamaño, 40 cm, hacia el techo del depósito. Presenta una textura matriz soportada maciza 60 a 70 % de clastos, de un promedio de 5-10 cm. La tercera unidad es un depósito clasto soportado a matriz soportado (80% de clastos), de muy mala selección, con fragmentos líticos que alcanzan los 40 cm de diámetro. Erosiona fuertemente a la unidad inferior y presenta una imbricación de clastos paralela a la dirección del flujo. Una delgada unidad de arena fina con estratificación cruzada de muy bajo ángulo, de 20 cm de potencia, sobreyace a la anterior. Esta se acuña a los pocos metros pero vuelve a aparecer en otros tramos del afloramiento. La unidad superior es un depósito matriz soportado, con un 20% de clastos polimícticos, subangulosos a subangulares de un promedio de 1 a 4 cm. Hacia el techo presenta clastos subredondeados de 20 cm de diámetro.



Figura 17. Depositos laháricos, correspondientes a flujos de detritos y flujos hiperconcentrados. Corresponden a depósitos aparentemente más antiguos que los estudiados cerca del complejo volcánico. Punto de observación ChN6, a 25 km de la cumbre del subcomplejo Cerro Blanco, el cual corresponde a una terraza remanente de la erosión fluvial, de 25 m de largo y 3.5 m de potencia.

4.2.3 Granulometría

La granulometría se realizó a partir de un tamaño menor a 6.4 cm hasta el tamaño arcilla. En el anexo se encuentran el total de los análisis y sus resultados. La Figura 18 grafica la relación entre el tamaño promedio (M_z) y la desviación estándar (σ_1) a partir de los parámetros de Folk (1980). La facies central, tanto en la zona proximal como distal, presenta una muy mala selección con una σ_1 entre 2.3 y 2.7 Φ . En tanto el M_z se conserva a pesar de aumentar la distancia al cráter con valores que fluctúan entre -3.18 y -3.48. La facies lateral está al límite de mal seleccionado a muy mal seleccionado con una σ_1 de 2 Φ , apreciándose un tamaño M_z menor en torno a -0.8 Φ . Una mejor selección presenta la facies inundación, que con una σ_1 cercana a 1 Φ , presenta entre una moderada a mala clasificación.

Todos los depósitos corresponden a flujos no cohesivos, con $\leq 1\%$ de arcillas sobre el total de arena-limo-arcilla (anexo). El mayor porcentaje de arcillas se encontró en la muestra ChN1 de la facies central distal, esto puede deberse tanto a la mayor distancia al cráter como

también a que sobreyace a un depósito de flujo piroclástico de ceniza fino, por lo que pudo ser incorporado parte de este depósito al flujo lahárico, donde es evidente un contacto erosivo entre ambos depósitos (Figura 13).

En la Figura 20, se muestran los histogramas de la mayoría de las muestras recolectadas con la facies a la que representan. Todos presentan una distribución unimodal y características típicas de un flujo de detritos no cohesivo, salvo la muestra de la facies inundación que es más similar a un flujo hiperconcentrado.

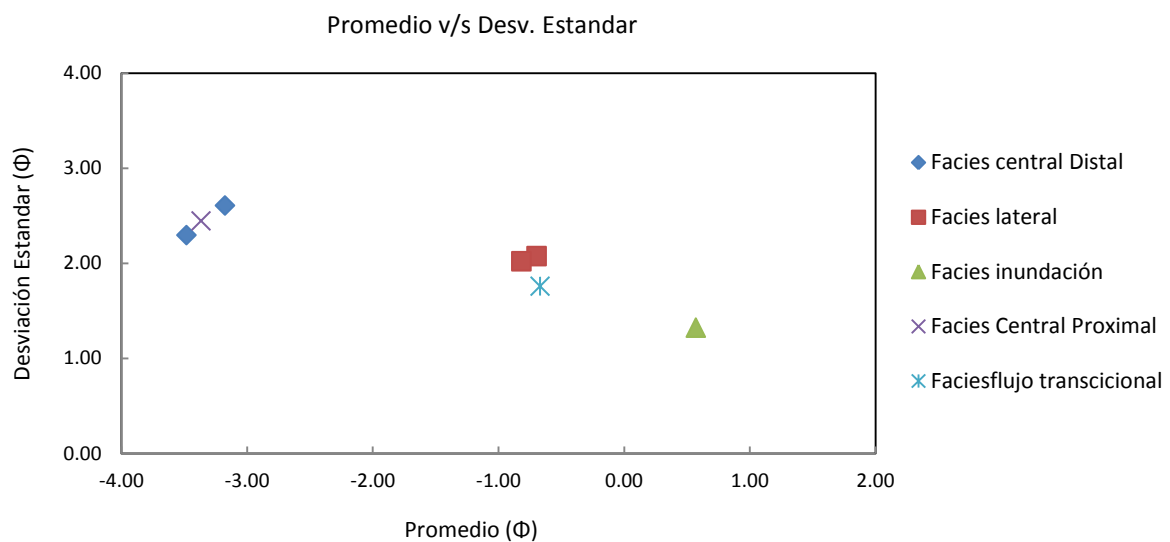


Figura 18. Parámetros de Folk (1980) para las muestras del río Chillán.

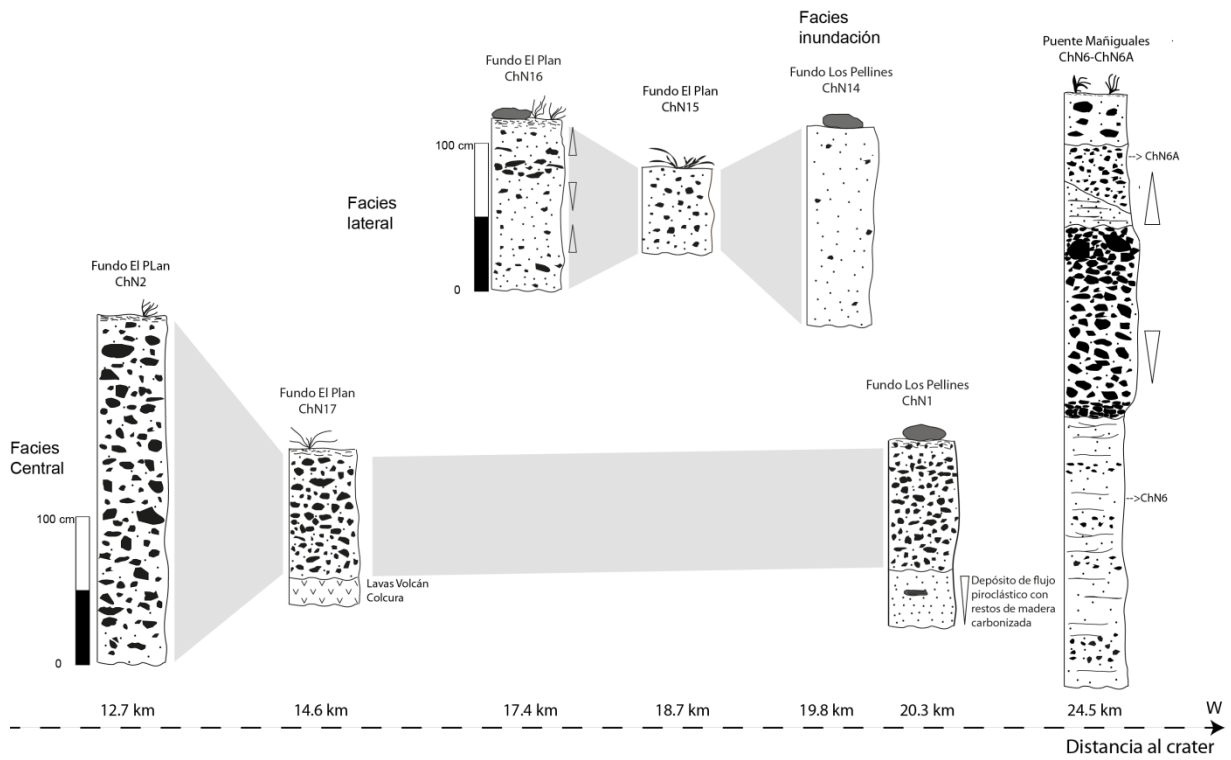


Figura 19. Correlación de los depósitos estudiados de la erupción de 1861, tanto a través de su facies central, como también sus variaciones laterales. La última columna corresponde a una serie de depósitos más antiguos, que demostrando distintas dinámicas que han tenido los lahares en la zona distal.

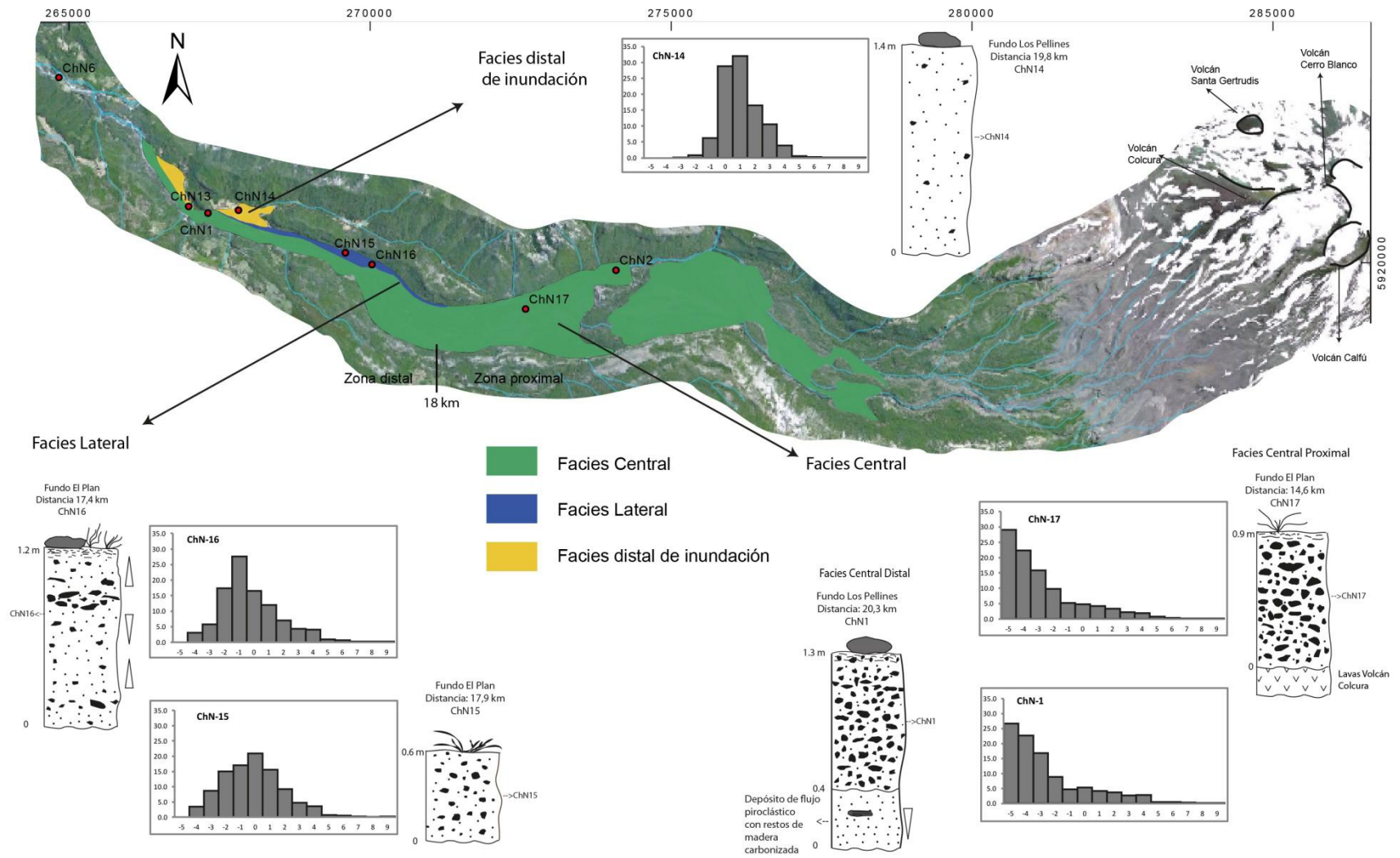


Figura 20. Distribución de facies e histograma de frecuencia para muestras representativas de los depositos laharcos del río Chillán.

4.3 Estero Shangri-La – Estero Renegado

El estero Shangri-La nace del flanco noroeste del subcomplejo Las Termas y del portezuelo que une al mismo con el subcomplejo Cerro Blanco. Posee una longitud de 16 km y una inclinación promedio de 0.1 m/m, confluyendo con el estero Renegado al final del valle Las Trancas (Figura 9). En tanto, el estero Renegado nace de los deshielos del sector suroeste del subcomplejo Las Termas, con una longitud de 32 km y una pendiente promedio de 0.08 m/m, confluyendo con el río Diguillín en una cascada.

El valle Las Trancas (Figura 21), corresponde a una gran planicie de inundación de un ancho de 2 km. En donde el estero Renegado circula por la ladera sur, mientras que por la ladera norte circula el estero Shangri-La. El valle se estrecha hacia el oeste durante unos 13 km, en donde se vuelve ampliar al confluir con el río Diguillín. Desde este punto el río Diguillín se mantiene encajonado por 17 km a través de terrazas formadas por depósitos cuaternarios y coladas de lavas, para luego internarse a las extensas planicies de la depresión central, al igual que en el río Chillán.

Tomando en consideración el mapa de Naranjo y otros (2008) y depósitos mapeados en zonas más proximales, la extensión de los depósitos río abajo es de 23 km, con una pendiente promedio de 0.036 m/m (2°). Los primeros depósitos están en una pendiente de 0.1 m/m (5.7°), en el sector de las termas. Mientras que por el valle Shangri-La, los primeros depósitos están en una pendiente de 0.096 m/m (5.4°), Figura 22.

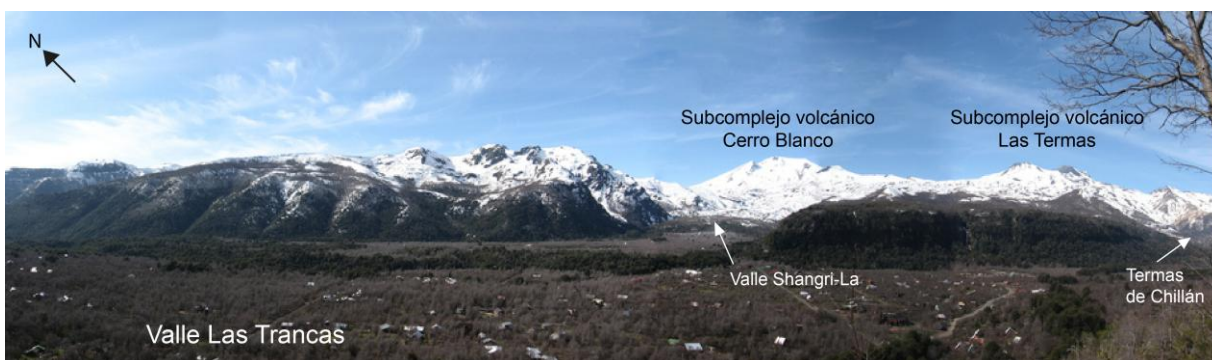
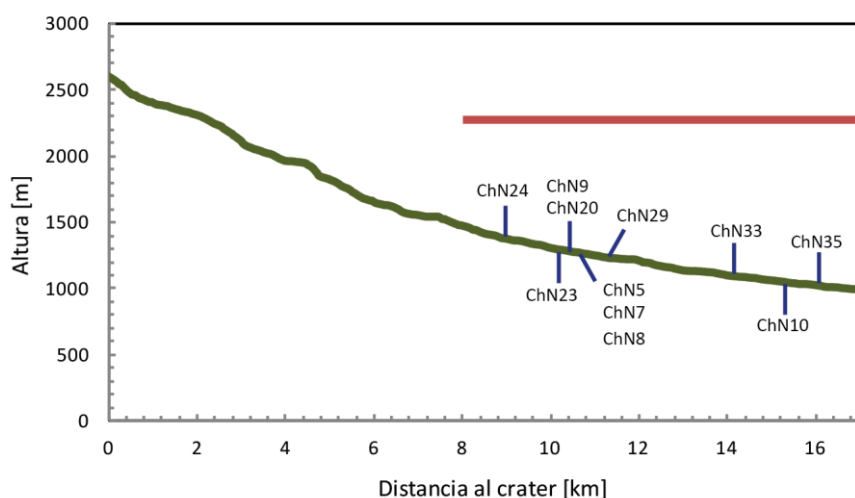


Figura 21. Valle Las Trancas (primavera), donde se aprecia que es alimentado por las aguas del estero Renegado (a la izquierda) y Shangri-La (al centro). Este valle tiene una longitud transversal de 2 km. Sus árboles son principalmente lengas, bastante jóvenes demostrando una actividad reciente de flujos en el valle. Se pueden distinguir depósitos de flujos piroclásticos y flujos laháricos.

