

**DINÁMICA Y MODELAMIENTO NUMÉRICO DE LAS CRECIDAS DE DETRITOS  
OCURRIDAS EN FEBRERO DE 2017 EN SECTOR EL VOLCÁN-BAÑOS MORALES, SAN  
JOSÉ DE MAIPO, CHILE**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al  
Título de Geólogo

LUIS ALBERTO GUERRERO AGUILAR

PROFESOR GUÍA:

JORGE EDUARDO CLAVERO RIBES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

BÁRBARA DROGUETT VILLARROEL

PAULA LARRONDO DURÁN

XIMENA PRIETO VÉLIZ

SANTIAGO DE CHILE

JULIO 2019

## RESUMEN

El valle del río Volcán, ubicado en la comuna de San José de Maipo, se caracteriza por paisajes montañosos con escarpadas laderas y profundas quebradas. En conjunto con lo anterior, la recurrencia de eventos climáticos anómalos en la zona ha hecho frecuente la ocurrencia de eventos de remoción en masa. Un evento climático con fuertes precipitaciones ocurrió los días 25 y 26 de febrero y generó diversos flujos de remociones en masa. Dos de los depósitos generados por crecidas de detritos durante este evento son el objeto de este estudio.

Los depósitos se caracterizan por presentar morfologías suaves, levés de poca extensión (<10 m) y bajo espesor (<2 m). Son, en su mayoría, matriz soportados y contienen estructuras sedimentarias variables tanto longitudinal como transversalmente. Mediante el análisis granulométrico se determinó que la turbulencia del flujo aumentó hacia las zonas distales del depósito.

Con la comparación entre la razón Melton de las cuencas o área de captación y los depósitos de crecidas de detritos recientes (tiempos históricos), se determinó que efectivamente existe una relación entre este parámetro morfométrico y la generación de crecidas de detritos dentro de la zona de estudio.

Se realizó un análisis de susceptibilidad de crecidas de detritos sobre la base de los factores condicionantes, con lo cual se determinó que aproximadamente un 10% del área de estudio se clasifica como una zona de alta susceptibilidad, 46% como una zona de susceptibilidad media y un 43% como una zona de susceptibilidad baja.

Se realizó un modelamiento de crecidas de detritos con los programas LAHARZ y RAMMS con el objeto de evaluar los efectos de eventuales futuros eventos de crecidas de detritos en la zona. Con el primero se determinaron zonas de inundación que subestimaron las áreas de afección del evento estudiado. Por otro lado, con RAMMS se obtuvieron resultados relativamente coherentes con lo observado en terreno en relación a la extensión y altura de los depósitos.

Finalmente, con el resultado de un inventario de depósitos de crecidas de detritos realizado en el área, el análisis de susceptibilidad y el modelamiento de un evento de gran volumen mediante RAMMS, se realizó una estimación heurística del peligro ante crecidas de detritos en la zona de estudio.

# ÍNDICE

<b>1</b>	<b>Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1	Antecedentes .....	1
1.2	Evento estudiado.....	2
1.3	Justificación del estudio.....	3
1.4	Problemática del estudio .....	3
1.5	Ubicación y vías de acceso .....	4
1.6	Hipótesis.....	5
1.7	Objetivos .....	5
1.7.1	General.....	5
1.7.2	Específicos .....	5
<b>2</b>	<b>Metodología .....</b>	<b>6</b>
2.1	Análisis de estudios y tareas previas a terreno .....	6
2.2	Trabajo en Terreno .....	6
2.3	Análisis Granulométrico .....	7
2.4	Inventario de depósitos.....	7
2.5	Análisis de susceptibilidad.....	8
2.6	Modelamiento de crecidas de detritos.....	9
2.7	Estimación del peligro .....	9
<b>3</b>	<b>Marco geológico.....</b>	<b>10</b>
3.1	Trabajos anteriores .....	10
3.2	Geología .....	11
3.2.1	Rocas Estratificadas.....	12
3.2.2	Rocas Intrusivas.....	14

3.2.3	Depósitos sedimentarios .....	14
3.2.4	Estructuras.....	16
3.2.5	Zonas de alteración.....	16
<b>3.3</b>	<b>Marco geomorfológico.....</b>	<b>16</b>
<b>3.4</b>	<b>Contexto climático .....</b>	<b>18</b>
<b>4</b>	<b>Marco Teórico .....</b>	<b>20</b>
<b>4.1</b>	<b>Crecidas de detritos .....</b>	<b>20</b>
<b>4.2</b>	<b>Factores condicionantes.....</b>	<b>22</b>
4.2.1	Geología .....	23
4.2.2	Geomorfología.....	25
4.2.3	Hidrología .....	26
4.2.4	Vegetación.....	26
<b>4.3</b>	<b>Factores gatillantes .....</b>	<b>27</b>
4.3.1	Precipitaciones.....	27
<b>4.4</b>	<b>Terminología.....</b>	<b>29</b>
<b>4.5</b>	<b>Modelamiento de crecidas de detritos.....</b>	<b>29</b>
4.5.1	LAHARZ .....	29
4.5.2	RAMMS.....	31
<b>5</b>	<b>Resultados.....</b>	<b>34</b>
<b>5.1</b>	<b>Descripción de los depósitos .....</b>	<b>34</b>
5.1.1	Depósito MCL-E .....	34
5.1.2	Depósito MCL-W.....	46
5.1.3	Inventario de depósitos .....	57
5.1.4	Cuencas o áreas fuente.....	58
<b>5.2</b>	<b>Análisis de susceptibilidad.....</b>	<b>61</b>

5.2.1	Criterios seleccionados .....	61
5.2.2	Capas generadas .....	69
5.2.3	Análisis de susceptibilidad .....	73
<b>5.3</b>	<b>Modelamiento de crecidas de detritos.....</b>	<b>76</b>
5.3.1	RAMMS .....	76
5.3.2	LAHARZ .....	80
<b>6</b>	<b>Discusiones.....</b>	<b>82</b>
6.1	Dinámica de las crecidas de detritos .....	82
6.2	Factores condicionantes.....	85
6.3	Análisis de susceptibilidad.....	88
6.4	Modelamiento de crecidas de detritos.....	89
6.5	Estimación del peligro .....	91
<b>7</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>95</b>
<b>8</b>	<b>Referencias .....</b>	<b>97</b>
<b>9</b>	<b>Anexo .....</b>	<b>105</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Vías de acceso a Baños Morales y zoom donde se observan los dos puntos de estudio (extraído de: <a href="http://rutasde.trekking.cl">rutasde.trekking.cl</a> ).....	4
Figura 2. Unidades Geológicas del área de estudio. Modificado de Fock (2005).....	12
Figura 3. Transición de un flujo de detritos a una crecida de detritos (extraído de: Weiczorek et al., 1983).....	21
Figura 4. Diagrama comparativo de inundaciones (IND), crecidas de detritos (CDD), flujos hiperconcentrados (FHC), flujos de barro (FDB), flujos de detritos (FDD) y avalanchas (ADD). (Modificado de Jakob et al., 2016) .....	22
Figura 5. Área transversal (A) y planimétrica (B) de un flujo lahárico (Extraído de Schilling, 1998). .....	30
Figura 6. Modelo del cálculo de la presión de impacto (derecha) y velocidad (izquierda) (extraído de: <a href="http://ramms.slf.ch">ramms.slf.ch</a> ).....	31
Figura 7. Área cubierta por los depósitos de la crecida de detritos con sus respectivos puntos de control en el punto MCL-E y su perfil topográfico. ....	34
Figura 8. Mapa de pendientes del depósito MCL-E elaborado en ArcGIS.....	36
Figura 9. A: Contacto erosivo entre intercalación de capas matriz y clasto soportado con capa maciza en la zona proximal. B: Capa maciza en la zona proximal al este del depósito. C: Clastos imbricados en capa clasto soportada del sector oeste del depósito. D: Clastos imbricados en capa matriz soportada de la zona media del depósito. E: Capa maciza soportada en el sector medio al este del depósito. F: Clastos imbricados en la zona distal al oeste del depósito. ....	39
Figura 10. Isópacas utilizadas para estimar el volumen en el depósito MCL-E. ....	40
Figura 11. Facies definidas para el depósito MCL-E (FCD: canalizadas distales; FCP: canalizadas proximales; FDE: inundación este; FDO: inundación oeste) e histogramas del análisis granulométrico (F: finos) .....	41
Figura 12. Curvas granulométricas de las muestras obtenidas en el depósito MCL-E.....	45
Figura 13. Área cubierta por la crecida de detritos en el punto MCL-W.....	46
Figura 14. Levées en zona proximal (izquierda) y media (derecha). ....	47
Figura 15. Mapa de pendientes del depósito MCL-W.....	48

Figura 16. A: Contacto erosivo entre capa clasto y matriz soportado de la zona proximal del depósito. B: Laminación ondulosa en la zona media del depósito. C: Lente de granulometría relativamente gruesa en la zona media del depósito. D: Capa maciza en la zona media al este del depósito. E: Capa matriz soportada con laminación paralela bajo una capa matriz soportada con imbricación incipiente en la zona distal al oeste del depósito. F: Clastos imbricados en la zona distal al este del depósito.....	51
Figura 17. Isópacas utilizadas para estimar el volumen en el depósito MCL-W. ....	52
Figura 18. Facies definidas para el depósito MCL-E (FCD: canalizadas distales; FCO: canalizada oeste; FCP: canalizada proximal; FDE: inundación este) e histogramas del análisis granulométrico (F: finos). ....	53
Figura 19. Curvas granulométricas de las muestras obtenidas en el depósito MCL-W. ....	56
Figura 20. Puntos de reconocimiento de los depósitos del inventario. ....	57
Figura 21. Diagramas de caja de la pendiente, H/L y área de las cuencas.....	58
Figura 22. Cuencas o áreas de captación del valle del río Volcán.....	59
Figura 23. Características y parámetros morfométricos. ....	60
Figura 24. Gráfico del largo de las cuencas versus razón Melton. ....	60
Figura 25. Trayectoria del sol y ángulo de incidencia del sol (Extraído de: <a href="http://www.geometriasolar.com">www.geometriasolar.com</a> ). ....	66
Figura 26. Rango de valores NDVI (Modificado de: <a href="http://Sentra.com">Sentra.com</a> ) ....	68
Figura 27. Capas generadas para la litología (A), cercanía a fallas (B), afección por alteración hidrotermal (C) y antecedente de eventos (D).....	70
Figura 28. Capas generadas para la pendiente (A) y el aspecto de las laderas (B). ....	71
Figura 29. Capas generadas para la cercanía a redes de drenaje (A), NDVI (B) y morfometría de las cuencas (C).....	72
Figura 30. Histograma de los valores del análisis de susceptibilidad.....	74
Figura 31. Mapa de susceptibilidad de crecidas de detritos. ....	74
Figura 32. Curva de éxito para el análisis de susceptibilidad.....	75
Figura 33. Resultados del modelamiento en RAMMS con los parámetros iniciales. ....	78

Figura 34. Resultados de la simulación con los parámetros de $\mu$ ajustados.....	79
Figura 35. Simulación inicial con el ápice como punto de partida en MCL-E (A) y MCL-W (B). .....	81
Figura 36. Resultados de la simulación con el ajuste en el punto de partida en MCL-E (A) y MCL-W (B). .....	82
Figura 37. Esquema de la sección longitudinal del depósito MCL-E (A) y secciones transversales proximal (B) y media-distal (C). .....	83
Figura 38. Esquema de la sección longitudinal del depósito MCL-W (A) y secciones transversales proximal (B) y media-distal (C).....	84
Figura 39. Caudal del río Volcán (Estación Queltehues) y dirección de proveniencia del viento (Estación Guayacán) durante el evento meteorológico de febrero de 2017 en la Región Metropolitana (hora desde 16:00 – 25/02; hasta 23:00 – 26/02).....	86
Figura 40. NDVI 2-3 semanas antes del evento de crecidas de detritos de febrero del 2017. ....	87
Figura 41. Estimación del peligro para crecidas de detritos en el sector El Volcán-Baños Morales, San José de Maipo. ....	94
Figura 42. Definición de la dirección del flujo en RAMMS (Extraído de: WSL, 2017).....	105



## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Extracto con eventos de remociones en masa en la comuna de San José de Maipo desde 1980 (Gajardo, 2016). .....	1
Tabla 2. Detalle de la información contenida dentro del inventario de crecidas y flujos de detritos. ....	7
Tabla 3. Criterios considerados en análisis de susceptibilidad de trabajos similares (Blais-Stevens y Behnia, 2016; Náquira, 2009; Elmes, 2006; Universidad del Bío Bío, 2010). .....	8
Tabla 4. Temperaturas mínimas y máximas promedio del 2014, 2015 y 2016 en la estación meteorológica del Embalse del Yeso (DGA). .....	18
Tabla 5. Precipitaciones mensuales del 2014, 2015 y 2016 en la estación meteorológica del Embalse del Yeso (DGA). .....	19
Tabla 6. Tabla con las constantes usadas para distintos flujos (Griswold e Iverson, 2008). .....	30
Tabla 7. Parámetros de entrada y sus rangos (Extraído de: Bono, 2014). .....	33
Tabla 8. Tabla resumen de las características petrográficas del depósito MCL-E (TMC: tamaño máximo de los clastos; LP: laminación paralela; IC: imbricación de clastos). .....	38
Tabla 9. Tabla resumen de las características petrográficas del depósito MCL-E (TMC: tamaño máximo de los clastos; LP: laminación paralela; IC: imbricación de clastos; LO: laminación ondulosa). .....	50
Tabla 10. Relación de cuencas y depósitos de crecidas de detritos. ....	61
Tabla 11. Clasificación y valoración heurística de la litología. ....	62
Tabla 12. Clasificación y valoración de la presencia de fallas. ....	62
Tabla 13. Clasificación y valoración de zonas de alteración. ....	63
Tabla 14. Clasificación y valoración de antecedentes de crecidas de detritos. ....	63
Tabla 15. Clasificación y valoración de la pendiente según Blais-Stevens y Behnia (2016). .....	64
Tabla 16. Clasificación y valoración de las pendientes. ....	65
Tabla 17. Clasificación y valoración del aspecto de las laderas. ....	66
Tabla 18. Clasificación y valoración de la cercanía a redes de drenaje. ....	67

Tabla 19. Clasificación y valoración NDVI (Basado en: Merg et al., 2011) .....	68
Tabla 20. Valoración de las cuencas según su clasificación de la razón Melton (Wilford et al., 2004). .....	69
Tabla 21. Ponderación de los factores condicionantes. ....	73
Tabla 22. Proporción agua y sedimento en las crecidas de detritos. ....	76
Tabla 23. Fórmula y parámetros para calcular el caudal. ....	76
Tabla 24. Estimación de la densidad de las crecidas de detritos. ....	77
Tabla 25. Parámetros de entrada iniciales para el modelamiento con RAMMS.....	78
Tabla 26. Ajuste del parámetro Mu. ....	79
Tabla 27. Base de datos de LAHARZ de los eventos no laháricos (Iverson et al., 1997). ....	80
Tabla 28. Ecuaciones obtenidas con la regresión lineal y cálculo de los parámetros C y c.....	80
Tabla 29. Comparación RAMMS y LAHARZ. ....	91
Tabla 30. Parámetros para el cálculo del volumen de la escorrentía superficial.....	93
Tabla 31. Parámetros utilizados para el modelamiento del peor escenario en RAMMS.....	93
Tabla 32. Datos de los depósitos incluidos en el inventario. ....	106
Tabla 33. Datos usados para estimar el volumen en las cuencas del área de estudio. ....	107

## 1 Introducción

### 1.1 Antecedentes

Los fenómenos de remoción en masa tipo flujo son uno de los peligros de origen geológico más relevantes en la zona montañosa sobre la cual se encuentra emplazada la Región Metropolitana (Lara y Sepúlveda, 2008). En San José de Maipo, estos eventos ocurren con frecuencia, lo cual queda en evidencia en el catastro de eventos de origen geológico realizado por el Sernageomin en el 2016 que se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1. Extracto con eventos de remociones en masa en la comuna de San José de Maipo desde 1980 (Gajardo, 2016).

Fecha	Ubicación	Tipo de Evento
Marzo – 1980	Río Maipo, Yeso y Colorado	Flujo de detritos
Julio – 1981	Estación Queltehues	Flujo de detritos
Junio – 1982	Romeral y San José de Maipo	Rodados de nieve y tierra
Junio – 1986	Río Maipo	Desborde
Noviembre – 1987	Río Colorado	Flujo de detritos y deslizamiento
Septiembre – 1991	Quebrada Las Amarillas	Aluvión
Abril – 1997	Quebrada Las Amarillas	Flujo de detritos y barro
Octubre – 1997	Cerro Divisadero	Deslizamiento
Junio – 2012	El Ingenio y Camino El Carmen	Deslizamiento de roca y suelo, caída de rocas
Enero y Febrero – 2013	Río Maipo	Flujo de detritos
Julio – 2015	Los Maitenes	Caída de rocas

Las causas de las remociones en masa en el sector son variadas, pero principalmente han ocurrido o han sido gatilladas por eventos climáticos, específicamente, por temporales de distinta magnitud e intensidad que han afectado la estabilidad de laderas y suelo. Otras remociones en masa han sido gatilladas por sismos o intervención antrópica. Las consecuencias de estos eventos han provocado pérdidas o daños importantes a personas y empresas o compañías que funcionan dentro de la comuna.

Desde el más antiguo al más reciente, hay remociones en masa con consecuencias remarcables como el flujo de detritos ocurrido en julio de 1981 en la Planta Queltehues, propiedad

de la empresa Chilectra, que provocó la muerte de 2 personas y daños a la estructura de captación. En 1987, otro flujo de detritos en el río Colorado destruyó 4 campamentos de la Central Hidroeléctrica Alfalfal, lo que provocó la muerte de 29 personas y daños económicos que bordearon los US\$ 12.000.000 (Gajardo, 2016). En 1997, durante el “Fenómeno del niño” catalogado como el evento climático del siglo (Changnon, 2000), un flujo de detritos y barro afectó gravemente el sistema de tratamiento de aguas de la empresa Aguas Andinas, dejando sin agua a gran parte de la Región Metropolitana. En febrero de 2013, un evento similar volvió a provocar un déficit de agua en la Región Metropolitana. En 2016, un flujo de detritos provocó la muerte de una persona en el sector El Melocotón (Gajardo, 2016).

## 1.2 Evento estudiado

Los días 25 y 26 de febrero del año 2017, se generó lo que se denomina una tormenta de verano en la zona cordillerana de la Región Metropolitana, debido a una serie de factores que se conjugaron entre sí para generar este fenómeno meteorológico. Primero, un par de días antes de las precipitaciones, un flujo de humedad desde la zona central de Argentina vio favorecido su ingreso a la cordillera por la presencia de un área de alta presión en el continente y por la aproximación de un núcleo de baja presión a la zona centro-norte del país, lo cual también generó inestabilidad en la troposfera (Garreaud, 2017). Lo anterior, sumado al hecho de que en la temporada de verano la isoterma  $0^{\circ}$  se encontraba cercana a los 4.500 m.s.n.m<sup>1</sup>, desencadenó esta tormenta sobre la cordillera. Este evento meteorológico gatilló varias remociones en masa tipo flujo, entre ellas, las crecidas de detritos estudiadas en el presente trabajo, las cuales ocurrieron en dos puntos de la ladera sur del valle del río Volcán entre las localidades de “El Volcán” y “Baños Morales” (Figura 1).

Los flujos y crecidas de detritos gatillados por las precipitaciones mencionadas en el párrafo anterior ocasionaron pérdidas humanas y económicas dentro de la comuna de San José de Maipo. Fallecieron 5 personas debido a los eventos y alrededor de 1.000 quedaron damnificados por los daños en sus hogares. El alto flujo de visitantes en la zona y los daños estructurales de puentes y

---

<sup>1</sup> Isoterma  $0^{\circ}$  corresponde a una isolínea de altura que define el límite de precipitación sólida-líquida

caminos dejó a una gran cantidad de turistas aislados por un día. No sólo hubo consecuencias para San José de Maipo, ya que, gran parte de la Región Metropolitana estuvo sin suministro de agua potable durante 48 horas.

### 1.3 Justificación del estudio

Las remociones en masa corresponden a uno de los fenómenos de origen geológico más comunes y peligrosos en las zonas montañosas, debido en gran parte a que los factores que gatillan este tipo de eventos son variados e igual de comunes (precipitaciones, sismos, actividad antrópica, entre otros). La intensidad y magnitud de las remociones en masa son muy variadas, pero siempre representan un riesgo inminente para la población de las localidades cercanas y su infraestructura.