Perfil de elevación Estero Shangri-La



Perfil de elevación Estero Renegado

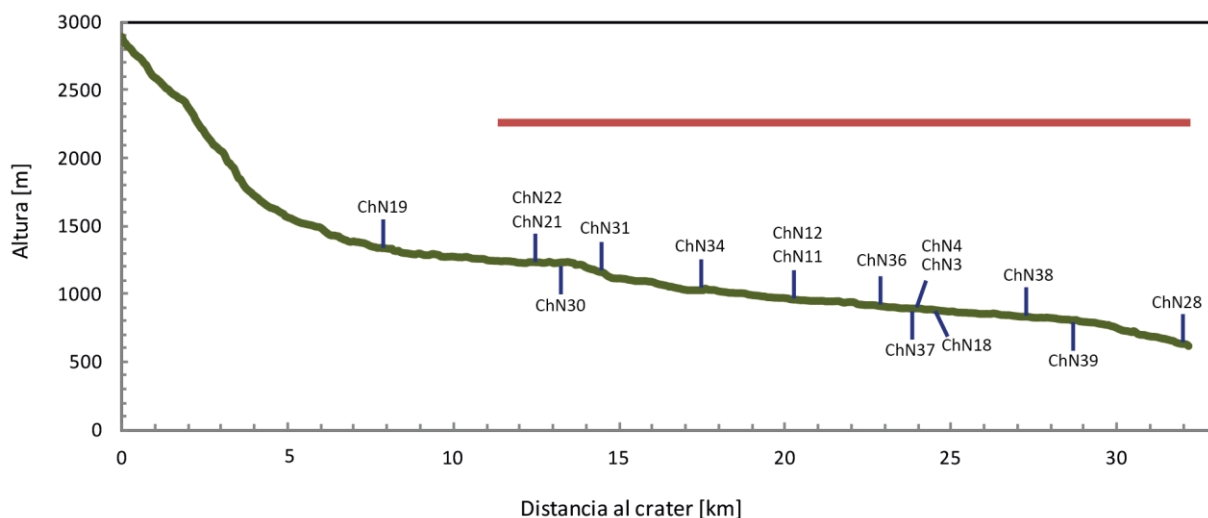


Figura 22. Perfil de elevación del Estero Shangri-La y Estero Renegado, con la ubicación de las muestras respectivas. La pendiente promedio de la extensión de los depósitos en el estero Renegado es de 0.036 m/m en una extensión de 23 km, en cambio en el estero Shangri-La es de 0.047 m/m en una extensión de 7 km.

La descripción de los depósitos considera los valles que influyen en el curso de los lahares, la continua confluencia de importantes cursos de agua, fuertes cambios de pendiente y variaciones en el ancho; clasificándose los depósitos en proximales, intermedios

y distales, con sus respectivas subclasificación en facies canal, lateral e inundación. Diferenciando entre los depósitos del estero Renegado, Shangri-La y Las Cabras (Figura 9).

4.3.1 Características estratigráficas y sedimentológicas

Zona Proximal

Se diferencia entre los depósitos del estero Las Cabras, el estero Shangri-La, ambos provenientes del valle Shangri-La y el estero Renegado, proveniente del sector de Las Termas.

Esteros Las Cabras,

En la zona proximal (Figura 38), presenta una pendiente de 0.064 m/m, y una profunda incisión en las lavas del volcán democrático con más de 20 m de profundidad y un ancho de 70 m. Sus depósitos corresponden a la facies canalizada, con un espesor promedio de 4 m, donde se reconoce un solo evento, de edad desconocida.

Presentan un 70 a 75 % de clastos, matriz soportado, con bolones de cerca de 1 m³ en la base. Su textura es por lo general maciza, de mala selección, con una difusa gradación normal-inversa en algunos sectores, sin presentar estructuras. Los bloques mayores a 6.4 cm superan el 60% de volumen del depósito y son macizos, de color gris, composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa, presentan buena a muy mala esfericidad y son subredondeados (Figura 23). Su matriz es de tamaño principalmente arena media, correspondientes a fragmentos andesíticos muy angulosos a angulosos, con muy pocos cristales. Presenta escaso material de tamaño limo-arcilla.

Esteros Shangri-La,

Sus depósitos más proximales están a una distancia de 8 km del cráter, y su pendiente promedio es de 0.06 m/m, hasta llegar al valle Las Trancas. El estero se encuentra canalizado, con un ancho máximo de 25 m y sus bordes no superan los 5 m de altura. La estratigrafía en este estero es más compleja, donde se distinguen 4 depósitos principales (Figura 24). Estos son de base a techo: un depósito de flujo de detritos de 1.9 m de espesor (A), de origen piroclástico re TRABAJADO. Sobre este, un depósito lahárico de mejor selección y

con ausencia de bloques, posee 1.5 m potencia y un color gris oscuro (B), el cual subyace a un depósitos piroclástico de 0.6 m de espesor (C) y finalmente hacia el techo un depósito de 2 metros de potencia, color gris, correspondiente a varios pulsos laháricos, sin bloques ni bolones (D). La edad de estos últimos depósitos es de pocas decenas de años, señalada por los árboles más jóvenes que crecen en la terraza formada, probablemente se correlaciona con la erupción del volcán Arrau en 1973, la cual genero lahares (Petit-Breuille, 1995).



Figura 23. Depósito de la facies canalizada, del brazo del estero Las Cabras. Presenta 4 m de espesor, con abundantes bolones y bloques subredondeados. En algunos sectores se vuelve localmente clasto soportado. Muestra ChN-25 a 9 km de la cima.

Ambos depósitos laháricos grises no presentan una facies canalizada, solo se reconoce una facies lateral de inundación que abarca desde la ribera del estero, hasta decenas de metros de distancia de este (Figura 25). Estos depósitos (B-D), se describen a continuación.

El depósito lahárico gris inferior (“B”, Figura 24), tiene una potencia máxima de 1.5 m, con laminación horizontal. En la base se distinguen niveles centimétricos de arena y grava, con clastos inmersos de 10 cm, que abarcan <1% del volumen del depósito. En la parte intermedia predominan los niveles de grava donde la laminación es difusa. Hacia el techo presenta un nivel de cerca de 20 cm, de arena con estratificación horizontal y cruzada de muy bajo ángulo. Estas características representan el paso de un flujo tipo transicional a hiperconcentrado.

La matriz es de tamaño arena media a gruesa, color gris oscuro. Está conformada principalmente de fragmentos de lavas andesíticas angulosas macizas y vesiculadas, escorias esferoidales, fragmentos subredondeados de intrusivos félsicos, cristales de plagioclasa, cuarzo y olivino. La fracción limo-arcilla corresponde al 1% del volumen total del depósito.

El depósito lahárico superior (“D”, Figura 24), corresponde a una serie de oleadas de flujos, en los cuales se distingue 3 niveles de paleosuelo principales, la potencia total de este depósito es de 2 m. El nivel inferior presenta laminación horizontal marcada por los cambios de granulometría entre láminas de arena y otras ricas en clastos de hasta 6 cm. Sobre este un nivel arenoso, con unos pocos clastos inmerso pequeños (<1%), en el cual se distinguen estructuras de estratificación horizontal y cruzada de muy bajo ángulo. Lo sobreyace otro nivel arenoso de peor selección, presenta entre un 5 - 10% de clastos angulosos y bolones hasta de 30 cm de diámetro. También presenta una estratificación horizontal algo difusa. El nivel del techo del depósito es idéntico al inferior.

La matriz está constituida por fragmentos andesíticos angulosos, tanto macizos como vesiculados, de color gris oscuro y fragmentos de escoria y muy pocos cristales. La granulometría es arena gruesa a media y menos del 5% del total del volumen del depósito corresponde a limo-arcilla.

En la facies inundación se reconoce solo el depósito “D”, el cual presenta laminación horizontal, con intercalaciones de arena y grava, con la presencia de clastos angulosos de 5 cm en los niveles de grava. En la superficie presenta bloques de hasta 60 cm de diámetro, de lavas andesíticas macizas y vesiculadas con fenocristales de plagioclasa. La matriz es idéntica a la de los depósitos en la ribera del estero.



Figura 24. Depósitos del sector proximal en el estero Shangri-La a una distancia de 9 km del cráter. Estos son de base a techo: un depósito de flujo de detritos de 1.9 m de espesor (A), de origen piroclástico retrabajado, sobre este un depósito lahárico de granulometría fina, color gris oscuro, de 1.5 m potencia con estratificación horizontal (B), el cual subyace a un depósito piroclástico de 0.6 m de espesor (C) y finalmente en el techo un depósito de 2 metros de potencia, color gris, correspondiente a varios pulsos laháricos, de granulometría fina, con estratificación horizontal (D).



Figura 25. Depósito de la facies inundación a 10 km de distancia de la fuente, correspondiente al evento mas reciente en el estero Shangri-La ("D"). presenta laminación horizontal, con intercalaciones de arena y grava, con la presencia de clastos angulosos de 5 cm en los niveles de grava. En la superficie presenta bloques de hasta 60 cm de diámetro, de lavas andesíticas macizas y vesiculadas con fenocristales de plagioclasa. Muestra ChN-23.

Estero Renegado,

Se reconocen depósitos laháricos de la facies canalizada y lateral en solo un tramo de 2 km, en una pendiente promedio de 0.084 m/m a una distancia de 7.3 km del cráter, a una altura de 1400 msnm.

Los depósitos de la facies canalizada, tienen una potencia de 2 m, que forman una pequeña terraza en torno del río, es matriz soportado, sin estructuras, pudiendo encontrarse dentro del depósitos sectores clastos soportados de bloques. Presenta sobre un 75% de clastos en volumen, que pueden llegar a los 2 m³. Estos corresponden a intrusivos félsicos y lavas andesíticas y presentan una leve imbricación en la dirección del flujo (Figura 26). La matriz está conformada por fragmentos subangulosos de lavas andesíticas y fragmentos intrusivos subredondeados. Además presenta una importante cantidad de material limo-

arcilla en comparación con los depósitos de los otros esteros, esta alcanza el 15% del total de la matriz.

En la facies lateral desaparecen los clastos de gran tamaño, y se forman pequeñas planicies en la ribera del estero, cubierta de bloques de hasta 1 m^3 en su superficie (Figura 27).



Figura 26. Facies canalizada del sector proximal del estero Renegado, en donde los bloques pueden alcanzar un volumen de hasta 2 m^3 . Muestra ChN-19 a una distancia de 8 km de la cima.



Figura 27. Planicies laterales al estero Renegado, en la zona proximal a una distancia de 8 km de la cima. Se pueden identificar bloques en la superficie cuyo volumen superan el metro cúbico.

Zona Intermedia

Esta zona abarca desde el valle Las Trancas hasta la confluencia del estero Shangri-La con el estero Renegado, al final de este mismo valle. Un kilómetro antes, el estero Las Cabras confluye con el estero Shangri-La. La altura varía desde los 1250 a 1000 msnm. Los esteros mencionados anteriormente, cambian su dirección súbitamente de SW a E-W al ingresar al valle Las Trancas, generando depósitos laterales de inundación al sur de los esteros (Figura 38).

Estero Las Cabras,

La geomorfología del cauce es similar a su zona proximal, con una fuerte incisión en las Lavas Volcán Colcura y una pendiente promedio de 0.06 m/m. Los depósitos de la facies canalizada no presentan cambios. En la planicie del Valle Las Trancas entre el estero Las Cabras y Shangri-La, se reconocen depósitos correspondientes a la facies lateral de

inundación, que abarcan grandes extensiones debido al desborde del flujo, por el abrupto cambio de dirección del cauce y su alta energía flujo.

Los depósitos de esta facies presentan espesores que varían desde los 0.9 a 2 m, en los cuales se reconoce un solo evento. Estos son matriz soportados, con un volumen de clastos entre el 60-75%. El color de los depósitos es café. El tamaño promedio de los clastos puede variar entre los 15 a 5 cm, siendo siempre los de mayor tamaño subredondeados y los más pequeños subangulosos. El tamaño máximo que alcanzan estos clastos es de 45 cm de diámetro. La textura de los depósitos es maciza sin estructuras ni gradaciones granulométricas visibles (Figura 28).

La matriz está compuesta por fragmentos de lavas andesíticas de mala esfericidad y muy angulosos, fragmentos de escorias redondeadas rojizas, y fragmentos intrusivos blancos redondeados. El tamaño principal es arena media y posee una baja fracción de limo-arcilla.



Figura 28. Depósito de la facies lateral del estero Las Cabras, correspondiente a la menor granulometría encontrada. Muestra ChN-26 a una distancia de 11 km de la cima.

Estero Shangri-La,

Presenta una pendiente promedio de 0.047 m/m en esta zona. La estratigrafía de los depósitos es similar a la vista en la zona proximal (Figura 24), presentando un menor espesor relativo. Una notoria diferencia es apreciable en el depósito inferior (“A”), que

corresponde a una serie de depósitos de oleadas piroclásticas, en las que se encuentra restos de material vegetal carbonizado y menor cantidad de clastos tipo bloques (Figura 29).

Las características sedimentológicas de ambos depósitos laháricos grises (“B” y “D”) se mantienen bastante parecidas a sus fase proximal. Se reconoce una disminución en el tamaño de los clastos y una intensificación de la estratificación cruzada de muy bajo ángulo y horizontal en el depósito “B” y de la estratificación horizontal en el “D”, características propias de flujos hiperconcentrados a diluidos principalmente. La matriz conserva las mismas características.

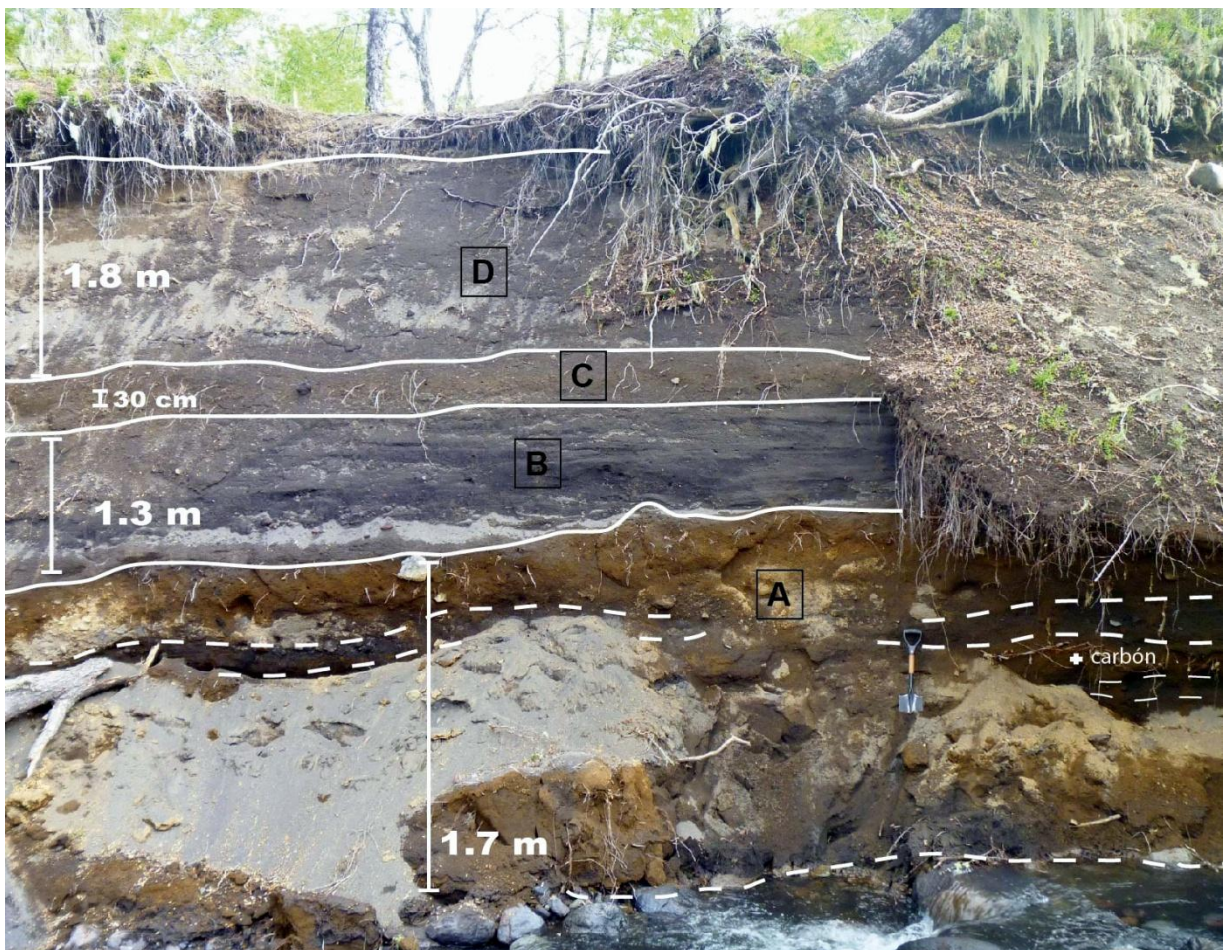


Figura 29. Estratigrafía de los depósitos del estero Shangri-La, ubicado al centro del valle Las Trancas a una distancia de 11 km del cráter. Se reconoce la misma secuencia estratigráfica que en la Figura 24.

A 14 km del cráter el depósito piroclástico “C” ya no se presenta y los depósitos laháricos grises “B” y “D”, han disminuido su espesor en 1 m promedio (Figura 30). El

depósito piroclástico inferior (“A”), vuelve a adquirir la condición de un flujo de detritos al igual que en la zona proximal.

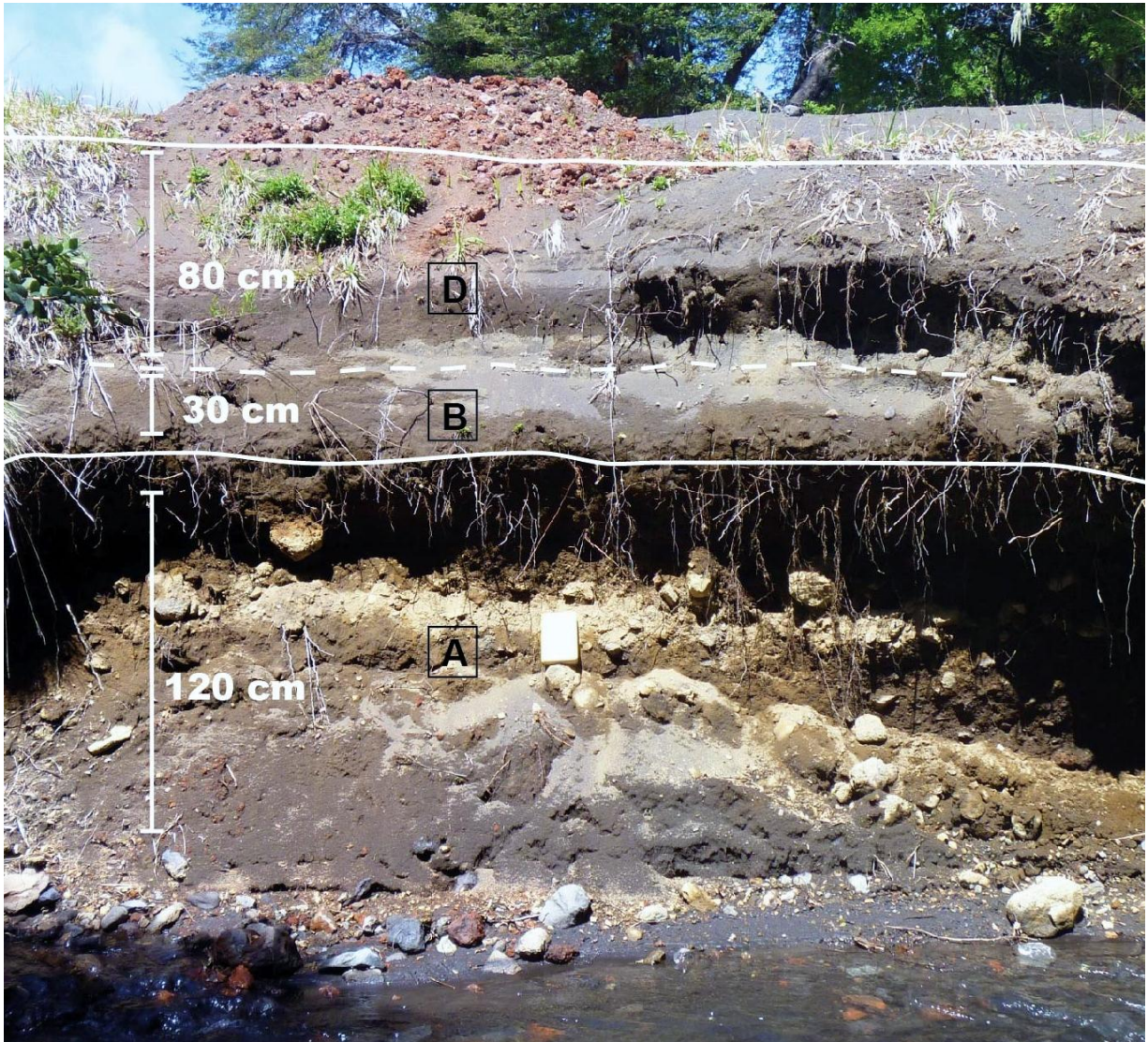


Figura 30. Estratigrafía de los depósitos del estero Shangri-La, ubicado al final del valle Las Trancas a una distancia de 14 km del cráter. Se encuentran tres niveles correlacionados con la zona proximal.

A los pocos metros confluyen los esteros Las Cabras y Shangri-La, cambiando drásticamente la sedimentología de los depósitos, a una de flujo de detritos (Figura 31). Los depósitos que se reconocen presentan grandes bloques de hasta 4 m³, en una estructura clasto a matriz soportada. Se reconocen tres niveles, todos de alta energía, ricos en bloques,

con más de un 85 % de clastos. Estos son polimícticos y subredondeados. La matriz del nivel superior presenta estructuras de flujos, como estratificación cruzada entre los clastos (Figura 32).

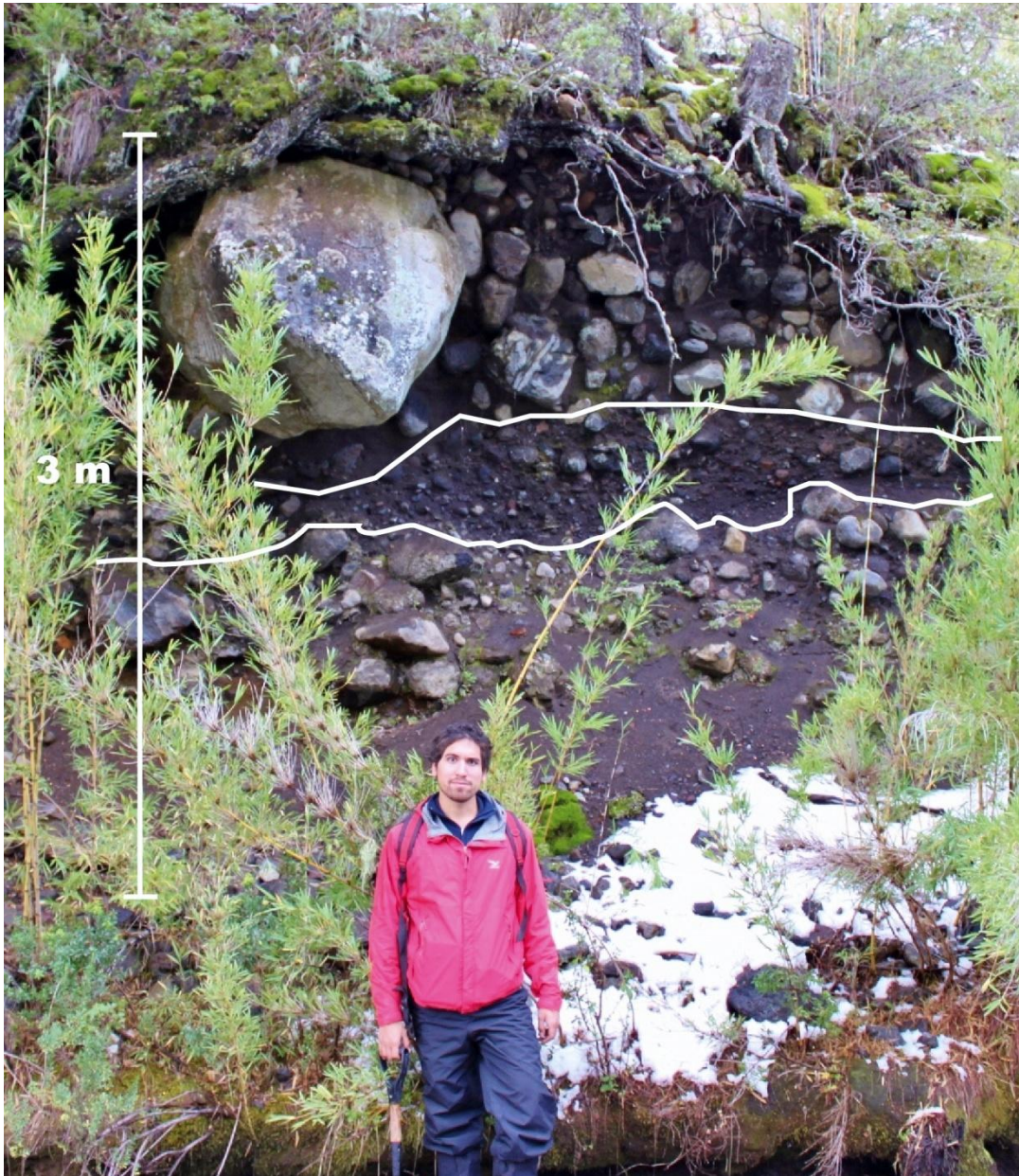


Figura 31. Depósito de la facies Canal, tras la confluencia del estero Las Cabras y Shangri-La. Punto de observación ChN-10 a 15.3 km de la cima.

Los dos niveles inferiores presentan características de flujo de detritos laminares, a diferencia del superior que aparenta ser turbulento. Los flujos generadores de estos depósitos son de muy alta energía, dada las dimensiones de los bloques, diluidos y erosivos que adhirieron sedimentos del basamento del valle.

En las facies laterales aun se reconocen los depósitos arenosos grises, designados como “B” y “D”. Tienen un espesor de 1.1 m en total como máximo, no reconociéndose el límite entre uno y otro. Presentan laminación horizontal y una granulometría más gruesa, presentando clastos de hasta 20 cm, que abarcan <5% del volumen total del depósito. Contiene además laminaciones centimétricas de grava fina. La fracción de limo-arcilla es de 1%. La matriz está compuesta principalmente de fragmentos andesíticos angulosos, macizos y vesiculados, como también por unas pocas escorias rojizas.



Figura 32. Estructuras de flujo en la matriz entre los bloques del depósito pertenecientes al nivel superior de la Figura 31.

Estero Renegado,

Los depósitos, se encuentran entre los 12 a 18 km de distancia del cráter en el valle Las Trancas, en una pendiente promedio de 0.044 m/m. El cauce se encuentra parcialmente canalizado, con un ancho variable entre 15 a 30 m.

La estratigrafía de los depósitos está caracterizada principalmente por un depósito de flujo piroclástico en la base ceniza desvitrificada, pómez y material carbonizado. Sobre este, se encuentra un depósito lahárico correspondiente a la facies inundación, de características similares a los depósitos grises del estero Shangri-La, el que está cubierto por una intensa vegetación a lo largo de todo el estero (Figura 33). Este depósito presenta espesores que varían desde unos pocos centímetros hasta 2 m. No es posible reconocer estructuras, ni la textura del depósito. El porcentaje de clastos es entre un 10-20% donde los clastos de mayor tamaño alcanzan los 10 cm.



Figura 33. Depósitos del estero Renegado en la zona intermedia a una distancia de 15.3 km de la cima. La base está compuesta por un depósito de flujo piroclásticos, el cual puede variar localmente a depósitos más finos ricos en pómez a depósitos ricos en bloques, todos con material vegetal carbonizado. Sobre este un nivel de depósito de flujo lahárico correspondiente al nivel gris descrito en el estero Shangri-La.

Zona Distal

Los depósitos se encuentran entre los 18 y 32 km del cráter, en torno al estero Renegado posterior a la confluencia con el estero Shangri-La. Estos finalizan en la

confluencia con el río Diguillín. La pendiente del terreno varía entre los 0.06 m/m y los 0.02 m/m, con un promedio es de 0.03 m/m.

El estero se encuentra canalizado, con un ancho entre 15 a 25 m. No presenta curvas importantes, salvo en el sector final donde existe una curva en 90° hacia el sur, para desembocar en el río Diguillín. La dinámica del río es erosiva, de alta energía, aflorando el basamento en el lecho como en los bordes del canal. En el último tramo, la incisión en el basamento (Lavas Atacalco), alcanza los 15 m de profundidad.

Los depósitos son de la facies canal y lateral-inundación, estos últimos forman terrazas estrechas en los bordes del estero, que también corresponden a depósitos previos de flujos piroclásticos distales aparentemente. Los depósitos son de color café y parecen más antiguos que los vistos en las zonas proximales, con un mayor desarrollo de suelo.

Los depósitos correspondientes a la facies canal (Figura 34), contiene bloques de hasta 1 m³, donde el volumen de clastos alcanza el 80% del total del depósito. El espesor es variable entre 1 a 3 m. La textura es matriz soportada, de clastos polimícticos, principalmente andesitas macizas grises e intrusivos félsicos redondeados. La matriz es principalmente tamaño arena gruesa a media, con escasa proporción de limo-arcilla.

Antes de confluir con el río Diguillín, en la zona de mayor pendiente y energía, se genera una planicie de inundación por el desborde del canal, en donde los depósitos alcanzan los 3 m de espesor (Figura 36). Estos depósitos corresponden a flujos de detritos clasto a matriz soportado, donde el porcentaje de clasto varía entre un 80 y 95%. Estos sobreyacen a las Lavas Atacalco y presentan un leve grado de cementación. La litología de sus componentes es principalmente rocas intrusivas félsicas angulosas, lavas andesíticas grises y rojas también angulosas.

La facies lateral (Figura 35), presenta espesores desde 0.5 a 2 m, sin estratificación, ni gradaciones. Son de textura maciza, con un 20% de clastos alcanzando un diámetro máximo de 8 cm. Estos son fragmentos de intrusivos félsicos y lavas andesíticas grises subangulosas. La granulometría del depósito es bimodal con máximos en grava media y arena fina. La proporción de limo-arcilla es menor al 5% del total del depósito.

En algunos sectores cercanos a la ribera del canal los depósitos se ven sobreyaciendo a depósitos de flujos piroclásticos con estratificación horizontal. También se encuentran depósitos piroclásticos retrabajados por acción de los lahares. En las zonas distales las terrazas corresponden principalmente a depósitos de flujos piroclásticos.



Figura 34. Depósito de la facies canal en el estero Renegado, a una distancia de 20 km del crater.



Figura 35. Depósito de la facies lateral en el estero Renegado, a una distancia de 24.5 km del crater.



Figura 36. Depósito de la planicie de inundación en la confluencia del estero Renegado y río Diguillín. Punto de observación ChN-28 a una distancia de 31 km de la cima,

4.3.2 Granulometría

Se realizó 29 análisis granulométricos a muestras de la matriz de los depósitos del valle Las Trancas y estero Renegado. Los resultados se encuentran tabulados y graficados en el anexo. El tamaño promedio (MZ) y la desviación estándar (σ), son graficados en la Figura 37. En la Figura 38 se representan los histogramas representativos para las facies definidas. La facies inundación presenta una selección moderada a mala con valores entre 1 y 2 Φ , su tamaño promedio es de 1 Φ . La facies lateral del estero Renegado presenta una muy mala selección y un MZ entre los 0 y -1 Φ . Presenta un carácter bimodal con máximos en los tamaños grava gruesa y arena media. La facies lateral del estero Las Cabras también presenta esta bimodalidad granulométrica y una muy mala selección.

Prácticamente todas las muestras presentan escaso material limo-arcilla, en donde los porcentaje de arcilla sobre el total de la fracción arena-limo-arcilla es <2%. Las muestras del estero Las Cabras y del sector proximal del estero Rengado presentan una mayor fracción de limo (entre 1-2%), en cambio las muestras del estero Shangri-la tienen una

fracción de limo cercana al 0%, permitiendo clasificar a estos últimos como depósitos de flujos no-cohesivos.

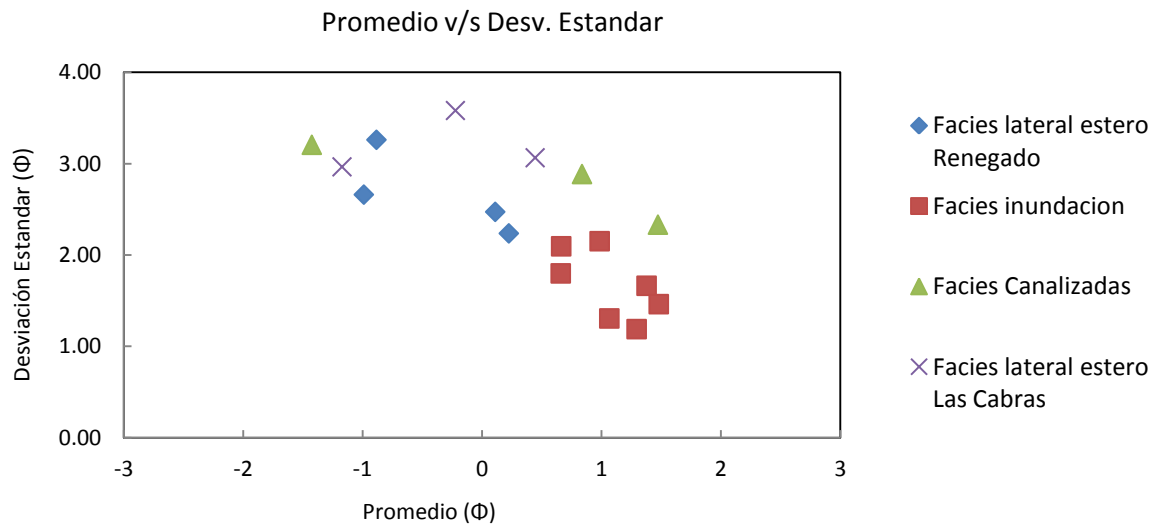


Figura 37. Parámetros de Folk (1980), de las muestras recolectadas en el valle Las Trancas y el estero Rengado.

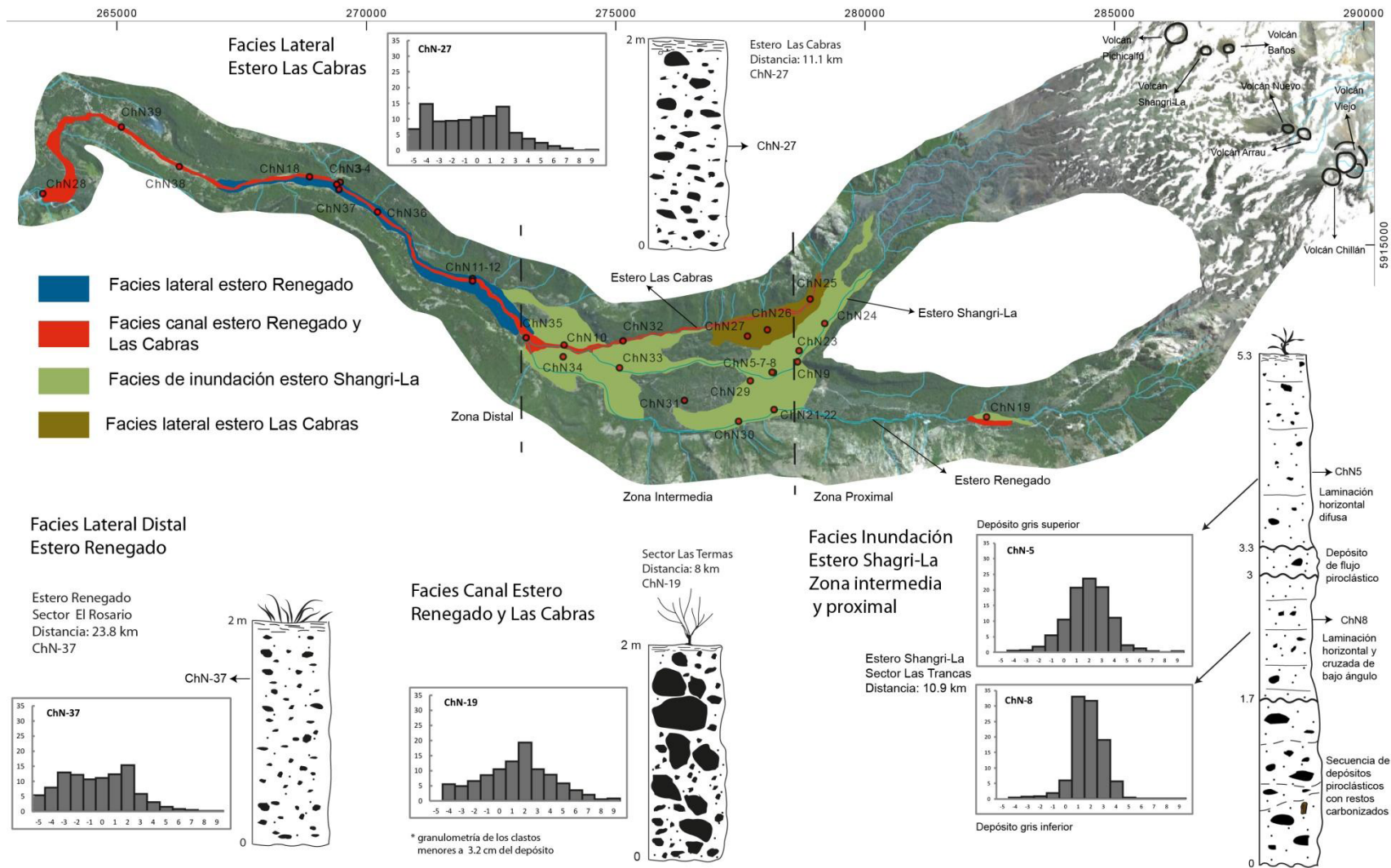


Figura 38. Distribución de facies e histograma de frecuencia, para muestras representativas de los depósitos lahárcos del valle Las Trancas y el estero Renegado.