En la zona de estudio los eventos de este tipo normalmente son gatillados por precipitaciones líquidas, las cuales según relatos de los mismos habitantes del lugar no ocurrían con la frecuencia que ocurren actualmente. Lo anterior se relaciona directamente con el aumento en la frecuencia e intensidad de los eventos de tipo flujo que ocurren en el lugar, y al mismo tiempo se relaciona con el hecho de que Chile se encuentre dentro de los 20 países con mayor afección a eventos climáticos extremos asociados al cambio climático (Eckstein et al., 2018). Debido a lo anterior, se hace necesario poder entender con mayor profundidad todos los aspectos que condicionan la ocurrencia de este tipo de eventos, en especial, de las crecidas de detritos, que son los fenómenos en los cuales se centra este estudio.

### 1.4 Problemática del estudio

Los factores gatillantes de las crecidas de detritos y las remociones en masa tipo flujo en general son bastante variados, al igual que los factores condicionantes que pueden aumentar las probabilidades de la generación de este tipo de eventos. Estas dos variables en conjunto, factores condicionantes y gatillantes, varían considerablemente entre un fenómeno y otro, y además, también varían dependiendo del lugar o ambiente en el que ocurren. Por lo tanto, entender cómo actúan o se comportan estos dos factores en un lugar específico con respecto a un fenómeno en particular es crítico al momento de determinar cuáles son las variables que influyen más o menos en la generación, en este caso, de una crecida de detritos.

## 1.5 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica al este de la Región Metropolitana, en la zona cordillerana correspondiente a la comuna de San José de Maipo o también conocida como “Cajón del Maipo”. Esta comuna limita al oeste con la mayoría de las comunas del sector oriente de Santiago: Pirque, Puente Alto, La Florida, Peñalolén, Las Condes y Lo Barnechea, mientras que al este limita con la provincia de Mendoza, Argentina. El presente trabajo se centra específicamente en el valle del río Volcán, entre el sector de El Volcán y la localidad turística de Baños Morales.

En la Figura 1 se muestran los caminos para acceder al área de estudio existen dos vías que llegan a la ruta “Camino Al Volcán”, que corresponde al camino por el cual se llega al sector de “Baños Morales”. La primera vía es desde la comuna de Puente Alto donde se accede desde el sector de “Las Vizcachas” a la ruta “Camino a San José de Maipo” que posteriormente cambia su nombre al de “Camino al Volcán”. La segunda vía es desde la comuna de Pirque donde desde el sector de “San Juan de Pirque” por la ruta “Ramón Subercaseaux” se accede a la ruta “Camino al Volcán” por el sector “El Toyo”. Una vez en la ruta “Camino al Volcán” se deben recorrer 60-70 km para llegar al sector indicado.



Figura 1. Vías de acceso a Baños Morales y zoom donde se observan los dos puntos de estudio (extraído de: [rutasde.trekking.cl](http://rutasde.trekking.cl)).

## 1.6 Hipótesis

El área de estudio posee varias características inherentes que pueden ser consideradas como factores condicionantes tales como la litología presente en laderas, la pendiente de estas, redes de drenaje, entre otros. Estos factores además de influir en mayor o menor grado a la generación de una crecida de detritos se comportan de manera distinta cuando existen una “interacción” frente a un evento meteorológico como lo son las precipitaciones, que se considera un factor gatillante. La presencia, influencia e interacción de los factores condicionantes frente a un factor gatillante sería finalmente lo que determinaría que ocurra o no este tipo de fenómenos.

## 1.7 Objetivos

### 1.7.1 General

- Determinar la dinámica de los eventos de crecidas de detritos ocurridos en el sector el Volcán-Baños Morales, San José de Maipo el 26 de febrero del 2017.

### 1.7.2 Específicos

- Determinar las distintas facies y características geomorfológicas de los depósitos generados por las crecidas de detritos ocurridas en el lugar de estudio.
- Caracterizar de manera general los factores condicionantes y gatillantes de las crecidas de detritos entre aquellos lugares donde ocurrieron los fenómenos y donde no.
- Identificar las diferencias, ventajas y desventajas de los programas RAMMS y LAHARZ para modelar las crecidas de detritos en el lugar de estudio.
- Integrar la información en una estimación del peligro de crecidas de detritos para obtener zonas de generación, transporte y depositación.

## 2 Metodología

### 2.1 Análisis de estudios y tareas previas a terreno

En el análisis de los estudios previos se realiza una recopilación de investigaciones de relacionadas al estudio de fenómenos de remoción en masa para elaborar un marco general de los factores condicionantes y gatillantes de remociones en masa en la zona de estudio: geología, geomorfología, meteorología, hidrología, entre otros.

Se recopilan antecedentes de eventos de similares características y condiciones dentro de la comuna de San José de Maipo. Se reúnen, de igual forma, datos del evento mismo, principalmente de testimonios y noticias en la prensa local y regional. Se obtienen datos de caudal horario del río Volcán y precipitaciones diarias, ambas en la estación Queltehues.

Dentro del trabajo preparatorio, se realizan alrededor de 20 planchetas (1:3.000) a través del software QGIS 3.0, del área de estudio para ser ocupadas en terreno. En el mismo software, se realizó una fotointerpretación de los depósitos producidos por las crecidas de detritos de febrero del 2017.

### 2.2 Trabajo en Terreno

Se realiza una descripción lo más completa posible de los depósitos. En esta descripción se analizaron los siguientes aspectos: espesor del depósito, fábrica, estructuras, litologías (estado), clastos (tamaño, redondeamiento, angularidad y porcentaje), matriz (tamaño y porcentaje) y porosidad (cualitativamente). En conjunto con la descripción de los depósitos, se realiza la obtención de muestras en diferentes puntos, de las cuales se recolectan alrededor de 3-4 kilogramos por cada una de estas y son contenidas en bolsas plásticas.

Se realiza una descripción geomorfológica, tanto de los depósitos como de las quebradas en general, donde se consideran los siguientes aspectos; pendiente (zona de erosión y de depositación), H/L (razón entre la diferencias máxima y mínima de altura, y el largo desde la zona de “desprendimiento” hasta la zona de depositación), orientación de las laderas, disponibilidad de material, área y forma de la subcuenca.



Junto con lo anterior también se realiza una descripción de la geología del lugar a grandes rasgos (litología, zonas de alteración hidrotermal y estructuras), descripción cualitativa y comparativa de la abundancia de vegetación en las laderas (norte y sur), descripción breve y simple de la hidrología (río Volcán y vertientes provenientes de altura) y finalmente una corrección del mapeo realizado en la fotointerpretación de las crecidas de detritos.

### 2.3 Análisis Granulométrico

Las muestras obtenidas durante la campaña de terreno son secadas durante 24 horas a 60°C y tamizadas con 10 mallas<sup>2</sup>. Luego de esto se realizan gráficos de probabilidad acumulada e histogramas de tamaño de grano en Excel, finalmente estos se analizan para observar las características y variaciones granulométricas en el depósito, lo cual podría indicar ciertos aspectos de la dinámica del flujo.

### 2.4 Inventario de depósitos

Debido al poco registro de los eventos ocurridos durante los últimos años en el área de estudio, es poco factible realizar un catastro de los eventos ocurrido en el último tiempo. Debido a esto se realizó un inventario de los depósitos anteriores al evento estudiado, pero recientes. Estos fueron identificados mediante imágenes satelitales y un reconocimiento general en terreno. Las características tomadas en cuenta para el inventario se detallan en la Tabla 2.

Tabla 2. Detalle de la información contenida dentro del inventario de crecidas y flujos de detritos.

Información	Detalle
ID	Identificador numérico del evento de flujo o crecida de detrito.
Localidad	Referencia espacial dentro del área de estudio.
Coordenadas	Este, norte y altura en el punto del ápice.
Tipo	Tipo de evento: Flujo o crecida de detritos.

<sup>2</sup> La apertura en milímetros utilizada para cada una de las 10 mallas fueron las siguientes: 31,5; 16; 8; 4; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125; 0,063.

Área	Extensión del depósito.
Pendiente	Pendiente promedio.
Distancia de la zona de propagación (o “runout”)	Extensión máxima del depósito desde el ápice.

## 2.5 Análisis de susceptibilidad

El análisis de susceptibilidad se realizará mediante un criterio cualitativo heurístico de manera similar al trabajo realizado por Blais-Stevens y Behnia (2016). En el trabajo citado, se realiza una suma ponderada de ciertos factores condicionantes considerados relevantes para la generación de flujos de detritos. Para el presente trabajo estos serán seleccionados en base al tipo de fenómeno estudiado, la influencia de los factores mencionados dentro de la zona de estudio y finalmente, se tomarán en cuenta los criterios y metodologías usadas en otros trabajos de análisis de susceptibilidad y de fenómenos de similares características (Tabla 3).

Tabla 3. Criterios considerados en análisis de susceptibilidad de trabajos similares (Blais-Stevens y Behnia, 2016; Náquira, 2009; Elmes, 2006; Universidad del Bío Bío, 2010).

VARIABLES	Blais-Stevens y Behnia (2016)	Náquira (2015)	Elmes (2006)	U. del Bio Bio (2010)
Proximidad drenaje	SI	NO	NO	NO
Densidad redes drenaje	NO	SI	NO	NO
Geología	SI	SI	NO	SI
Suelo	NO	NO	NO	SI
Características Geotécnicas	NO	NO	SI	NO
Humedad y saturación	NO	NO	SI	NO
Pendiente	SI	SI	SI	SI
Pendiente del canal	NO	NO	SI	NO
Curvatura ladera	SI	SI	SI	NO
Orientación ladera	SI	SI	SI	SI
Distancia a falla o lineamiento	NO	SI	NO	NO
Densidad fallas o lineamientos	NO	SI	NO	NO
Distancia a la cima	NO	SI	NO	NO
Nieve	NO	NO	SI	NO
Cobertura vegetal	NO	NO	SI	SI

Obstrucción	NO	NO	SI	NO
Desestabilización	NO	NO	SI	NO
Antecedente de eventos	NO	NO	SI	NO

Luego de realizar la suma ponderada de los factores condicionantes, se realiza una clasificación de los resultados mediante los quiebres naturales, lo cual definirá zonas de baja, media y alta susceptibilidad. Para comprobar la efectividad del análisis se realizará una curva de éxito que comparará la clasificación de susceptibilidad de las áreas afectadas por las crecidas de detritos (definidas con el inventario de crecidas de detritos) y la clasificación en general del área de estudio.