5 MODELACIÓN NUMÉRICA DE FLUJOS LAHÁRICOS

5.1 Análisis de los modelos digitales de elevaciones (MED)

Para realizar la modelación, con los programas LAHARZ y MSF, se utilizaron 3 MED de diferente origen: topográfico, SRTM y ASTER, con resoluciones espaciales de 30, 90 y 27 m respectivamente (Figura 2 a la Figura 4). Estos MED presentan diferencias de cotas y en el relieve, debido a que cada uno posee un error asociado al método utilizado para su construcción.

Para cuantificar estas diferencias, se realizó una resta de cotas, con tal de contrastar las zonas que poseen una diferencia de altura positiva y negativa entre dos MED (Figura 39 a la Figura 41). La comparación entre el MED SRTM y el MED ASTER entrega un error vertical máximo de ± 60 m en las zonas de alta pendiente, que corresponden a los bordes de los valles glaciares. En el resto de la zona las diferencias de altura son bajas, obteniéndose una desviación estándar de 13 m.

El mismo procedimiento se efectuó tomando como referencia el MED Topográfico y comparándolo con los MED satelitales. Se obtiene que estos últimos están subestimados en las zonas de alta montaña y sobreestimados en los valles, probablemente por el efecto de la vegetación, en donde los MED creados a partir de imágenes satelitales consideran la superficie de la vegetación en vez de la superficie del suelo. En zonas planas del valle con alta vegetación, existen diferencias de hasta 50 m. Estas diferencias entre los MED generan cambios en el reconocimiento de la red de drenaje, como también en la forma de la sección transversal de los valles. Ambas son variables de los programas utilizados para simular los flujos laháricos.

Para analizar las forma de la sección transversal de los valles en los 3 MED, se realizaron perfiles transversales al río Chillán y estero Renegado-río Diguillín, distribuidos como se observa en la Figura 42.



Figura 39. Diferencias de altura entre el MED SRTM versión 4.1 con el MED ASTER (SRTM-ASTER). El promedio es un balance positivo de 5,5 m y una desviación estándar de 13,42 m. Las celdas de color azul indican donde el MED SRTM es más alto que el MED ASTER, las celdas de color marrón indican lo contrario.

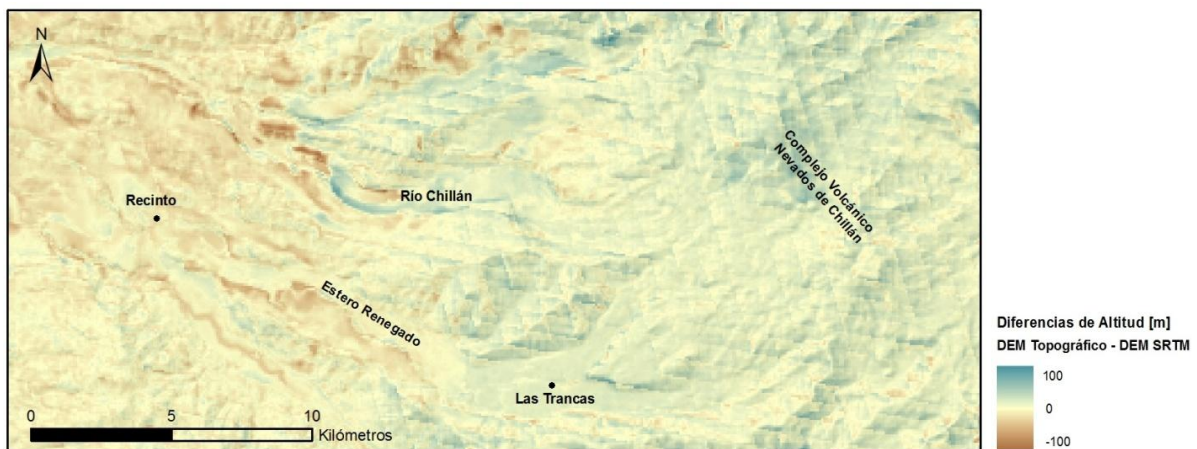


Figura 40. Diferencias de altura entre el DEM Topográfico con el DEM SRTM (Topográfico-SRTM). El promedio es un balance negativo de -6,94 m y una desviación estándar de 23,7 m. Las celdas de color azul indican donde el MED Topográfico es más alto que el MED SRTM, las celdas de color marrón indican lo contrario.

Las principales diferencias en la forma de la sección transversal del valle se da en zonas se presenta muy estrecho, como es en el caso de los perfiles 4, 8 y 9 (Figura 43 y Figura 44), en donde el MED Topográfico genero valles más profundos.

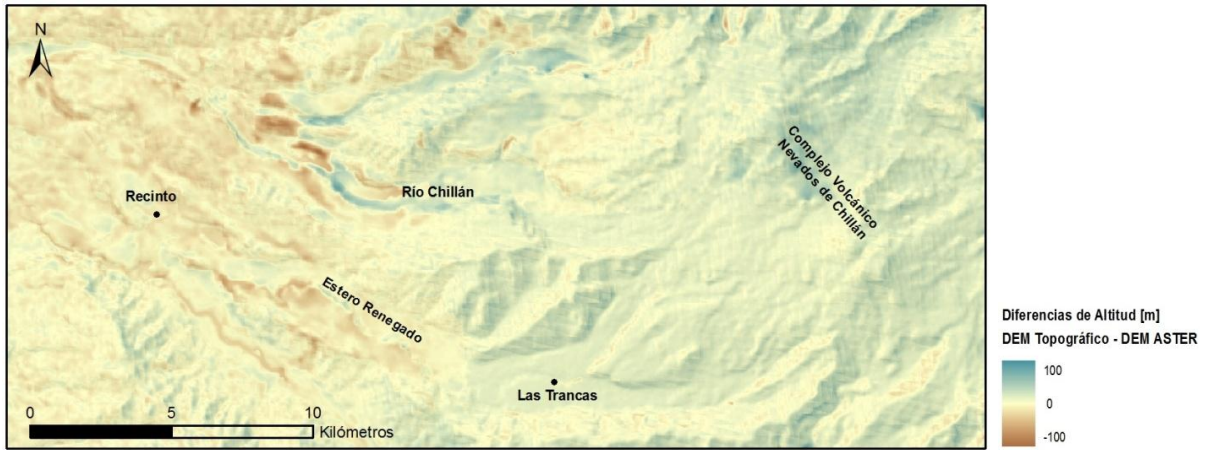


Figura 41. Diferencias de altura entre el DEM Topográfico con el DEM ASTER (Topográfico-ASTER). El promedio es un balance negativo de -2,31 m y una desviación estándar de 22,45 m. Las celdas de color azul indican donde el MED Topográfico es más alto que el MED ASTER, las celdas de color marrón indican lo contrario.

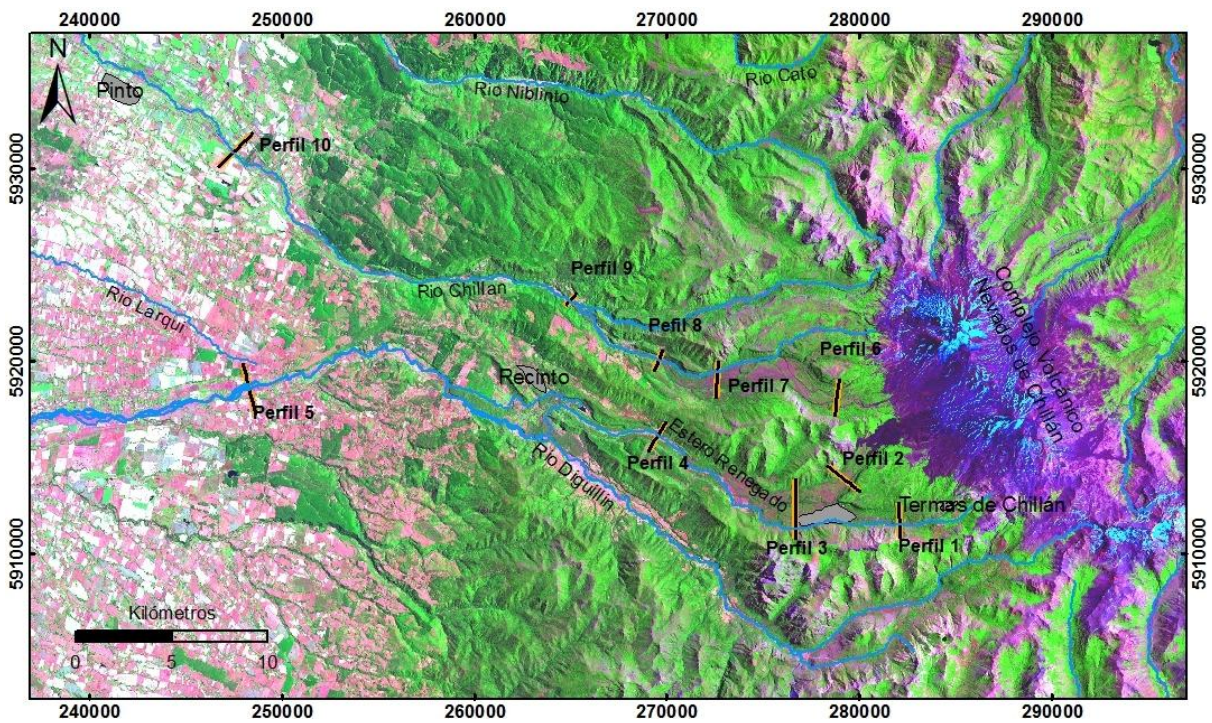


Figura 42. Mapa de perfiles transversales de los ríos Chillán, Diguillín y estero Renegado.

Esta diferencia puede deberse tanto a errores del MED SRTM y MED ASTER, como a errores de la interpolación del MED Topográfico. Los primeros presentan errores debido a que las zonas donde se realizaron los perfiles señalados presentan abundante vegetación y altas pendientes, donde estos MED toman como superficie la cubierta vegetal en vez del

suelo, y por el ángulo en que orbitan presentan errores en las laderas norte y sur. En cambio el MED Topográfico al estar construido a través de la interpolación de curvas de nivel con intervalos de 50 m, no es capaz de generar un buen detalle en relieves pequeños.

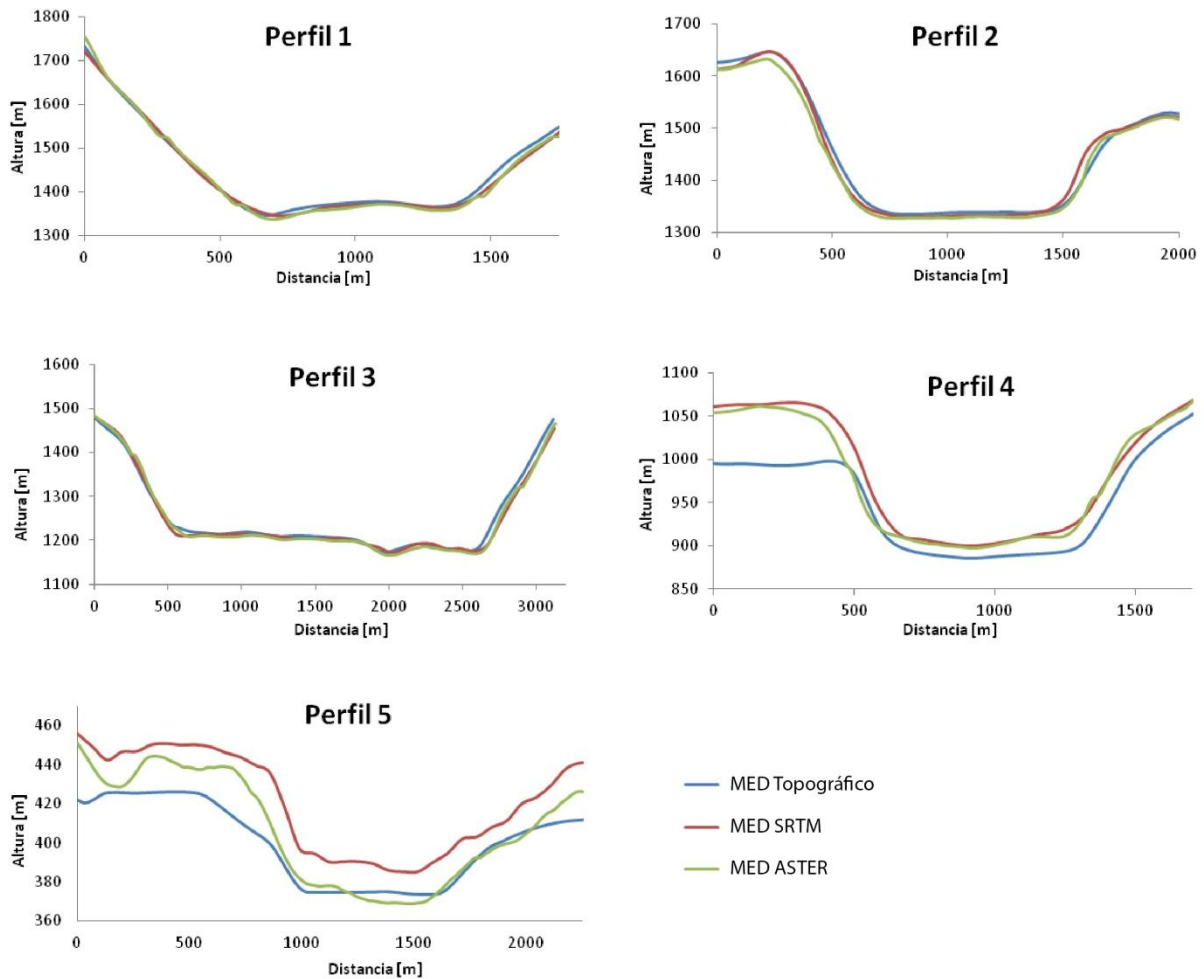


Figura 43. Perfiles transversales del estero Renegado – río Digullín.

Otras zonas en donde hay diferencias entre los MED, en la forma de la sección transversal del río, es cuando estos llegan a la depresión central, uno de los principales rasgos geomorfológicos de la zona centro y sur de Chile. Se puede apreciar en los perfiles 5 y 10 (Figura 43 y Figura 44), que el valle es muy plano y corresponde a una zona de baja pendiente. El MED Topográfico presenta muchas dificultades para interpolar en zonas como ésta por el elevado espaciamiento entre las curvas, lo que puede generar altos y bajos

topográficos como los que se ven en el perfil 10. La diferencia entre el MED SRTM y ASTER es cerca de 20 m, lo cual está dentro del rango de error entre ambos modelos y presentan además una geometría similar. Al comparar con imágenes aéreas está geometría es la que más se asemeja a los bordes del valle, mejor que la lograda en el MED Topográfico.

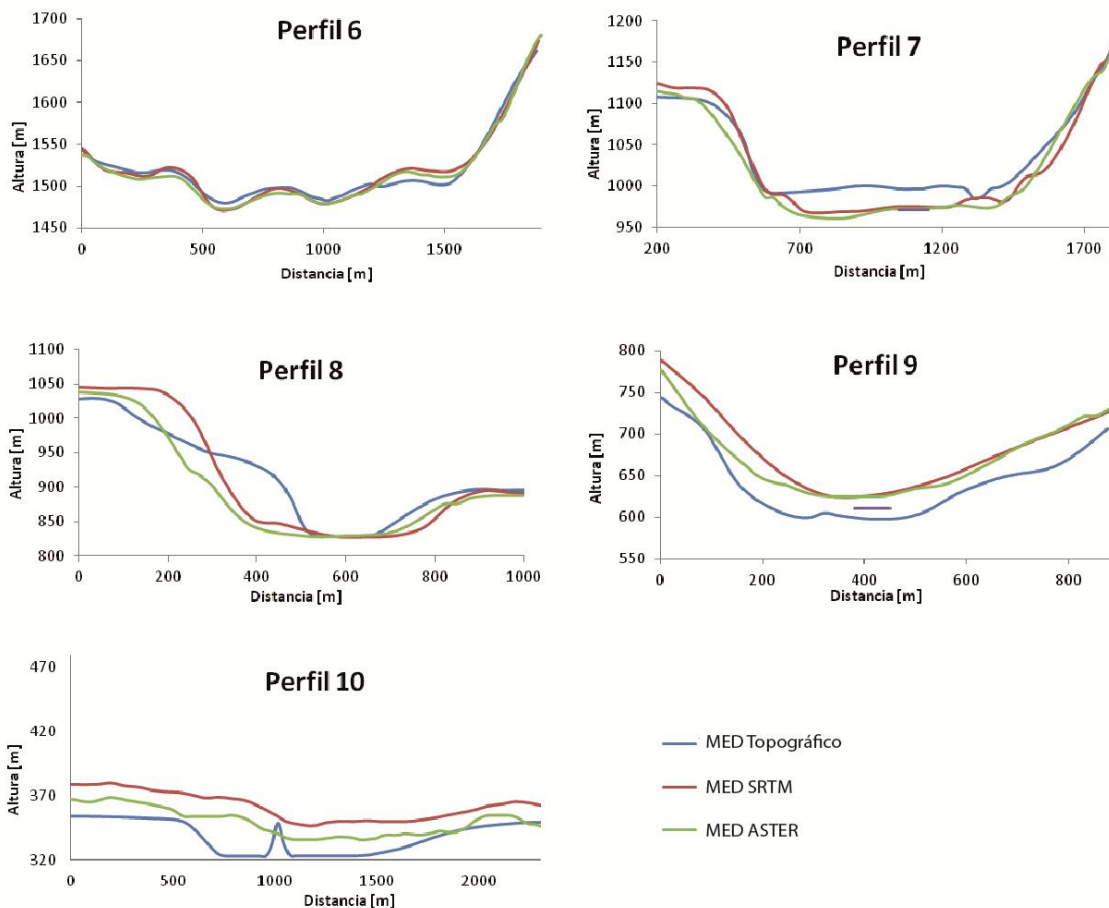


Figura 44. Perfiles transversales del río Chillán. En el perfil 7 y 9 se marca el nivel medido en terreno con GPS.

Para conocer la calidad de las redes de drenaje generada a través de los 3 MED, se compararon con la red hidrográfica obtenida del Instituto Geográfico Militar (IGM), Figura 45 a la Figura 47.

En el caso del MED topográfico, la red de drenaje coincide fielmente con la obtenida del IGM, salvo una diferencia que se observa en el extremo sur del valle Las Trancas. El MED SRTM también genera una red de drenaje concordante con la real, salvo que no logra

reconocer el talweg en la zona central del valle Las Trancas. Por último el MED ASTER, también presenta una red de drenaje fiel, pero al igual que las anteriores reconoce de forma errónea el drenaje en el valle Las Trancas. En resumen, los tres MED reconocen los principales cursos de agua, pero tienen dificultades con los que atraviesan el centro y sur del valle Las Trancas. Este hecho es relevante, debido a que este valle es muy visitado por turistas en invierno y verano, por lo tanto se debe ser precavido durante la simulación de los flujos laháricos, para elegir los drenajes que mejor representen las reales condiciones de la superficie y así demarcar las zonas de inundación.

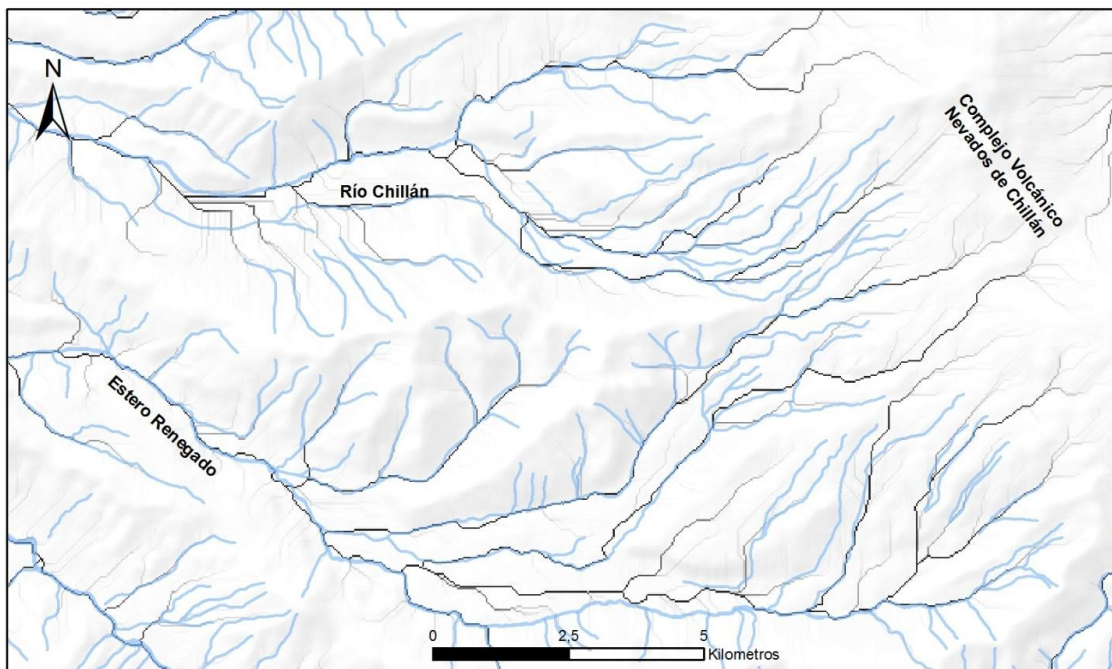


Figura 45. Comparación de la red hidrológica del IGM (azul), con la red de drenaje generada a partir del MED Topográfico (negro).

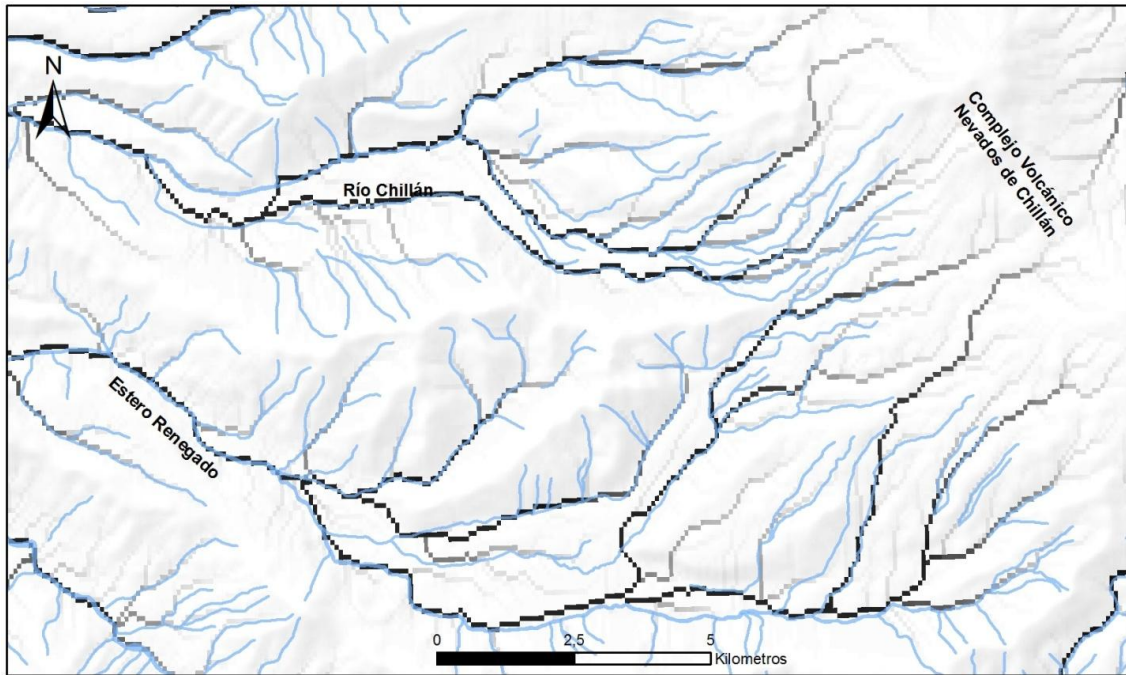


Figura 46. Comparación de la red hidrológica del IGM (azul) con la red de drenaje generada a partir del MED SRTM (negro).

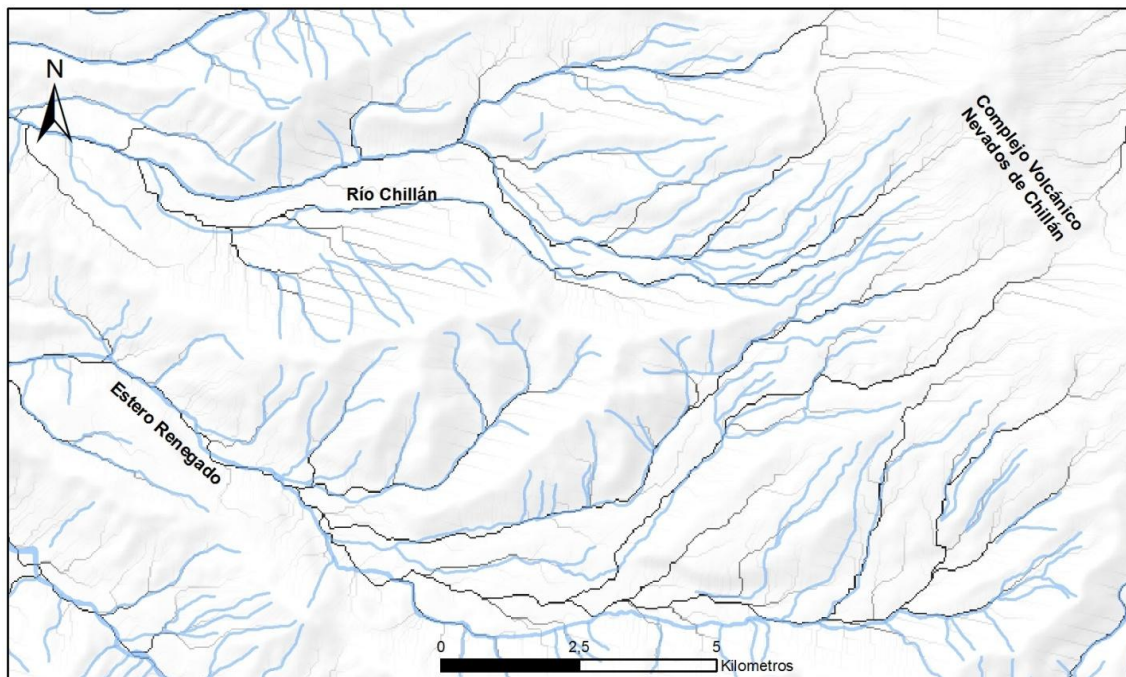


Figura 47. Comparación de la red hidrológica del IGM (azul) con la red de drenaje generada a partir del MED ASTER (negro).

5.2 Estimación del volumen máximo de los flujos laháricos

Se realizó una estimación del volumen de agua que almacenan las cuencas que dan origen al río Chillán y al estero Renegado en temporada invernal. Para esto se considero el volumen de los casquetes glaciares que dan hacia estos valles, como también la nieve acumulada en las laderas.

La superficie total de los glaciares en el Subcomplejo Cerro Blanco al año 2003 es de 2.4 km² (Zenteno 2004), de estos los que se encuentran en la cuenca del río Chillán abarcan una superficie aproximada de 1.2 km². Para calcular el volumen se estimo una potencia promedio de los glaciares de 60 m, considerando que hacia el sur existen glaciares en volcanes que superan los 100 m de potencia, obteniéndose un volumen de 66 millones de m³ agua. Para estimar la potencia de nieve se uso el máximo de nieve acumulada del año 2011, que correspondió al mes de Agosto, con 4.5 m en las laderas altas y 2.5 m en las laderas bajas (ver en metodología). Con estos valores se obtuvo un valor máximo agua acumulada de 80 millones de m³ y 20 millones de m³ para la cuenca del río Chillán y estero Renegado respectivamente. Finalmente, se consideró que la composición de estos flujos es 40% agua y 60% sedimento, límite entre flujo de detritos y flujo hiperconcentrado (Pierson T. C. y Scott, K. M., 1985), ya que estos valores han sido utilizados en las estimaciones y simulaciones en trabajos previos (por ejemplo en el volcán Iztaccíhuatl, Mexico Central, Schneirder 2008). Obteniéndose un volumen del lahar máximo de 200 y 50 millones de m³ para el valle del río Chillán y estero Renegado respectivamente.

5.3 Modelación utilizando LAHARZ

La modelación se realizó utilizando los tres tipos de MED disponibles, debido a los distintos resultados que se pueden esperar por las diferencias vistas de las secciones transversales de los ríos y en las redes de drenajes generadas. Ambas son importantes variables del modelamiento con LAHARZ.

Una de las limitaciones del programa es que modela el flujo a través de solo un drenaje, por lo que se seleccionaron tres que mejor representen una inundación en la zona de estudio. Para la cuenca del río Chillán se seleccionó el curso de agua que nace a los pies del glaciar, el cual se une con el río Chillán pocos cientos de metros más abajo. Para la

Cuenca del estero Renegado se utilizaron 2, uno que nace en el valle Shangri-La y se une al Estero Renegado al oeste del valle Las Trancas. El otro drenaje elegido corresponde al Estero Renegado, que nace al este del Hotel Termas de Chillán.

Para encontrar la ubicación de la línea que marca la zona de peligro proximal (H/L), se revisaron imágenes satelitales y el mapa geológico de la zona, con lo cual se determinó la zona desde donde se inician los depósitos laháricos. Obteniéndose para la cuenca del río Chillán, Shangri-La y el sector de las termas los valores de H/L de 0,29 - 0,24 y 0,3 respectivamente.

Los volúmenes de los flujos laháricos simulados son los siguientes:

- $200 \times 10^6 \text{ m}^3$, el cual corresponde al máximo volumen estimado de un flujo para la cuenca del río Chillán, si se derritiera toda la nieve y el hielo.

- $100 \times 10^6 \text{ m}^3$, este es un valor intermedio al tamaño del flujo anterior, algo más probable ya que es muy difícil que se derrita todo el hielo y la nieve en un solo evento.

- $50 \times 10^6 \text{ m}^3$, este valor corresponde al máximo volumen de un flujo estimado para la cuenca del estero Renegado, si se derritiera toda la nieve.

- $20 \times 10^6 \text{ m}^3$, este es un valor intermedio al tamaño del flujo anterior. Además este tamaño simulado es el que más se asemeja a la extensión de los depósitos laháricos mapeados en el del Mapa Geológico del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, 1:50.000 (Naranjo J.A., Gilbert J., Sparks R.S., 2008), Figura 48.

- $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, este volumen es el mínimo elegido, ya que este logra atravesar el valle Las Trancas, zona poblada más cercana al complejo volcánico.

- $15.3 \times 10^6 \text{ m}^3$, corresponde al volumen del flujo estimado, durante la erupción del volcán Santa Gertrudis, en el mes de Agosto de 1861.

Además se modeló un volumen de 100 millones de m^3 en el estero Renegado, el cual es mayor al volumen calculado para esa cuenca, debido a que este último se subestimó ya que no se consideraron pequeñas superficies glaciares, comprendidas entre el volcán Calfú y el volcán Pichicalfú.

Las Figura 49 -Figura 51, corresponden a los resultados de la modelación en los 3 MED con los 5 volúmenes mencionados. En los 3 MED se tiene que el volumen máximo utilizado de 200 millones de m^3 alcanza y sobrepasa por pocos kilómetros el pueblo de Pinto. En cambio el mínimo volumen modelado, de 5 millones de m^3 alcanza a la localidad de El Rosario 4 km al este del pueblo de Recinto, en el estero Renegado. Por el río Chillán alcanza al fundo Los Pellines.

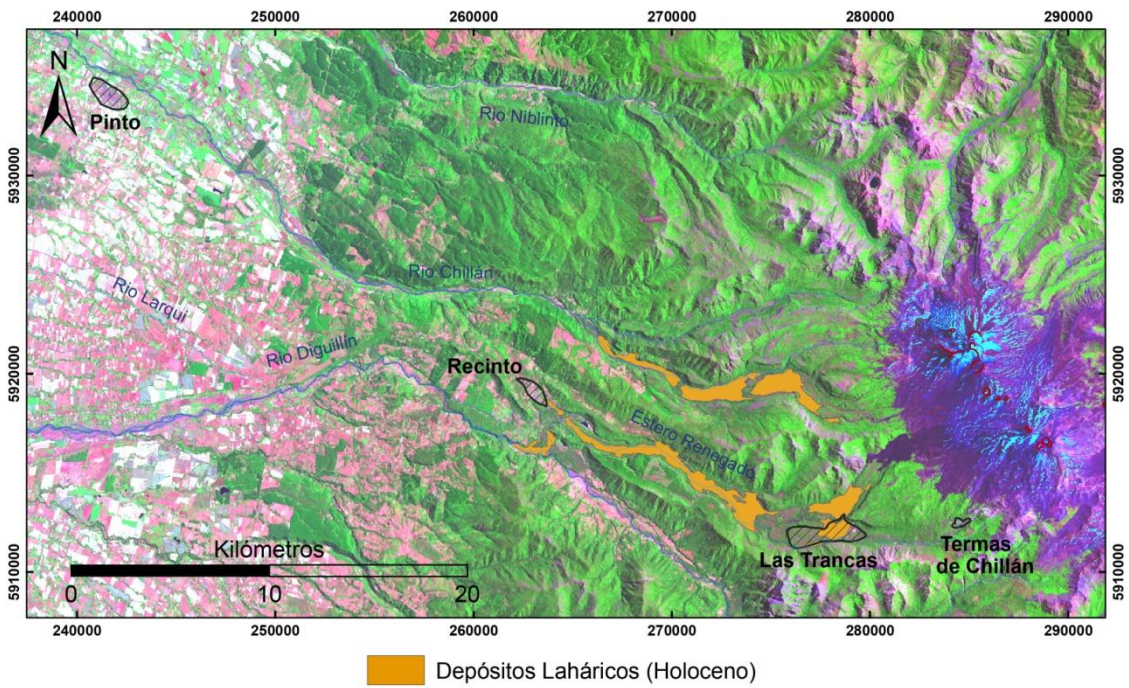


Figura 48. Mapa de los depósitos lahéricos, obtenidos del Mapa Geológico del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, 1:50.000 (Naranjo J.A., Gilbert J., Sparks R.S., 2008).