## 2.6 Modelamiento de crecidas de detritos

El modelamiento de los eventos de crecidas de detritos se lleva a cabo por medio de dos programas de simulación: RAMMS y LAHARZ. El primero corresponde a un software comercial (WSL, 2017) y el segundo es un programa de libre acceso (Iverson et al., 1998; Schilling 1998), cuya base teórica será explicada en capítulos posteriores. Ambos softwares tienen metodologías distintas para realizar simulaciones, pero tiene una mecánica similar ya que, en los dos programas se deben ingresar parámetros de entrada para simular el comportamiento del flujo, en este caso de las crecidas de detritos. De esta manera, estos parámetros se irán ajustando para hacer que la simulación se asemeje lo más posible a las crecidas de detritos. Además, con el software con el cual se obtengan los mejores resultados, se realizará una simulación con el peor escenario posible en base a los datos históricos de la zona.

## 2.7 Estimación del peligro

Para realizar la estimación del peligro se toman en cuenta los resultados del inventario de depósitos, el análisis de susceptibilidad y el modelamiento de crecidas de detritos. Con estos se realizará una superposición de los resultados para estimar zonas que presentan un mayor peligro en ser afectadas por un fenómeno de características similares al estudiado.

### 3 Marco geológico

#### 3.1 Trabajos anteriores

Dentro de la zona de estudio, análisis de susceptibilidad en conjunto con modelamiento de crecidas de detritos no han sido publicados a la fecha. De manera más general, dentro de la comuna se reconocen trabajos en los cuales se han realizado evaluaciones de peligro de otro tipo de remociones en masa, tales como deslizamientos, caídas de rocas, flujos de barro y flujos de detritos (Sepúlveda et al., 2012; Gobierno Regional Metropolitano de Santiago, 2013; Rebolledo et al., 2000; Ortiz y Fernández, 2010). Fuera de la comuna y también de la región se reconocen variados trabajos de análisis de susceptibilidad de remociones en masa (Náquira, 2009; Campos, 2014; Molina, 2016; entre otros).

Dentro de la comuna se reconoce el trabajo de Muñoz (2018), en el cual se realiza una metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos en el Estero San Alfonso mediante su simulación. En el trabajo de Celis et al. (2017) se realiza una simulación de flujos de detritos ocurridos el 3 mayo de 1993 en 3 quebradas de la Región Metropolitana con los softwares RAMMS y LAHARZ, con el objetivo de delimitar zonas con potencial peligro para el tipo de eventos mencionados. Bono (2014) realiza una simulación con los dos softwares mencionados previamente, pero para eventos laháricos en el volcán Villarrica, al igual que Castruccio y Clavero (2015). En este último trabajo se realizan simulaciones con los mismos tipos de eventos en los volcanes Calbuco y Villarrica con LAHARZ y MSF.

Cabe destacar que se han realizado trabajos en Canadá, como el de Wilford et al. (2004), en los cuales, no se hace un modelamiento, sino que, se realiza un reconocimiento de aquellas cuencas propensas a generar flujos de detritos, crecidas de detritos e inundaciones, mediante la descripción de la morfometría de las cuencas y ciertos parámetros que se pueden obtener de estas, como radio Melton, radio del relieve, largo de la cuenca, entre otros. Jakob et al. (2016) realiza un inventario y priorización de ciertos lugares que son susceptibles a ser afectados por distintos fenómenos, entre ellos las crecidas de detritos, lo cual lo hace aplicando el mismo principio de Wilford et al. (2004), pero además agrega una caracterización de los abanicos asociados a las cuencas o áreas fuente de los distintos eventos. La metodología usada en el trabajo citado en primera instancia puede ser de utilidad en el análisis de susceptibilidad a realizar en el presente

trabajo, ya que, se podría considerar algunos parámetros de la morfometría de las áreas fuente como un criterio o factor condicionante adicional, siempre y cuando, los resultados obtenidos sean coherentes con la teoría del trabajo de Wilford et al. (2004).

También, dentro del mismo país, pero en la provincia de Alberta, Jakob et al. (2017) realizó una evaluación del peligro de crecidas de detritos por medio de datos LiDAR<sup>3</sup>, en la cual mediante la comparación de modelos digitales previos y posteriores al evento en estudio, determinó los cambios volumétricos ocurridos en el terreno producto de las crecidas de detritos. Lo anterior fue complementado con análisis de frecuencia y magnitud, dataciones de carbono, dendrocronología<sup>4</sup> y observaciones de terreno. La implementación de este tipo de datos en el área de estudio podría ser gran utilidad para determinar la diferencia del volumen en los puntos de estudio antes y después del evento, pero debido a la ausencia de datos LiDAR de fuentes abiertas, no es posible implementar la misma metodología.

### 3.2 Geología

Los múltiples trabajos de investigación realizados en San José de Maipo han logrado describir las distintas formaciones geológicas presentes en el lugar. Las que se encuentran en el lugar de estudio, valle del río Volcán, son desde rocas sedimentarias continentales del Jurásico Superior hasta los depósitos de remoción en masa que se siguen formando en el presente. En la Figura 2, se muestra el mapa con las unidades geológicas del área de estudio, basado en el trabajo de Fock (2005). Cabe destacar que, en el mapa generado para el presente trabajo, sólo se muestran las litologías presentes en el área, aún así dentro de este capítulo (Marco Geológico), se describen algunas de las formaciones y depósitos presentes dentro de la comuna de San José de Maipo.

---

<sup>3</sup> Datos LiDAR (Light detection and ranging) corresponden a datos obtenidos mediante teledetección óptica con luz laser, en los cuales se obtienen mediciones exactas de x,y y z.

<sup>4</sup> Disciplina que estudia cambios o perturbaciones ambientales, mediante el análisis de los anillos presente en los tallos de los árboles.

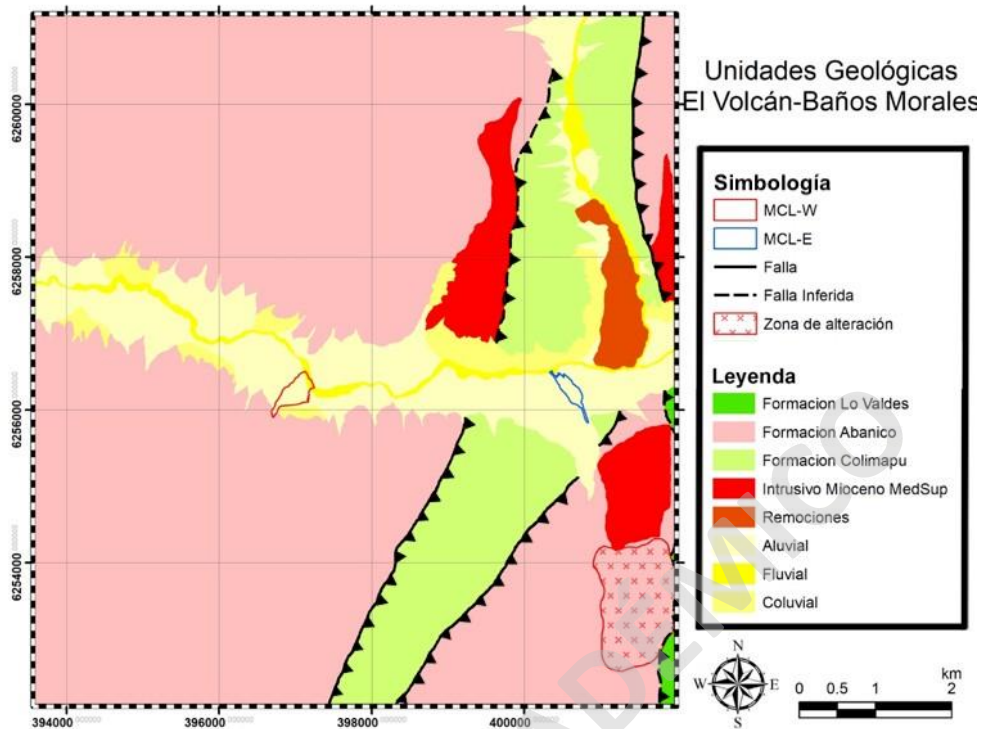


Figura 2. Unidades Geológicas del área de estudio. Modificado de Fock (2005).

### 3.2.1 Rocas Estratificadas

#### 3.2.1.1 Jurásico Superior

##### 3.2.1.1.1 Formación Río Colina (Oxfordiano Superior)

Corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias marinas de unos 700 m de espesor, compuesta por intercalaciones de areniscas, lutitas calcáreas y calizas fosilíferas (Gonzalez, 1963). Hay presencia de potentes lentes de yeso y de domos diapíricos que se emplazan en el núcleo de un anticlinal (Thiele, 1980), del cual forma parte esta unidad. Esta unidad sobreyace aparentemente concordante a la Formación Nieves Negras del Batoniano-Caloviano temprano (Alvarez et al., 1999).

##### 3.2.1.1.2 Formación Río Damas (Kimmeridgiano)

Corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias continentales de unos 3.000 m de espesor, compuesta por conglomerados, brechas conglomerádicas, areniscas, lutitas y lavas

andesíticas (Klohn, 1960). Esta unidad sobreyace de manera concordante a la Formación Río Colina.

#### 3.2.1.1.3 Formación Lo Valdés (Tithoniano – Hauteriviano)

Corresponde a una secuencia lavas andesíticas y rocas sedimentarias marinas, compuesta por tres miembros: inferior, medio y superior. En conjunto tienen un espesor de 1.800 m y las litologías presentes son calizas, calizas fosilíferas, lutitas y margas (González, 1963). Esta unidad sobreyace concordante a la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

#### 3.2.1.2 Jurásico Superior – Cretácico Superior

##### 3.2.1.2.1 Formación Colimapu (Hauteriviano – Albiano)

Corresponde a una secuencia sedimentaria continental con un espesor estimado de 2.000 m (Thiele, 1980). Esta unidad se compone de areniscas, lutitas tobíferas intercaladas con conglomerados, brechas y lavas andesíticas. Sobreyace concordante a la Formación Lo Valdés (Gonzalez, 1963).

#### 3.2.1.3 Paleógeno – Neógeno

##### 3.2.1.3.1 Formación Abanico (Eoceno Superior – Mioceno)

Corresponde a una secuencia de lavas básicas e intermedias y rocas piroclásticas, las cuales se encuentran intercaladas con sedimentos continentales de origen fluvial, aluvial y lacustre (González, 1963). Esta unidad posee un espesor de 3.000 m y sobreyace de manera concordante a la Formación Colimapu. En la quebrada San Ramón (Región Metropolitana), esta formación se encuentra afectada por diaclasas, pliegues y zonas de falla, lo que en consecuencia generan el fracturamiento de la roca y, por ende, el aporte de material detrítico a los cauces y quebradas (Lara et al., 2006). Esta situación no sería muy distinta en el valle del río Volcán, ya que en este lugar la formación también se encuentra plegada y hay abundante evidencia de rodados con espejos de falla a lo largo del valle.

### 3.2.2 Rocas Intrusivas

#### 3.2.2.1 Mioceno Medio – Superior

##### 3.2.2.1.1 Plutón San Gabriel

Corresponde a un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica (Thiele, 1980), de una extensión de 15 x 5 km y con una orientación NNW. Se le asigna una edad de 11,4 – 12,1 Ma (Villalobos, 2016). Intruye a rocas de las formaciones Abanico y Farellones (no mencionada en este trabajo).

##### 3.2.2.1.2 Plutón La Gloria

Corresponde a un cuerpo intrusivo de composiciones que van desde granodiorita hasta cuarzo-monzodiorita (Thiele, 1980), tiene una extensión de 20 x 5 km y una orientación NW. Se le asigna una edad de 10,3 Ma (Villalobos, 2016).

### 3.2.3 Depósitos sedimentarios

#### 3.2.3.1 Depósitos aluviales

Corresponden a depósitos con fragmentos de una amplia variedad de tamaños que van desde bloques hasta arcillas, los cuales se caracterizan por su poca cohesión y compactación. Estos componen el principal relleno de la Depresión Central en la Región Metropolitana y de los valles interiores de la Precordillera y Cordillera de los Andes (Calderón, 2008). Según lo observado en terreno en el valle del río Volcán, este tipo de depósitos en su gran mayoría presentan la típica forma de abanico aluvial, lo que los hace fácil de distinguir de otro tipo de depósitos como los gravitacionales y coluviales. Los abanicos aluviales se encuentran cortados por los depósitos fluviales recientes correspondientes al río Volcán y en ocasiones, sobre estos se disponen depósitos gravitacionales, específicamente, aquellos de tipo flujo, como los flujos y crecidas de detritos. El origen o proveniencia de los clastos que conforman estos depósitos son principalmente de las litologías pertenecientes a las unidades estratificadas descritas previamente.



### 3.2.3.2 Depósitos lacustres

Corresponden a depósitos compuestos por material fino, específicamente, limo y arcilla. Estos se encuentran finamente laminados y se ubican en lagos formados detrás de morrenas (Calderón, 2008).

### 3.2.3.3 Depósitos de remoción en masa

Según sus características geomorfológicas, Bustamante et al. (2010) los clasifican como depósitos de flujos de detritos, reptación y deslizamientos. Los flujos de detritos los describen como depósitos aterrazados o colgados que se encuentran en el interior de los valles o en la salida de estos y al igual que los depósitos aluviales, se encuentran cortados por depósitos fluviales. Para el presente trabajo, dentro de esta categoría también se considerarán a los depósitos generados por otro tipo de fenómenos distintos a los flujos de detritos, como son las crecidas de detritos, que a pesar de presentar ciertas diferencias geomorfológicas como la ausencia de lóbulos frontales abultados y levées en el caso de las crecidas de detritos, ambos fenómenos suelen tener una génesis y dinámica similar en comparación a otras clasificaciones. Estos tipos de depósitos suelen ser de menor extensión en comparación a los depósitos aluviales y la petrografía depende de la litología que compone la ladera donde se forman los depósitos. Con respecto a las estructuras encontradas, son variables a lo largo del depósito, donde es posible hallar laminación, imbricación, lentes, entre otros.

Los depósitos de reptación se ubican en las zonas de mayor altitud dentro de los valles, donde forman terrazas escalonadas, mientras que los depósitos de deslizamiento se encuentran como relleno de los valles o forman parte de las laderas y cuyas cicatrices o escarpes suelen encontrarse en las partes superiores de estos depósitos (Bustamante et al., 2010).

### 3.2.3.4 Depósitos Glaciares

Los depósitos glaciares se hallan en gran parte de la comuna de San José de Maipo, en más detalle, Thiele (1980) reconoce en varios valles, entre ellos el del río Volcán, morrenas marginales y de retroceso.

### 3.2.4 Estructuras

La estructura más importante dentro del área de estudio es la falla El Diablo, esta corresponde a una falla inversa con orientación NNE-SSW y con una vergencia hacia el este. Esta falla pone en contacto a la Formación Lo Valdés con la Unidad Cerro Retumbadero, unidad informal definida por Fock (2005), la cual sería correlacionable con la base de la Formación Abanico. Además, esta sería responsable de un pliegue sinclinal ubicado entre los cerros Retumbadero y El Diablo (pliegue por propagación de falla). La falla El Diablo se habría originado como una falla normal durante el Eoceno Medio, siendo el límite oriental de la cuenca de Abanico y posteriormente, esta se habría invertido durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior Temprano para formar la parte occidental de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (Fock, 2005).

### 3.2.5 Zonas de alteración

La principal zona de alteración dentro del área de estudio se encuentra en la ladera sur del río Volcán y corresponde a una alteración hidrotermal a minerales de arcilla y óxidos de hierro que afecta a las secuencias volcanoclásticas de la Formación Colimapu (Bustamante, 2001). La asociación de minerales de arcillas y óxidos de hierros corresponde a jarosita, alunita, goethita, yeso, cuarzo, cristobalita, hematita, pirita y montmorillonita (Aguilera et al., 2015). Esta es claramente reconocible debido al característico color amarillo, del cual se origina su nombre “Remoción en masa Las Amarillas”.

## 3.3 Marco geomorfológico

El área de estudio se ubica dentro de la Hoya Hidrográfica del Río Maipo, la que cubre un área de 15.380 km<sup>2</sup>, originándose en la base del volcán homónimo (Niemeyer, 1981). Los principales tributarios del río Maipo corresponden a los ríos Yeso, Colorado y Volcán. Es precisamente en el valle de este último río donde se ubica específicamente el área de estudio, dentro de la zona cordillerana de la Región Metropolitana.

El valle del río Volcán se ubica al sureste de la Región Metropolitana y corresponde a un valle glaciario, lo cual se evidencia en su incisión en forma de “U”. La geometría de este valle se encuentra definida por dos cordones montañosos con una orientación este-oeste y con alturas que

varían entre los 2.000 y 5.000 m.s.n.m (González, 1963), donde se encuentran los cerros La Unión (3.458 m.s.n.m.), Retumbadero (4.150 m.s.n.m.), Valdés (3.620 m.s.n.m.) y Catedral (3.799 m.s.n.m.), entre otros. Como es de esperar, el paisaje del lugar se caracteriza por ser montañoso con relieves abruptos, que permiten que la morfodinámica del lugar permanezca activa lo que se evidencia en los procesos, relacionados principalmente con la generación de remociones en masa, que actualmente siguen ocurriendo en el lugar (Pincetti, 2016). Estos procesos, en conjunto con los procesos glaciares y fluviales son los principales agentes relacionados con el relleno del valle, tanto del río Volcán como de la comuna en general. Otra característica notable dentro del valle, es la variedad de litologías que componen las laderas, las cuales debido a procesos glaciares presentan una evidente erosión diferencial, lo que refleja en la presencia de imponentes muros de alta pendiente formados por intrusivos andesíticos, cercanos a profundas quebradas formadas por la erosión de litologías de sedimentos clásticos finos (González, 1963).

La morfología del valle del río Volcán ha sido modelada por variados procesos entre ellos glaciares, fluviales, aluviales, entre otros. Durante el Pleistoceno-Holoceno ocurrieron múltiples glaciaciones, estas favorecieron en gran parte el avance de los cuerpos glaciares presentes en la zona cordillerana, permitiendo el modelamiento del relieve en la zona de estudio. Evidencia de estos procesos se observa en las morfologías presentes, a lo largo del valle del río Maipo y sus tributarios. Las morrenas terminales son uno de los principales rellenos de fondo de valle tanto en el río Yeso, ubicado al norte del río Volcán, como en el sector del campamento Valdés y La Engorda (Brüggen, 1928). En este último sector, hay presencia de depósitos lacustres producto del entrapamiento generado por las morrenas terminales. A grandes alturas, se observan circos glaciares, como el del glaciar El Morado y de igual manera se observan las morrenas terminales y laterales con morfologías de lenguas que estos han generado producto de sus avances y retrocesos (García et al., 2014). En zonas alejadas al lugar de estudio, es posible hallar otras evidencias morfológicas como bloques erráticos y morrenas cercanas a la comuna de Puente Alto, correspondientes a la última época glacial (Brüggen, 1928).

Además del relleno generado por el avance y retroceso de los glaciares, también se produce un relleno por la acción fluvial del río Volcán, el cual se evidencia en los niveles aterrazados a lo largo del río Maipo (Lavenu y Cembrano, 2008) y además en las barras longitudinales y laterales

en la zona de estudio. Existe también una abundancia de morfologías asociadas a procesos gravitacionales reflejados en los abanicos aluviales y conos de deyección.

### 3.4 Contexto climático

Dentro de la comuna de San José de Maipo es posible distinguir tres tipos de clima (Pincetti, 2016), según la clasificación climática de Köppen (Kottek et al., 2006). El primer tipo climático corresponde a un clima templado cálido con lluvias invernales, que es el que caracteriza a gran parte de la Región Metropolitana y se distingue hasta los 1.500 m.s.n.m. Por sobre la altura mencionada previamente y hasta los 2.500 m.s.n.m predomina un clima templado frío con lluvias invernales y estación seca. Al aumentar la cota topográfica, el clima predominante es de tundra por efecto de altura.