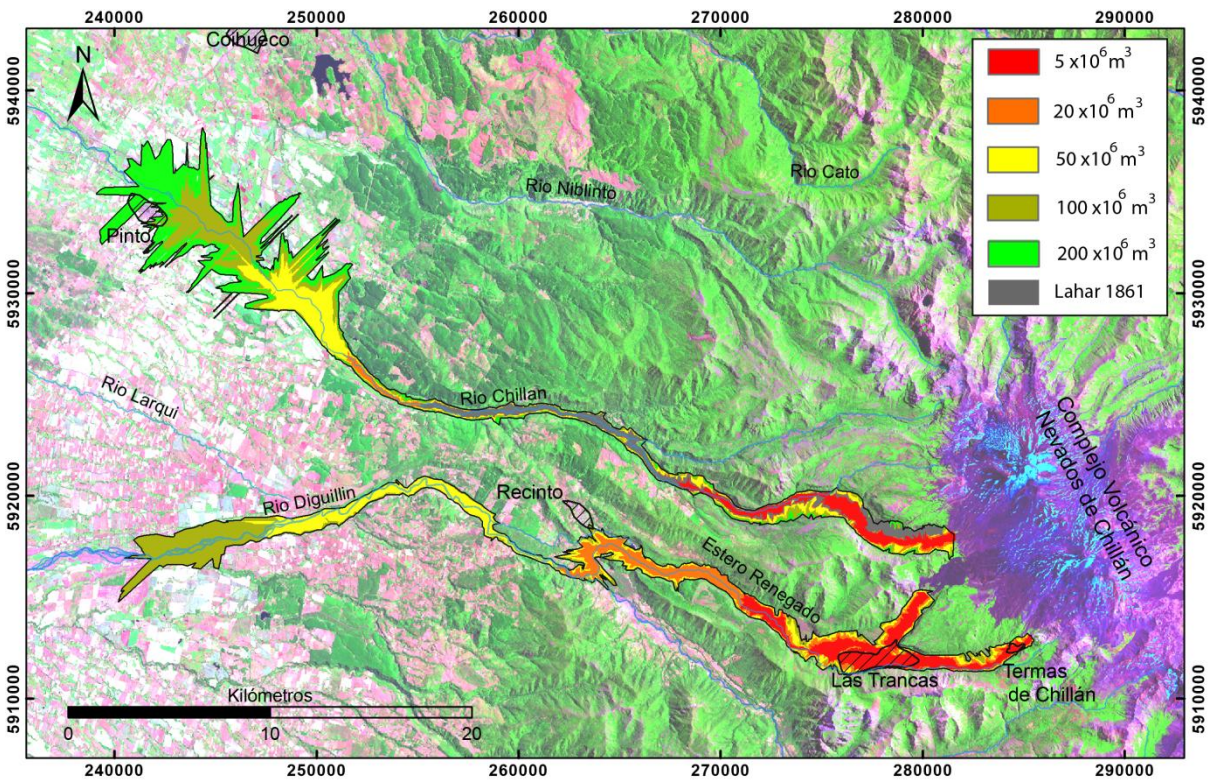


Figura 49. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED Topográfico con 5 diferentes volúmenes y el lahar de 1861.

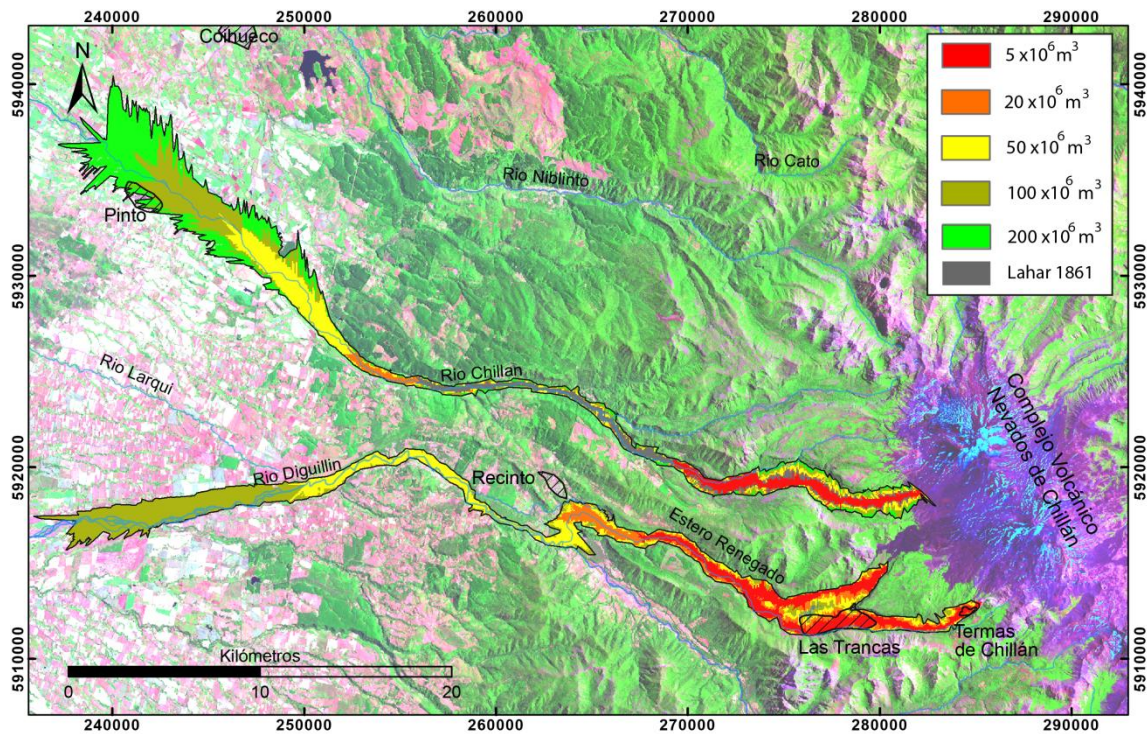


Figura 50. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED SRTM con cinco diferentes volúmenes y el lahar de 1861

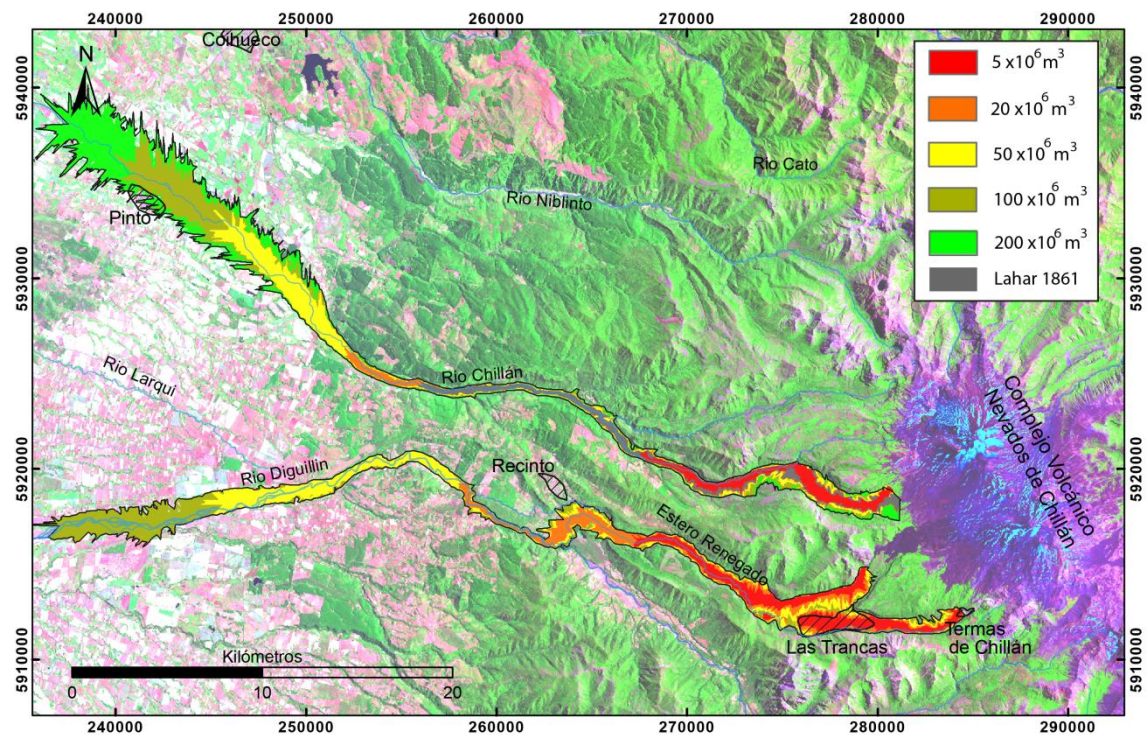


Figura 51. Lahares modelados usando el programa LAHARZ y el MED ASTER con cinco diferentes volúmenes y el lahar de 1861.

La extensión del lahar que más se asemeja a los depósitos conocidos (Figura 48), es el de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el río Chillán y estero Renegado respectivamente, pero presentan diferencias en el área que cubren a lo ancho del valle. En los inicios del río Chillán, donde el valle es más amplio, la extensión transversal de los flujos en los tres MED es menor a la de los depósitos existentes. Esto se debe a que en ese sector existen dos cursos principales que drenan los deshielos, y el flujo modelado por LAHARZ solo puede ir por uno de ellos, lo que genera una zona de inundación más estrecha. Lo mismo sucede en el valle Las Trancas donde, como se ve en las Figura 45 a la Figura 47, existen diferencias importantes entre la red de drenaje real y la generada a través de los MED, lo que provoca que los flujos modelados inunden otras áreas. Dentro de esos errores, la modelación en el MED SRTM es la que mejor representa los depósitos conocidos.

Las extensiones finales de los flujos en los tres MED presentan diferencias, siendo el MED Topográfico el de menor extensión con 47 km, luego lo sigue el MED SRTM con 49 km y el de mayor largo el MED ASTER con 52 km en el río Chillán. En el estero Renegado-río Diguillín los lahares presentan un largo final bastante similar.

El modelamiento en el MED topográfico mostro graves falencias en la zona distal del río Chillán, en la cercanías de Pinto, donde la zona de inundación delimitada presenta bordes irregulares falsos, debido a la carencia de precisión del MED al ser una zona muy plana, ya que este fue creado a través de curvas de nivel con un intervalo de 50 m, lo que produce un área transversal mayor y un largo final menor. El MED SRTM y el MED ASTER presentan una zona de inundación con bordes laterales más regular y estrechos en el mismo sector, siendo este último MED el que presenta la menor distribución lateral, cuando se pierde el encajonamiento del río.

5.4 Modelación utilizando MSF

El modelo MSF se aplicó al flanco oeste del Complejo volcánico Nevados de Chillán, utilizando los tres MED analizados (Figura 52 a la Figura 54). Este no presenta mayores diferencias en los resultados en cada MED, salvo en las zonas bajas como el valle las trancas, donde los tres MED simularon con distinta extensión la inundación.

El punto de partida del modelo corresponde a la altura desde donde se inicia el flujo, distinto a la zona donde comienza la depositación como en el LAHARZ. Para esto se eligieron 4 regiones bajos los principales cráteres del CVNCh, marcados por una zona

achurada anaranjada, a una altura de 2500 m. Se mantuvo la misma distancia, que el modelo LAHARZ para el término de los flujos, usando el máximo volumen simulado.

Se representan muy bien las zonas en donde el flujo se esparce y se canaliza, inundando las mismas zonas donde se encuentran los depósitos de lahares holocenos de la Figura 48. En las zonas proximales el modelo inunda casi por completo los valles del estero Renegado y río Chillán, ya en la zona distal el flujo se canaliza sin desbordarse en gran medida, muy diferente a como se modeló con LAHARZ.

El cambio de la altura donde se inicia los flujos en MSF, no afecta la forma del área de inundación, solo cambia la forma que abarca el flujo en su inicio, aun en el cono volcánico, y las probabilidades finales de una zona específica de ser afectada por el flujo. Cabe recordar que estas probabilidades son solo relativas y dependen del área total simulada.

Aparentemente el modelo MSF sigue de mejor manera las redes hidrológicas, dando la posibilidad de abarcar zonas más amplias. Pero presenta una extrema canalización en las zonas distales, no simulando correctamente la posibilidad de desbordes.

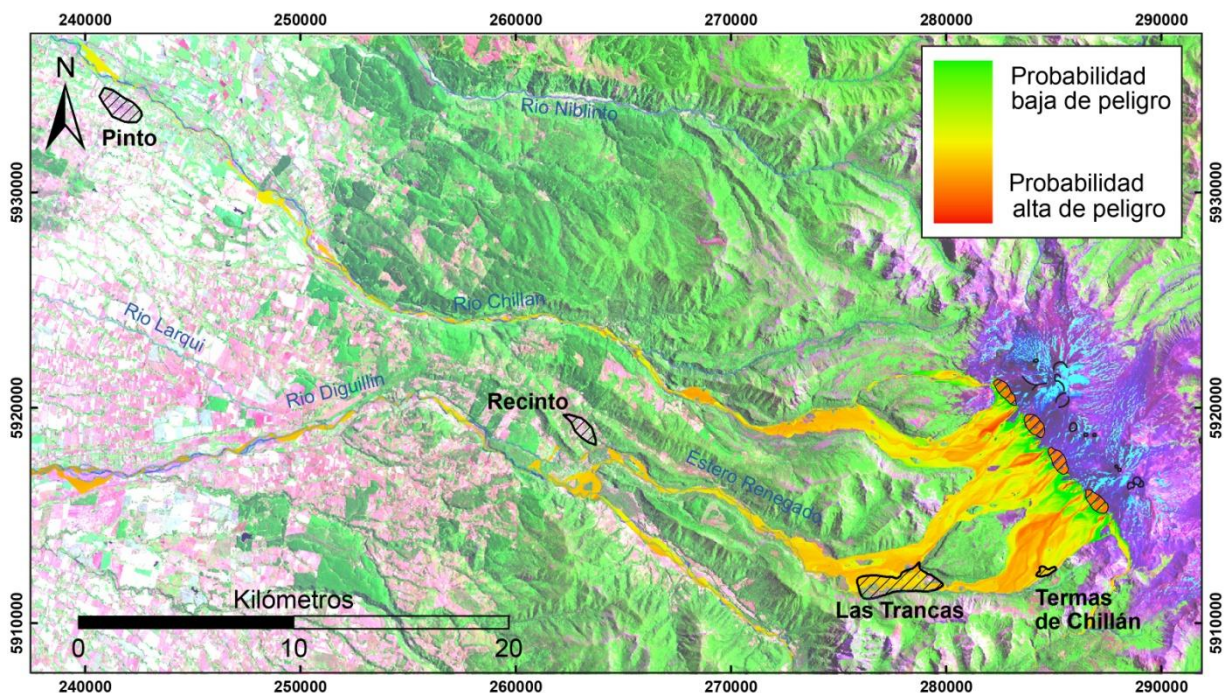


Figura 52. Modelo MSF simulando un máximo flujo lahárico utilizando el MED Topográfico. Las 4 zonas anaranjadas achuradas corresponden a los puntos de partida del modelo.

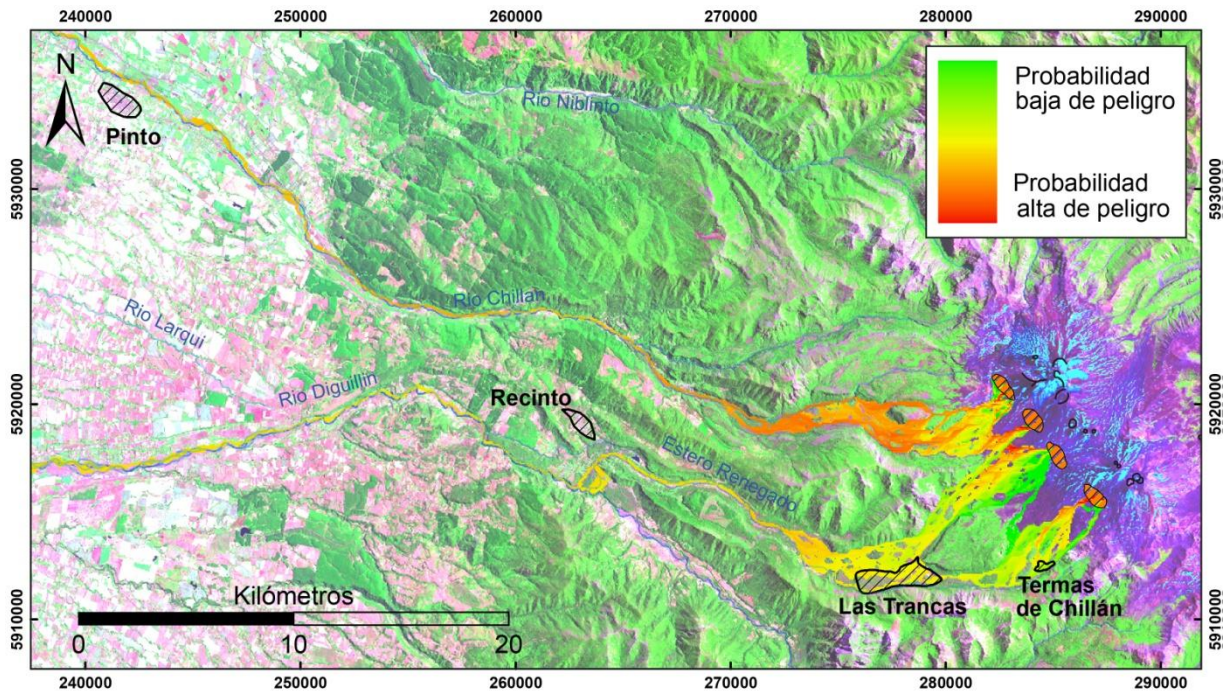


Figura 53. Modelo MSF simulando un máximo flujo lahárico, en el flanco oeste del CVNCh, utilizando el MED SRTM.