Como se observa en la Tabla 4 las temperaturas variaron los tres últimos años entre -0,6 y 6,2 para julio el mes más frío y 10,4 y 21,8 para enero el mes más cálido. Cabe destacar que los datos tuvieron que ser obtenidos de la estación meteorológica ubicada en el embalse del Yeso debido a la ausencia de datos en las estaciones cercanas al área de estudio.

Tabla 4. Temperaturas mínimas y máximas promedio del 2014, 2015 y 2016 en la estación meteorológica del Embalse del Yeso (DGA).

T°	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Min	10,4	9,7	9,0	5,9	2,9	0,8	-0,6	0,3	0,3	3,0	5,1	7,4
Max	21,8	20,9	19,7	15,2	11,3	7,5	6,2	8,4	8,5	12,4	15,3	18,5

En la Tabla 5 se detallan las precipitaciones mensuales en la estación meteorológica del embalse del Yeso. Se puede notar que las precipitaciones se acumulan entre los meses de abril y agosto, mientras que en los meses de verano estas son escasas, periodo en el cual no suelen superar los 10 mm.

Tabla 5. Precipitaciones mensuales del 2014, 2015 y 2016 en la estación meteorológica del Embalse del Yeso (DGA).

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
2014	9,5	5,7	2	5,6	52,1	94,2	43,3	30,4	47,6	1,8	8,3	1,8
2015	0	9,3	22,6	1,1	1,6	1,9	100,5	218,5	74	61,8	24,5	0
2016	4	0	0	128,3	72,5	67,5	65,5	0	0,1	27,2	14,7	22,5

SOLO USO ACADÉMICO

## 4 Marco Teórico

### 4.1 Crecidas de detritos

Las crecidas de detritos o “debris flood”, como se denomina en inglés, corresponden a un flujo de agua cargado con detritos, el cual se moviliza por canales o redes de drenaje, usualmente escarpados. Según la clasificación de Varnes (1996) modificada por Hungr et al. (2013), las crecidas de detritos se encuentran dentro de los deslizamientos de tipo flujo. A pesar de la definición y clasificación, dentro de la literatura suele usarse erradamente esta terminología para describir otro tipo de eventos como flujos hiperconcentrados, que corresponden a inundaciones con alto contenido de sedimentos y flujos de barro (Yumuang, 2006).

Este tipo de fenómenos suele generarse durante intensas precipitaciones, que generan inundaciones dentro de las redes de drenaje presentes en laderas, lo cual produce desestabilización o inestabilidad en la base de estos canales y causa finalmente la movilización del material presente en estos y cuyo transporte suele darse por saltación y rotación. Además de generarse por la adición de agua, también puede generarse a partir de un flujo de detritos, ya que, a medida que este avanza puede depositar parte de los sedimentos antes de que finalmente se detenga, esto implica un aumento en la proporción de agua en el flujo en relación con los sedimentos, lo que genera la crecida de detritos (Weiczorek et al., 1983) (Figura 3).

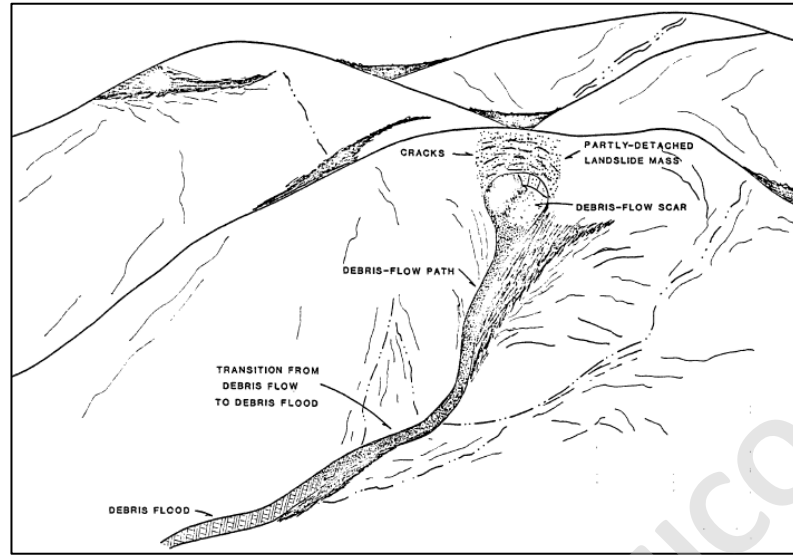


Figura 3. Transición de un flujo de detritos a una crecida de detritos (extraído de: Weiczorek et al., 1983).

Como se mencionó al principio del capítulo, suele existir confusión con respecto al término “crecidas de detritos”, por lo cual se deben establecer cuáles son las características que permiten distinguir este tipo de flujos con respecto a otros. Una de las principales diferencias es la descarga máxima, ya que mientras la de un flujo de detritos puede ser entre 5 a 40 veces mayor a la de una inundación, la de una crecida de detritos es sólo 2 ó 3 veces mayor a esta última (Wilford et al., 2004). Otras diferencias con respecto a los flujos de detritos, es que estos últimos suelen formarse en drenajes de unos pocos kilómetros de área, mientras que las crecidas pueden formarse en cuencas hidrológicas de gran extensión. Con respecto a los depósitos dejados por eventos de crecidas, estos suelen ser más extensos y tienen usualmente mejor selección que aquellos dejados por flujos de detritos (Wieczorek et al., 1983). Otra característica de los depósitos de crecidas de detritos es que usualmente se depositan en pendientes menores a 5° (Hungar et al., 2013). El flujo que genera una crecida de detritos también presenta diferencias con respecto a los flujos que generan otros fenómenos como se observa en la Figura 4 (Jakob et al., 2016), como el contenido de sedimentos, que típicamente suele ser entre 10-25% para las crecidas de detritos, mientras que para flujos hiperconcentrados y flujos de detritos es de 25-45% y 50-70%, respectivamente.

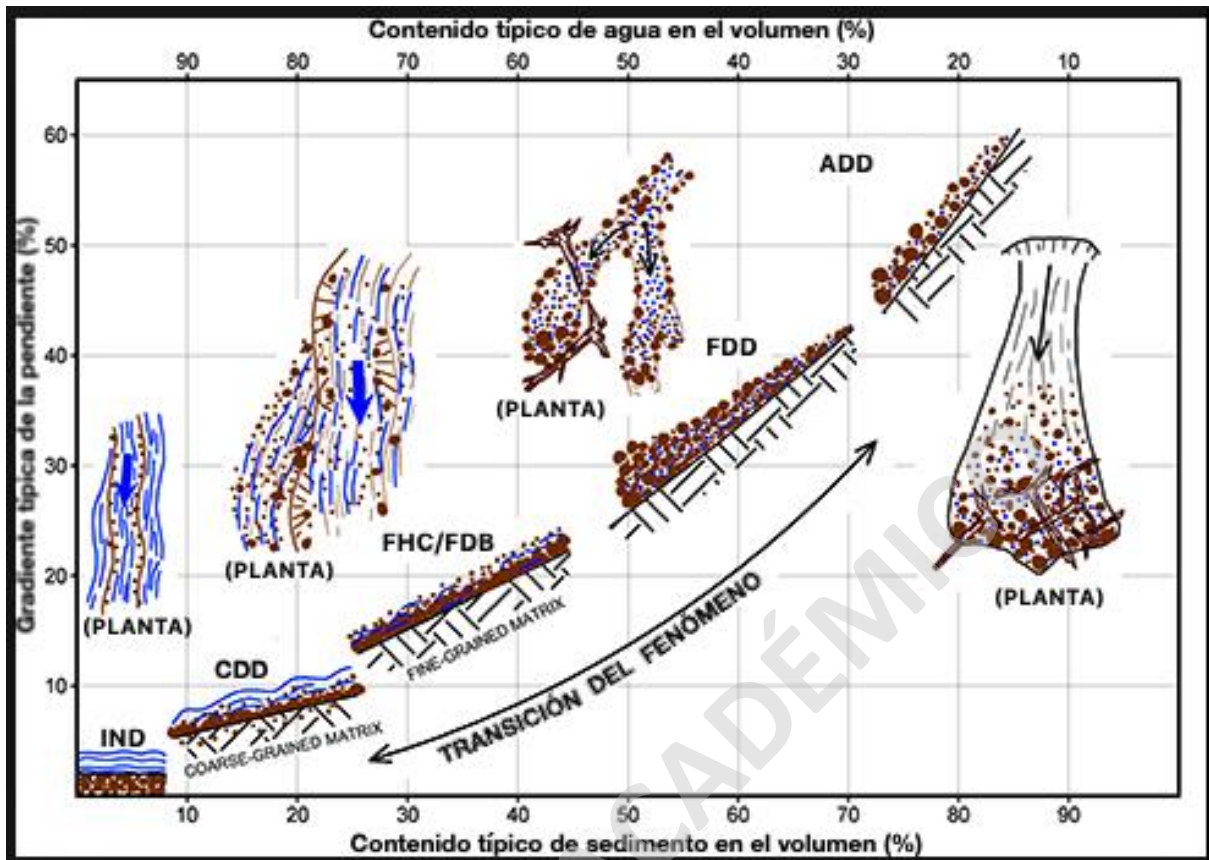


Figura 4. Diagrama comparativo de inundaciones (IND), crecidas de detritos (CDD), flujos hiperconcentrados (FHC), flujos de barro (FDB), flujos de detritos (FDD) y avalanchas (ADD). (Modificado de Jakob et al., 2016)

#### 4.2 Factores condicionantes

Los factores condicionantes corresponden a aquellas características de una zona, que según Lara y Sepúlveda (2008) generan una situación de inestabilidad y además controlan la generación de las remociones en masa.

Cabe destacar que no todos los factores condicionantes se comportan de la misma manera en todos los lugares, ya que algunos pueden tener mayor influencia para la generación de remociones en masa en un lugar en comparación a otro. Así mismo, esta influencia también debiera variar dependiendo del tipo de remoción en masa. A continuación, se describen en detalle algunos de los principales factores condicionantes y cómo estos “operan” para la generación de remociones.