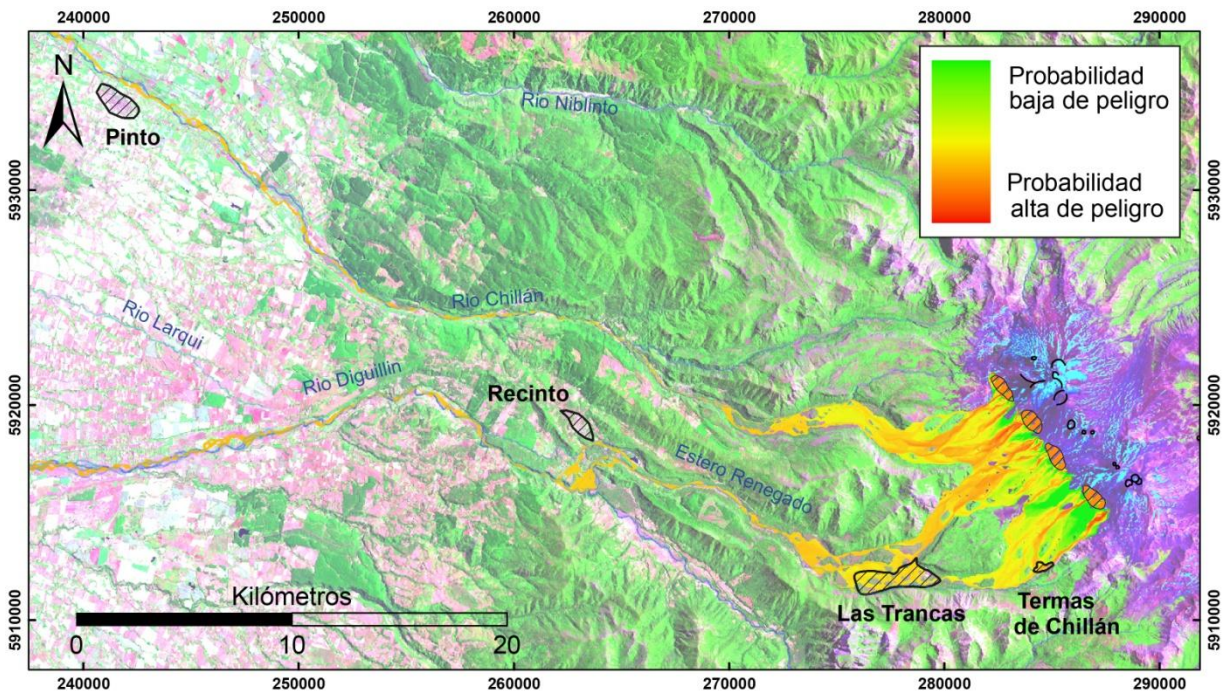


Figura 54. Modelo MSF simulando un máximo flujo lahárico, en el flanco oeste del CVNCh, utilizando el MED ASTER.

6 DISCUSIONES

6.1 Introducción

En este capítulo se discute el origen y comportamiento de los flujos laháricos que generaron los depósitos estudiados, a través del análisis estratigráfico y sedimentológicos de estos, diferenciando entre los lahares del río Chillán y estero Renegado. Además se discute la influencia de los MED en la simulación de los flujos con el software empleado y el alcance que estos tienen para la generación de un mapa de peligro en el caso estudiado.

6.2 Interpretación de la dinámica de los flujos

6.2.1 Depósitos río Chillán

Los depósitos estudiados en el río Chillán se pueden correlacionar a un mismo evento eruptivo, debido a que: estratigráficamente todos corresponden a la superficie actual del valle, sus componentes son muy parecidos, tanto clásticos como de la matriz y una similar proporción de arcilla.

Origen

Los lahares fueron originados por el derretimiento de nieve-hielo causado por la emisión de las lavas Santa Gertrudis, que se desplazaron sobre la cobertura de nieve-hielo estacional (Mee K., 2006), durante la erupción Santa Gertrudis en Agosto de 1861 (basado en Petit-Breuilh, 1995). Este corresponde al evento más reciente que pudo haber generado depósitos laháricos de las proporciones y características descritas.

El lahar se originó en el mes de Agosto, fecha cercana a la máxima acumulación de nieve, esto sumado a la importante cantidad de detritos disponibles, generaron un gran flujo de detritos denso, que se mantuvo hasta zonas distales, según la descripción de los depósitos estudiados. La gran cantidad de detritos en el flujo se debió a que en el flanco

noroeste del subcomplejo Cerro Blanco, a los 2200 msnm, existen escarpes de más de 100 m de altura, los cuales se interpretan como remanentes de muros de caldera (B Déreulle, J Déreulle, 1974). Estos forman una barrera en el sector inferior por donde descendieron las lavas Santa Gertrudis, la que generó una zona de gran acumulación de nieve-hielo, sedimentos morrénicos y coluviales y la formación de lagos estacionales (Figura 55).

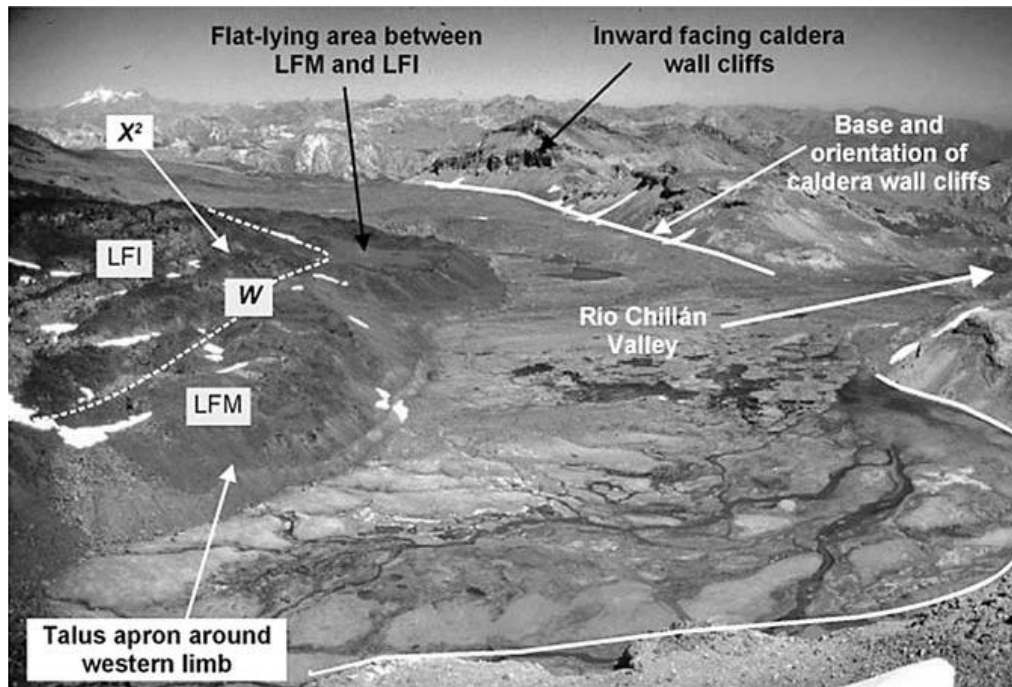


Figura 55. Vista al sur hacia los muros del escarpe de caldera. Las lavas de la erupción Santa Gertrudis están marcadas como LFI y LFM. Fotografía tomada de Mee (2006).

Transporte

Los depósitos presentan pocas estructuras y gradación, presentando además clastos polimícticos de las litologías que conforman el valle, de variada madurez textural, indicando que el régimen de transporte del lahar fue el de un flujo de detritos laminar. Éste incorporó una importante cantidad de sedimentos de la base del valle durante su transporte. Esto provocó que el lahar no presentara mayor dilución por el aporte de agua de otros cauces aguas abajo, ya que su tasa de 'bulking' pudo ser mayor, a pesar de ser un flujo no-cohesivo el cual tiene mayor facilidad para diluirse. Además influye que en invierno los cauces, dependiendo de la altura, están congelados, cubiertos nieve y con un escaso caudal.

A través de imágenes aéreas se reconocen levees en la planicie de inundación del valle, estos son rectos y no siguen la curvatura del río. En las curvas pronunciadas los flujos siguen rectos inundando el valle y dejando las marcas de los levees, demostrando un comportamiento de flujo laminar denso en las zonas inundadas y no el de un flujo diluido.

En la zona distal a más de 20 km del volcán, los depósitos continúan mostrando características de un flujo de detritos laminar, el cual no fue afectado mayormente por la dilución, salvo en la facies definida como lateral donde se junta el estero Las Mulas con el río Chillán en donde se reconocen localmente depósitos con clara gradación inversa-normal, característica de la dilución a una fase de flujo hiperconcentrado (Vallance, 2000).

Deposición

La evidencia de los depósitos indican que la depositación fue un proceso intermedio entre acrecional y en masa. En donde este último se reconoce en las zonas proximales distinguiéndose estructuras de leveé. La depositación acrecional, se evidencia en que los depósitos presentan un fuerte cambio vertical de la composición de los clastos, incorporando clastos de la base del depósito y evidencias de cataclasis. Rasgos que Vallance (2000), señala que son típicos de este tipo de depositación. En la Figura 56, se presenta un esquema de este tipo de depositación, más parecido en este caso a la zona proximal, ya que el lahar evidencia muy poca dilución a lo largo del trayecto. En algunos depósitos hay evidencias de una zonación granulométrica, con clastos de mayor tamaño hacia el techo, producto del tamizaje cinético y las diferencias de velocidad en las partes del flujo (Vallance, 2000).

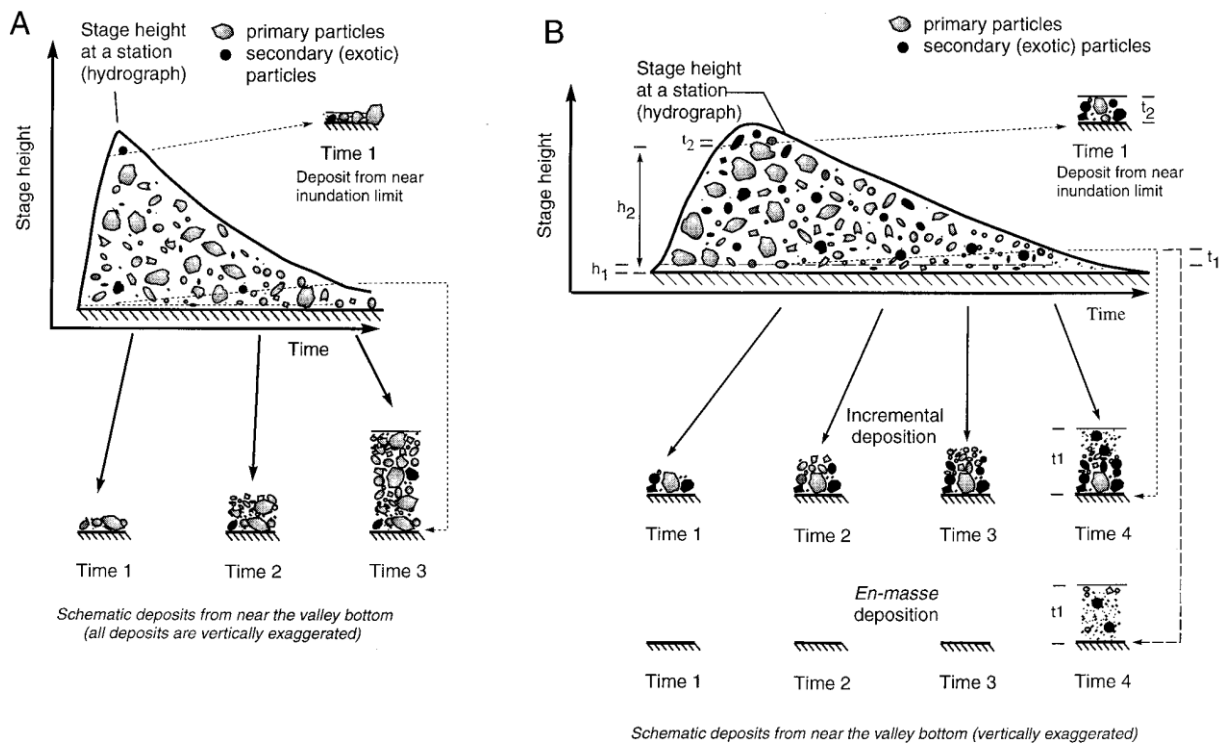


Figura 56. Esquema del comportamiento y cambios del lahara corriente abajo, el cual inicia como un flujo de detritos saturado en agua (tomado de Vallance, 2000). Considera la incorporación de partículas del fondo del valle. El diagrama B muestra como un un flujo puede acreacionar incrementalmente formando un deposito con gradación normal. En ambos caso se muestra, además los depósitos de inundación dejados por la parte superior del flujo.

6.2.2 Depósitos estero Renegado

Los depósitos estudiados corresponden a distintos eventos, sin poder asignar una erupción en particular a cada uno. Se analiza la dinámica de estos depósitos por separado. Los depósitos que se pueden correlacionar son: los depósitos de la facies canal y lateral del estero Las Cabras (Figura 23, Figura 28 y Figura 38), los depósitos grises de la facies inundación (Figura 29 y Figura 38).

Origen, transporte y depositación

La dinámica de los flujos laháricos que dieron origen a los depósitos señalados fueron muy distintas dado las características sedimentológicas de estos. Los depósitos que están en torno al estero Las cabras fueron generados por un flujo de detritos no cohesivo, con una depositación acrecional, donde se distinguen bloques mayores en la base y en el techo del depósito. Estos presentan clastos polimícticos redondeados y angulosos que corresponden a depósitos coluviales, morrénicos y del basamento del valle. Debido al gran espesor y características físicas del depósito este pudo haberse generado producto de la fusión de hielo y nieve, que al descender por la ladera del volcán incorporó los sedimentos sueltos transformándose en un flujo de detritos.

Por otra parte los depósitos grises superiores (Figura 29) del estero Shangri-La y Renegado, en la zona proximal e intermedia, presentan características de haber sido generados por una serie de oleadas de flujos hiperconcentrados y flujos de corriente (Figura 57, C y D). Esto por la cantidad de estructuras tanto de laminación horizontal, cruzada de bajo ángulo, lentes de gravas, intercalación entre niveles de arena - grava y la identificación de tres niveles de paleosuelo. Los depósitos son de un carácter monomíctico, en los que sus componentes principales son: escorias redondeadas, cristales de plagioclasa, fragmentos líticos angulosos grises de andesita maciza y vesicular. Dadas estas características se pueden interpretar como lahares originados por la removilización de depósitos piroclásticos previos, en el que el derretimiento del hielo y la nieve, asociado tal vez a un ciclo eruptivo, generó flujos con altas concentraciones de agua, que se transportaron en varias oleadas, entre las cuales paso el tiempo suficiente para generar algunos niveles de paleosuelo con vegetación. Estos flujos son no-cohesivos con cerca de un 0% de fracción de arcilla en la matriz, por lo que se diluyen muy fácilmente con el agua. Al confluir con el estero Las Cabras el flujo aumenta su energía e incorpora clastos de tamaño bloques en una fase diluida, que se registra en las estructuras de flujo en la matriz.

Los depósitos de la zona distal, en el estero Renegado, corresponden a flujos de detritos con gran concentración de bloques y bolones, como también de agua. Esto, por el aporte desde los esteros Shangri-La y Las Cabras. Durante su transporte por el estero, este flujo se encuentra canalizado, y con mayor pendiente que en la zona intermedia, por lo que los flujos avanzan erosionando la base del canal y los levees de depósitos antiguos, incorporando material, volviéndose más denso. Los depósitos no presentan estructuras, por

lo que no son muy turbulentos, ni en la zona canalizada, ni en la zona de desbordes, donde los depósitos corresponden a terrazas a lo largo del estero. Los depósitos laterales, formadores de las terrazas, fueron generados por una depositación mezcla de maciza y acrecional, por una baja concentración de agua, por lo que corresponden a flujos de detritos en una facies inundación (Figura 57, A). Estos depósitos de inundación, corresponderían a la parte superior del flujo como se muestra en el esquema de la Figura 56 "A".

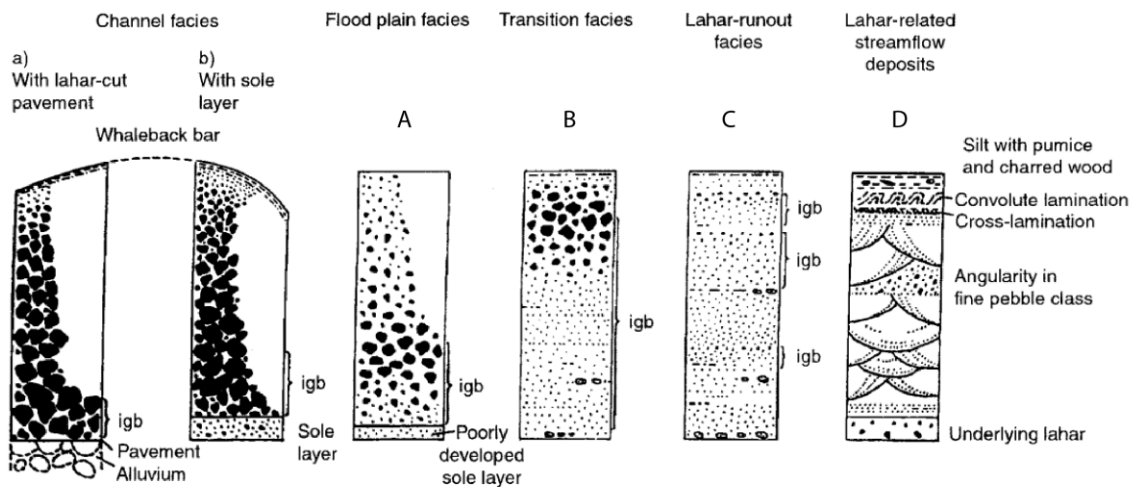


Figura 57, Esquema de las facies de lahares no-cohesivos, a medida que se diluyen desde un flujo de detritos a uno hiperconcentrado. A facies de desborde de un flujo de detritos. B corresponde a la facies transicional entre flujo de detritos y flujo hiperconcentrado. C corresponde a la facies de flujo hiperconcentrado. D correspondo a la parte más diluida de un flujo hiperconcentrado con características de un flujo de corriente de agua rica en sedimentos (Scott 1988).

6.3 Influencia de los MED en la modelación de zonas de inundación de lahares usando el software LAHARZ y MSF

El modelamiento con LAHARZ es muy sensible al MED utilizado. Como se vio en los resultados, existen variaciones en la distribución lateral y distancia alcanzada por estos eventos, esta última puede variar hasta en 5 km de distancia.

La forma de la zona de inundación también varía dependiendo del MED utilizado, por ejemplo; en el valle Las Trancas, en la confluencia del estero Renegado con el río Diguillín o el sector proximal del río Chillán. Estas diferencias no están ligadas al tamaño de la grilla de cada MED, ya que por estudios anteriores se ha visto que cambiar la resolución de un MED genérico, no cambia sustancialmente la forma del lahar, sino que varía levemente su confinamiento y su largo final, pudiendo estos aumentar o disminuir (Stevens et al., 2002; Hardy et al., 1999; Huggel, 2008). Estas diferencias están principalmente controladas por la red de drenaje generada en cada MED (Figura 45 a la Figura 47), que controlan el recorrido del lahar. Los MED que mejor simulan la red de drenaje son el Topográfico y el SRTM, por lo que las modelaciones con estos son una buena primera aproximación a un mapa de peligro.

Las diferencias en los perfiles transversales de los ríos estudiados en los MED, determinan la amplitud de la inundación lateral y por lo tanto la distancia total que abarca río abajo. Las distintas resoluciones de los MED no afectan en gran medida el resultado de la distribución lateral, ya que al ser un valle muy estrecho y profundo, con barreras laterales naturales, no da opción de distintas forma de inundación que la modelada, a pesar de que en los tres MED no se logro reconocer la red de drenaje de manera correcta. Las pequeñas diferencias en la amplitud lateral de inundación se manifiestan en la mayor distancia que alcanza el lahar en el MED ASTER.

En el modelo MSF, el MED SRTM y el MED ASTER aparentemente generan falsos altos topográficos en el sector del valle Las Trancas, impidiendo una buena distribución del flujo, generando pequeños vacíos en el área de inundación. Esta zona es bastante plana (Figura 21), y las pequeñas irregularidades que posee corresponden a afloramientos de coladas holocenas de pocos metros de potencia. Estas diferencias de altura pueden deberse a los errores conocidos producto de la densa vegetación de algunos sectores. Este constituye un problema para reconocer los drenajes (como en el caso de LAHARZ) y barreras naturales, como afloramientos de coladas (por sobre la vegetación), las cuales pueden desviar el avance del flujo. Por otro lado, el MED topográfico posee mejor resolución

en este valle y marcó una mayor área de inundación, la cual se correlaciona mejor con los depósitos mapeados. La peor correlación se obtiene con el MED ASTER.

6.4 Limitaciones de los modelos y su aplicación para la generación de un mapa de peligro

Ambos modelos poseen diferentes limitaciones que son fundamentales para considerar la generación de un mapa de peligro.

El modelo LAHARZ simula áreas de inundación de acuerdo a un volumen dado, que permite determinar la extensión de los flujos. Sin embargo estos no tienen la posibilidad de expandirse a más de un cauce y dependen del trazado de la red de drenaje generada en el MED. Estas limitaciones no son un mayor problema para la zona de estudio, ya que los drenajes no se bifurcan corriente abajo, manteniéndose encajonados durante toda su extensión, salvo en el sector de Valle Las Trancas donde solo en el MED se marcaron zonas de inundaciones consistentes con el terreno.

El modelo MSF tiene la ventaja de simular la capacidad que tiene un flujo lahárico de bifurcarse en varias direcciones, lo que permite simular de mejor manera el área de inundación, como en el valle Las Trancas el cual es bastante plano y es cruzado longitudinalmente por tres esteros. Además simula de mejor manera el flujo en las zonas distales, donde este se encuentra canalizado, a diferencia del modelo LAHARZ que marca grandes área de inundación en torno a los ríos. Pero como principal desventaja, no es capaz de dar una estimación del volumen del flujo, solo simula hasta un valor de la pendiente (H/L) definida por el usuario.

Otra limitación del modelo LAHARZ, es que este simula el flujo lahárico como una sola oleada y no en varias como ha ocurrido en la realidad (Pierson, T.C., 1996; Umbal V., 1996), en donde cada oleada modifica la topografía debido a la depositación, alterando el curso de los drenajes. Simulaciones de este tipo han sido realizadas por Castruccio (2008) a través de una modificación del programa LAHARZ. En la zona de estudio esto no es un gran inconveniente debido al profundo encajonamiento que presentan los valles del Estero Renegado y Río Chillán, en los cuales no hay cursos secundarios que sigan direcciones distintas a los cursos principales. La limitación que sí influye en los casos de los lahares estudiados, es que el modelo LAHARZ considera un volumen constante, sin incluir parámetros

para los cambios en el comportamiento y la dinámica del flujo. Se omiten procesos como el 'bulking' (incorporación de agua y sedimentos al flujo) y 'debulking' (perdida de agua y depositación de material desde el lahar), fenómenos frecuentes de estos flujos (Vallance, 2000).

En resumen, dada la simple geografía del valle del estero Renegado y Río Chillán, es posible desarrollar un mapa de peligro para flujos laháricos, con la utilización combinada de los software LAHARZ y MSF. Como se vio en la sección anterior, para mejores resultados, se debe utilizar un MED SRTM o un MED Topográfico de alto detalle (curvas de nivel cada 5 m como las utilizadas en la zona proximal).

6.5 Volúmenes simulados

Los valores máximos simulados en el programa LAHARZ, marcan zonas de inundación demasiado amplias en las zonas distales de los ríos para ser usadas como un caso real, ya que estos se encuentran canalizados y deberían ser mucho más diluidos. Las zonas proximales presentan una mejor correlación con los depósitos estudiados. En contraste, las simulaciones de flujos 5 o 20 millones de m³, tienen alcances congruentes con depósitos, pero zonas de inundación más estrechas. Por lo tanto la simulación de pequeños flujos es útil para ver el alcance de estos, pero para estimar las zonas de inundación lateral es mejor hacerlo con flujos de mayor volumen.

La simulación en LAHARZ del flujo con un volumen equivalente al estimado en el lahar de 1861 (15.3×10^6 m³ en el río Chillán), presenta un alcance coherente con los depósitos mapeados, considerando que en la estimación del volumen no se considera el material erosionado, ni el que continuó río abajo. El ancho de la zona de inundación en la zona proximal es un poco más estrecho que el área de depósitos mapeados, pero en las zonas distales es similar, por lo que la simulación se ajusta en gran medida a como fue el lahar.

6.6 Peligro volcánico

Los lahares han sido un proceso recurrente en la zona, registrándose varios eventos de poca magnitud en los últimos 200 años (Gonzalez-Ferran, 1995), como también se han reconocido depósitos de grandes lahares y flujos piroclásticos mucho más antiguos. El CVNCh es bastante activo con decenas de erupciones (con distintos centros), en los últimos 150 años, que abarcan erupciones estrombolianas, formación de conos de escoria y flujos de lava que han descendido más de 1000 m por la ladera del volcán, este último corresponde a la erupción de Santa Gertrudis, cuya actividad duro de 1861 a 1865.

Dada la cubierta nival del CVNCh en invierno y los glaciares presente es sus cumbres, la generación de lahares es un peligro que está en constante evolución debido a que el volumen máximo de futuros flujos laháricos se verá disminuido con los años, dado el rápido retroceso de los glaciares del CVNCh, el cual ha reducido su superficie en un 48% en el periodo 1989-2003(Zenteno, Ribera, & García, 2004). Además, estos autores señalan la existencia de una fragmentación del los glaciares tanto al sur y al norte del complejo volcánico. Este retroceso glaciar condiciona la generación de lahares no solo al derretimiento instantáneo de hielo y nieve producto de una erupción volcánica, sino que también al colapso de diques de lagos glaciares que se pueden formar durante su retroceso o posterior a este o a la desestabilización de las laderas superiores debido al retroceso glaciar y derretimiento del permafrost, lo cual podría favorecer el inicio de un lahar o un deslizamiento (Reynolds Geo-Sciences Ltd, 2003). Las precipitaciones pluviales como factor gatillante de un lahar es poco probable, debido a que estas son nivales en las laderas del complejo volcánico durante el invierno.

7 CONCLUSIONES

Los depósitos estudiados en el valle del río Chillán, corresponden posiblemente al flujo lahárico generado durante la erupción del volcán Santa Gertrudis en 1861, que se inició como un flujo diluido debido al derretimiento de nieve, el cual rápidamente incorporo sedimentos, provenientes de depósitos morrénicos y coluviales de la ladera del volcán, como también del fondo del valle, volviéndose un flujo de detritos laminar que alcanzo más de 22 km de distancia desde su generación, presentando zonas locales de disolución a flujo transicional en la confluencia con el estero Las Mulas. La dinámica de los lahares cuaternarios en este río, varían desde grandes flujos de detritos laminares a series de oleadas de flujos hiperconcentrados que superaron con creces los 25 km de distancia, favorecido por el aporte de agua del glaciar ubicado en la cabecera del valle.

Los lahares más recientes generados en el sector del estero Renegado presentan distintos comportamientos. Lahares del tipo de flujo hiperconcentrado no cohesivos que descienden por el estero Shangri-La, los cuales se inician probablemente como flujos de corriente de agua por el derretimiento rápido de nieve que incorpora sedimentos de depósitos piroclásticos, estos se depositaron en una serie de oleadas que inundaron el valle Las Trancas. Los otros tipos de lahares producidos corresponden a flujos de detritos laminares, generados por la fusión rápida de nieve-hielo, que incorpora sedimentos de la ladera del volcán como del fondo del valle, descendiendo por el estero Las Cabras y Renegado. Estos poseen una fracción de limo entre 1-2% ayudando a que se depositen de forma instantánea. Ambos tipos de lahares al confluir con el estero Renegado, aumentan su carga sedimentaria y volumen, convirtiéndose en flujos de detritos, laminares o turbulentos, que avanzan de forma canalizada en el estrecho valle del estero Renegado depositando principalmente en sus desbordes, hasta caer al río Diguillín a 35 km de distancia de la cima.

Los modelos numéricos realizados por los programas LAHARZ y MSF, resultan ser buenos métodos para determinar áreas de inundación, de forma rápida y sencilla, ante la inexistencia de un mapa de peligro volcánico en la zona.

Las variables principales para el programa LAHARZ es el volumen del flujo para determinar su extensión y un MED que refleje de forma consistente los principales rasgos geomorfológicos, como lo es la red de drenaje. Para esto último la opción más eficiente son los MED SRTM. En cambio el programa MSF, muestra de forma consistente con lo visto en

terreno las áreas susceptibles a ser inundadas ante un flujo lahárico. Este programa posee la desventaja de no poder estimar su extensión dado un volumen particular.

Para utilizar estos modelos en la delimitación de zonas de inundación de un flujo lahárico para un mapa de peligro volcánico, se deben considerar las discrepancias en el gran tamaño de las áreas de inundación en zonas distales de los ríos al llegar a la depresión central, por lo que es recomendable estudiar los depósitos cercanos al valle central en búsqueda de posibles depósitos de origen lahárico. En cambio en las zonas proximales ambos modelos inundan zonas pobladas tanto en el sector del río Chillán y estero Renegado, donde un flujo de tamaño moderado ($5 \times 10^6 \text{ m}^3$), presenta un alto riesgo ya que es suficiente para inundar el valle Las Trancas, el cual posee una importante población flotante en la temporada de invierno y verano.

La constante actividad del CVNCh, sus glaciares y su importante acumulación de nieve estacional, dan las condiciones para la generación de grandes lahares cercanos a zonas pobladas, por lo que debe mantenerse un constante monitoreo de su actividad como también de la evolución de su glaciar, debido a que su rápido retroceso es un factor gatillante para flujos lahárlicos no asociados a una erupción volcánica.

8 REFERENCIAS

- B Déreulle, J Déreulle. (1974). Los volcanes Cuaternarios de los Nevados de Chillán y reseña sobre el volcanismo Cuaternario de los Andes Chilenos. *Estud Geol* 30 , 91-108.
- Castruccio, A. (2008). Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. *Tesis de Magister, Universidad de Chile. Santiago de Chile* , p. 177.
- Castruccio, A. (2005). Lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°). *Memoria de Título. Universidad de Chile* , 112p.
- Cuadra, P. L. (1868). *Apuntes sobre la geografía física y política de Chile*. Santiago de Chile: Imp. Nac.
- Dixon, J.H., Murphy, M.D., Sparks, S.J., Chávez, R., Naranjo, J.A., Dunkley, P.N., Young, S.R., Gilbert, J.S., Pringle, M.R. (1999). The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 , 227-253.
- Falkner, H. (1774). A description of Patagonia and the adjoining parks of South-America. *C. Pugh London* , 1-144.
- Folk, R. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. . *Hemphill, Austin, TX* , 182 pp.
- Gomez de Vidaurre, F. (1789). Volcanes del Reino de Chile. En H. d. Chile, *Historia Geográfica Natural y Civil del Reino de Chile* (págs. 62-63). Santiago de Chile.
- Gonzalez, O., & Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación* 24 , 119.
- Gonzalez-Ferran, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Santiago de Chile: INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR.
- Hantke, G. (1961). *Der Vulkanismus*. XXXII, CHile, 16 Maipo, Nevados de Chillán y otros (inedito) Original depositado en el Centre de Volcanologie et Vulcanism, Cernay, Francia.
- Hoblitt. (1987). Volcanic Hazards with Regard to Siting Nuclear-Power plant in the Pacific Northwest. *USGS Open-File Report* , 87-297.
- Huggel C., Käb 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* , 647-662.
- Huggel, C., Schneider, D., Julio Miranda, P., Delgado Granados, H., Käb, A.,. (2008). 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* 170 , 86-98.
- Iverson, R.; Schilling, S.; Vallance, J. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *GSA Bulletins v. 110 n°8* , 972-984.
- Iverson, R.M.; R.P. Denlinger. (1989). Pore-water effects in mass-movement mechanics. *International Geological Congress, 28th, Washington. Abstracts* , 104-105.
- J.F. O'Callaghan, D.M. Mark. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vis. Graph. Image Proc* , 323-344.
- Lescinsky, D. T. (2000). Lava and ice interaction at stratovolcanoes: Use of characteristic feature to determine past glacial extents and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research* 105 (B10) , 23.711-23.726.

- Mee K., Gilbert J., McGarvie D., Naranjo J., Pringle M. (2009). Palaeoenvironment reconstruction, volcanic evolution and geochronology of the Cerro Blanco subcomplex, Nevados de Chillán volcanic complex, central Chile. *Bulletin of Volcanology* 71 , 933-952.
- Mee K., Tuffen H., Gilbert J.S. (2006). Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology* (68) , 363-376.
- Mee, K. (2004). The use of volcanic facies as tools for reconstructing former erupting environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. *Ph.D. Thesis (unpublished), Lancaster University, Lancaster United Kingdom* , 323.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y BioBío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 64* , 98, 1 mapa escala 1:250.000.
- Myers et al. (1997). What are Volcano Hazards? *USGS Fact Sheet* , 2-97.
- Naranjo J.A., Chávez R., Spark S.J., Dunkley P. (1994). Nuevos antecedentes sobre la evolución cuaternaria del Complejo Volcánico Nevados de Chillán. *Congreso Geológico Chile N°7, Acta I*, (págs. 342-345). Concepción.
- Naranjo J.A., Gilbert J., Sparks R.S. (2008). Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 114: 28 p.*, 1 mapa escala 1:50.000 .
- Naranjo J.A., Lara L.E. (2004). August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50' S), Southern Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (2) , 359-366.
- Petit-Breuille, M.-E. (1995). The volcanic history of Nevados de Chillán Volcano, Chile. *British Geological Survey Technical Report WC/95/86, Nottingham, UK* .
- Philippi, R. (1863). Exkursion nach den Badem von Chillán und dem neuen Vulkan von Chillán in Chile. *Petermanns Mitteilungen* 9 , 241-257.
- Pierson, T.C. y Scott, K. M. (1985). Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, v. 21 , 1511-1524.
- Pierson, T.C., Daag, A.S., Delos Reyes, P.J., Regalado, M.T.M., Solidum, R.U., and Tubianosa, B.S. (1996). Flow and deposition of posteruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July-October, 1991. En C. Newhall, & R. Punongbayan, *Fire and Mud* (págs. 921-950). Washington: University Washington Press.
- Radic J.P. (2010). Las cuencas mesozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sru, 36°-39°S). *Andes Geology* 37, 220-246.
- RGS [Reynolds Geo-Sciences Ltd]. 2003. Development of Glacial Hazard and Risk Minimization Protocols in Rural Environments: Guidelines for the Management of Glacial Hazards and Risks. *Project R7816*. Mold, United Kingdom: Reynolds Geo-Sciences Ltd.
- Schilling, S. (1998). Laharz: GIS programs for automated delineation of lahar hazard zones. *U.S. Geological Survey Open-file report* .
- Scott, K. M., Vallance, J. W. and Pringle, P. T. (1995). Sedimentology, behavior, and hazard of debris flows at Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey Professional paper 1547* , 1-56.
- Scott, k. (1988b). Origins, behavior, and sedimentology of catastrophic lahars at Mount St. Helens, Washington. En H. Clifton, *Sedimentologic consequences of convulsive geologic event* (págs. p 23-36). Geological Society of America Special Paper 229.
- Stevens N. F. , Manville V. , Heron D. W. (2002). The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 119 , 89-105.

Suarez, M., & Emparán, C. (1997). Hoja Caracautín, Regiones de la Araucanía y del BioBío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 71*, 105, 1 mapa escala 1:250.000.

T.C. Pierson and J.E. Costa. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 7, p. 1-12.

Umbal, J.V., and Rodolfo, K.S. (1996). The 1991 lahars of southwestern Mount Pinatubo and evolution of the lahar-dammed Mapanuepe Lake. En C. Newhall, & R. Punongbayan, *Fire and Mud* (págs. 951-970). Washington: University Washington Press.

Vallance, J. (2000). Lahars. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, & J. Stix, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 602-615). San Diego: Academic Press.

Wood, J. (1996). The Geomorphological Characterization of Digital Elevation Models. *Ph.D. Dissertation, Department of Geography, University of Leicester, Leicester. UK.*

Zenteno, P., Ribera, A., & García, R. (2004). Glacier inventory of the Itata basin derived from satellite imagery: Historical trends and recent variations at Nevados de Chillán volcano (36°56'S-71°20'W). *VIII Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, Santiago, Chile, Octubre*.