#### 4.2.1 Geología

La geología es el primer factor para analizar y uno de los principales, sino el principal objeto de estudio en los estudios de susceptibilidad. Lo anterior se debe a que dentro de este término se abarcan muchos aspectos importantes y a la vez variados, por lo cual se hace necesario detallarlos y estudiarlos por separado. A continuación, se describen estos aspectos:

##### 4.2.1.1 Litología

La litología engloba varias características y propiedades físicas de la roca, los cuales son determinantes en la generación de remociones en masa, por lo cual este aspecto es probablemente el más determinante dentro de la geología. Una de estas propiedades físicas corresponde a la permeabilidad de una roca, esta aumenta o disminuye principalmente con el tipo de roca que se estudie, aunque igual puede depender de otros factores como por ejemplo la densidad y conectividad de las fracturas. Cuando la permeabilidad es relativamente alta en una roca o en el suelo es posible la saturación de estas, lo cual aumenta la presión de poros e implica una disminución de la estabilidad del talud (Meza, 2012). Por otro lado, cuando la permeabilidad es relativamente baja, se ve favorecido el escurrimiento y, por lo tanto, la generación de flujos superficiales, lo cual es bastante común en la zona central de Chile debido a la presencia de abundantes secuencias volcanoclásticas poco permeables (Hauser, 1985). La plasticidad de una roca determina su potencial de expansión y resistencia al corte, los cuales aumentan y disminuyen, respectivamente con una mayor plasticidad. La cohesión y el ángulo de fricción interna determinan la resistencia del suelo, el primero se relaciona con la adherencia que tienen las partículas que componen al suelo, mientras que la segunda corresponde a el coeficiente de roce entre las partículas y que, depende de varios factores como la forma de las partículas, la densidad, la granulometría, entre otros (Lara y Sepúlveda, 2008).

##### 4.2.1.2 Meteorización

La meteorización tanto física como química afecta de distinta manera a los diferentes tipos de rocas, aún así, las propiedades físicas de estas se ven modificadas o alteradas de alguna manera u otra. En general, los principales cambios que se producen, ya sea por meteorización química o física, son en la porosidad, la permeabilidad, la resistencia a la tensión, cohesión y volumen (Casco,

2007), los cuales en cierta medida tienen influencia en la estabilidad de la roca cuyas propiedades originales o iniciales se vean modificadas. Como es de esperar, con el aumento del estado de meteorización de una roca, disminuye la estabilidad del talud del cual conforma.

#### 4.2.1.3 Estructuras

Las rocas pueden sufrir deformaciones de distintos tipos y estos influyen físicamente en ellas. Una de las estructuras más comunes de encontrar corresponde a las fracturas, cuya presencia puede afectar a propiedades de la roca como la permeabilidad. También existen fracturas que no se dan por factores externos, sino que durante la génesis de la roca como lo son las diaclasas en las rocas ígneas, las cuales se dan por el enfriamiento del magma y que también podrían llegar a tener incidencia en la estabilidad del macizo rocoso. Cuando las fracturas originan un desplazamiento, se denominan fallas, las cuales no sólo producen un continuo movimiento de los bloques de la roca, sino que también generan material entre ambos bloques producto de la fricción, que usualmente es menos competente que el material original. Las fallas pueden originar otro tipo de estructuras igual de comunes, como lo son los pliegues (pueden ser originados por otros procesos también), estos ocurren por una deformación dúctil en la roca y modifican la disposición inicial de la roca, lo que eventualmente podría afectar la estabilidad de esta.

#### 4.2.1.4 Alteración hidrotermal

Los procesos asociados a la alteración hidrotermal modifican la roca original debido a los cambios químicos que esta produce en ella. Uno de estos, es la generación de minerales secundarios como los son las arcillas, la presencia de estas aumenta la porosidad, la capacidad de retener agua, entre otros, lo que aceleraría los procesos de meteorización y, por lo tanto, disminuye la competencia que posee la roca (Jacoby, 2001). Además de lo anterior, la meteorización de un material menos competente que el original, aumentaría la generación de material disponible para un posible flujo superficial. Esto último también tendría cierta influencia en el comportamiento reológico del flujo a generarse debido al aumento en las partículas finas dentro del material.

## 4.2.2 Geomorfología

Junto con la geología, la geomorfología se consideran los factores más importantes en estudios de susceptibilidad ya que esta determina características morfológicas críticas al momento de estudiar un fenómeno de remoción en masa. A continuación, se detallan alguno de los aspectos más importantes dentro de la geomorfología.

### 4.2.2.1 Características de laderas

Dentro de las características geomorfológicas, los aspectos relacionados con las laderas corresponden a los más importantes ya que, es en estos lugares dentro del valle es donde se forman todos los fenómenos de remociones en masa y son las variaciones en estas características las que determinan la ocurrencia o no de un evento u otro. El primer aspecto que analizar es la pendiente de la ladera, este es crítico debido a que condiciona como ningún otro aspecto geomorfológico la estabilidad de las laderas y del material detrítico que se encuentra en ella. Usualmente al aumentar la pendiente de una ladera, debería aumentar la probabilidad de la ocurrencia de algún evento, aún así, esto no aplica de igual manera para todos los tipos de remociones en masa, ya que, por ejemplo, en presencia de pendientes por sobre  $37^\circ$  la frecuencia de flujos de detritos disminuye, con el aumento de los escarpes (Ortigao y Kanji, 2004), de tal manera que este debe definirse individual para cada tipo de evento. La extensión y la altura de las laderas influyen considerablemente en el volumen, energía y velocidad que pueda adquirir el flujo que se genera en la ladera (Lara y Sepúlveda, 2008).

Por otro lado, la posición de una ladera determinará la exposición de esta, la cual puede influir en procesos de meteorización de la roca, que tal como se mencionó en capítulos anteriores, esta influye considerablemente en la estabilidad de la ladera. La exposición de una ladera también influye en el deshielo que se produce en estas y en la abundancia o escases de vegetación, punto que se detallará posteriormente. Finalmente, el último aspecto a analizar corresponde a la curvatura que posee una ladera, la cual se asocia con la concavidad o convexidad que presentan estas. La mayoría de los flujos de detritos ocurren en los “gullies” presentes en las laderas (Blais-Stevens y Behnia, 2016), lo cual no cambiaría para el caso de las crecidas de detritos y este tipo de morfología tiene la particularidad de ser cóncavas. En consecuencia, laderas con morfologías cóncavas tienen una mayor propensión a generar flujos superficiales como las crecidas de detritos. Además, el

hecho de que una ladera presente concavidad, le permite acumular más material que una ladera que presenta una morfología convexa, y por lo tanto, existe una mayor disponibilidad de material detrítico que puede formar parte de un flujo.

#### 4.2.2.2 Área fuente

Las áreas fuentes o áreas de captación corresponde a aquellas cuencas o subcuencas que se ubican por sobre el ápice de una remoción en masa tipo flujo. La gran mayoría de los eventos tipo flujo contienen agua en diferentes proporciones y esta muchas veces proviene de las precipitaciones, por lo cual la extensión y forma de las áreas de captación se vuelve crítica en la generación de algún evento. Como es de esperar, al ser mayor el área de captación, aumenta la disponibilidad de agua para el posible flujo que se pueda formar, por otro lado, la forma que posea esta área puede determinar el tipo de fenómeno que se pueda generar, como ha sido estudiado en el trabajo de Wilford et al. (2004).

#### 4.2.3 Hidrología

Este factor incluye aspectos como redes de drenaje, posición del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y de infiltración. Para alcances del presente trabajo sólo será posible analizar ciertos aspectos de la hidrología del lugar de estudio. El primero corresponde a la presencia de redes de drenaje, la presencia y abundancia de estas favorece la formación de flujos, ya que, estos actúan como canales por donde se moviliza el material detrítico en conjunto con el agua, entonces ante una mayor densidad de redes de drenaje en las laderas, mayor es la posibilidad de formación de flujos o crecidas de detritos. También la presencia de vertientes en altura favorece la infiltración de agua en fracturas favoreciendo la meteorización mecánica de estas (Lara y Sepúlveda, 2008).

#### 4.2.4 Vegetación

El último factor corresponde a la vegetación, dentro de los estudios de susceptibilidad suele ser el que tiene menos influencia y en ocasiones se desestima su “aporte” a la generación de remociones en masa. Según Lukose et al. (2006), la vegetación tiene dos componentes con respecto a la estabilidad de la ladera; uno hidrológico y otro mecánico. El primer componente, hidrológico,

relaciona la abundancia de cobertura vegetal con el nivel de saturación del suelo, ya que, al haber más vegetación, esta intercepta el agua proveniente de precipitaciones y a su vez absorbe la humedad presente en el suelo, disminuyendo la inestabilidad de este (Selby, 1993). El componente mecánico, tiene que ver con que, las raíces de la cobertura vegetal actúan dan cierto agarre al talud, aumentando su estabilidad y al mismo tiempo evita o disminuye la acción erosiva de agentes meteorológicos como el viento y el agua (Selby, 1993).

### 4.3 Factores gatillantes

Los factores gatillantes o desencadenantes corresponden a eventos externos que generan consecuencias o una respuesta, que en este caso sería una remoción en masa, producto del aumento de los esfuerzos y disminución de la resistencia en una ladera (Wieczorek, 1996). Dentro de los factores gatillantes más comunes, se encuentran las precipitaciones y los sismos. En menor medida también la actividad antrópica y erupciones volcánicas.

#### 4.3.1 Precipitaciones

Debido a que el evento estudiado por el presente trabajo fue activado por un evento hidrometeorológico, el único factor gatillante a analizar serán las precipitaciones. El principal efecto que tienen las precipitaciones en el suelo de los taludes es que, aumentan la saturación de este, lo que genera un aumento en la presión de poros y disminución la estabilidad. Adicionalmente, las lluvias aumentan la escorrentía superficial, lo que favorece la erosión de la superficie por donde esta se moviliza, y, por lo tanto, se genera material detrítico y al mismo tiempo se contribuye a la disminución de la estabilidad.

Este tipo de eventos meteorológicos tienen ciertos aspectos a analizar como la duración, intensidad y distribución de las precipitaciones, y de estos factores dependerá el tipo de evento o remoción que puedan desencadenarse. Por ejemplo, lluvias de poca intensidad en grandes intervalos de tiempo, tienden a ir saturando el suelo lentamente generando grandes deslizamientos, mientras que precipitaciones intensas durante un corto periodo de tiempo suelen a desencadenar eventos superficiales como flujos o crecidas de detritos (Kim et al., 2004).

Determinar cuántos milímetros de agua o cuanto tiempo deben durar las precipitaciones es relativamente complejo, ya que es necesario un registro lo más completo posible de los datos para generar un umbral de lluvia lo más certero posible. Existen distintos trabajos con diferentes resultados que se han aproximado al objetivo de obtener un umbral de precipitaciones por hora o diarias, con el cual se pueda determinar de manera lo más certera posible, cuándo se podría generar un fenómeno de remoción en masa del tipo flujo. El primer trabajo para analizar corresponde al de Sepúlveda y Padilla (2008) cuya zona de estudio se ubica en la Sierra de San Ramón y en el cual mediante un estudio estadístico multivariado se intenta obtener el umbral de parámetros considerados relevantes para la generación de flujos, estos corresponden a las precipitaciones diarias, precipitaciones acumuladas y el nivel de la nieve. En el trabajo citado se concluye que, si bien los datos usados son importantes, en el lugar de estudio no son suficientes para determinar un umbral preciso. Hauser (1985) realiza un estudio en la precordillera y Cordillera de la Región Metropolitana de la ocurrencia de flujos de barro y su relación con las precipitaciones diarias mayores a 60 mm/día, en el cual se determina que precipitaciones mayores a 5 mm/hora son capaces de generar daños a las obras de ingeniería dentro del lugar de estudio. De manera similar en el trabajo de Naranjo et al. (2005) se concluye que con los datos obtenidos de precipitaciones por hora se podría determinar un umbral para generar una alerta temprana contra la generación de remociones en masa en la ciudad de Concepción, VII Región.

Debido a que no es algo sencillo definir un umbral para todos los lugares donde se realizan este tipo de estudios, si es posible asociar la ocurrencia de este tipo de fenómenos a consecuencias de otros eventos climáticos como lo es el fenómeno de “El Niño” (ENSO). Durante el ENSO se produce un debilitamiento de los vientos que van desde el este al oeste, permitiendo que las aguas cálidas presentes en la parte oriental del Océano Pacífico (Oceanía) se movilicen en dirección a Sudamérica (Chavarría et al., 2015). Esto produce cambios en la presión atmosférica, lo cual se traduce en un aumento en la frecuencia e intensidad de precipitaciones en el continente. Durante estos periodos que se presentan cada 2 a 7 años durante 12 o 18 meses, es cuando han ocurrido los principales eventos de flujos de detritos o flujos de barro en Chile Central, dejando en evidencia la correlación que existe entre la ocurrencia de remociones en masa tipo flujo y las consecuencias que genera el ENSO (Lara y Sepúlveda, 2008).

#### 4.4 Terminología

Peligro natural: Es la probabilidad de que un fenómeno natural ocurra en un determinado lugar y dentro de un periodo de tiempo dado (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

Riesgo geológico: Probabilidad de que se generen pérdidas humanas, materiales o económicas producto de la ocurrencia de un proceso de origen geológico (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

Susceptibilidad: Estado de fragilidad que posee cualquier sistema para enfrentar una amenaza producto de la ocurrencia de algún evento (UNISDR, 2009).

Vulnerabilidad: “Condiciones determinadas por factores o procesos físicos, sociales, económicos, y ambientales, que aumentan la susceptibilidad de una comunidad al impacto de amenazas” (UNISDR, 2009)

Análisis de Peligro: “Estudios de identificación, mapeo, evaluación y monitoreo de una(s) amenaza(s) para determinar su potencialidad, origen, características y comportamiento” (UNISDR, 2009).

#### 4.5 Modelamiento de crecidas de detritos

##### 4.5.1 LAHARZ

LAHARZ es un programa generado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998), el cual se implementa como una herramienta en el software ArcGIS. Este permite delimitar zonas de inundación a partir de flujos laháricos. Además de haber sido utilizada para delimitar flujos laháricos (Castruccio y Clavero, 2015; Bono, 2014), también se ha utilizado en otro tipo de fenómenos de origen geológico como flujos de detritos (Griswold e Iverson, 2008; Gonzáles, 2018).

LAHARZ se basa en un método de análisis dimensional y estadístico para determinar las áreas de inundación transversal (A) y planimétricas por un flujo (B) (Figura 5).

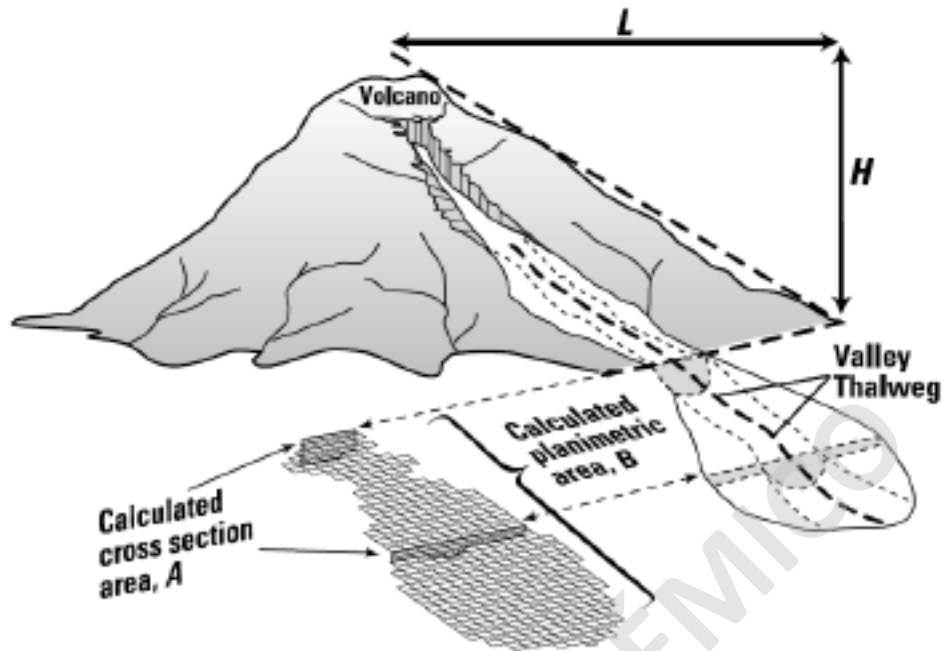


Figura 5. Área transversal (A) y planimétrica (B) de un flujo lahárico (Extraído de Schilling, 1998).

En base a ecuaciones que asumen una masa y densidad constante y en consecuencia un volumen igual constante, se obtienen las siguientes relaciones (Iverson et al., 1998):

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

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

En las ecuaciones, V corresponde al volumen del flujo, mientras que C y c son constantes adimensionales. Estas constantes varían según el tipo de flujo que se desee modelar, en la Tabla 6 se observan las constantes definidas por Griswold e Iverson (2008) para distintos tipos de flujos.

Tabla 6. Tabla con las constantes usadas para distintos flujos (Griswold e Iverson, 2008).

Constantes	Avalancha	Flujo de Detritos	Lahar
C	0,2	0,1	0,05
c	20	20	200



El programa es simple de usar en comparación a otros softwares ya que los principales datos de entrada que pide son el modelo de elevación digital (DEM), el volumen del flujo y el punto de inicio, lo cual puede ser una ventaja en comparación a otros programas.

#### 4.5.2 RAMMS

Rapid Mass Movements o RAMMS como se define por sus siglas, corresponde a un programa de modelamiento numérico dinámico creado en Suiza por “WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF” y “Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL”, el cual permite predecir parámetros como la distancia de “runout<sup>5</sup>”, altura del flujo, velocidad del flujo y la presión de impacto (Figura 6). Los distintos módulos de este programa han sido utilizados para modelar múltiples fenómenos tales como avalanchas de nieve (Bartelt et al., 2014; Bartelt et al., 2016), caída de rocas (Leine et al., 2013), lahares (Quan Luna, 2007) y flujos de detritos (Deubelbeiss & Graf, 2012; Hussin et al., 2012).

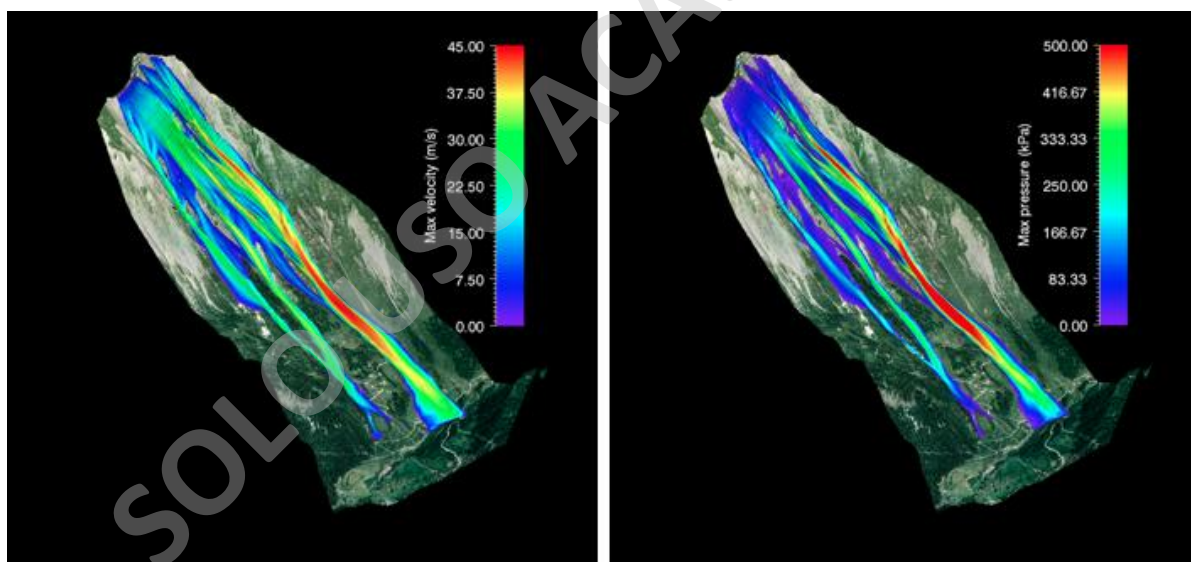


Figura 6. Modelo del cálculo de la presión de impacto (derecha) y velocidad (izquierda) (extraído de: ramms.slf.ch).

---

<sup>5</sup> Runout corresponde a la distancia máxima que recorre un flujo de una remoción en masa.

El método que utiliza el programa para el modelamiento de flujos corresponde al Modelo de Flujo Continuo de Voellmy-Salm, el cual a su vez de basa en la Ley de Flujo de Fluido-Voellmy. De esta manera, la resistencia del flujo se divide en dos parámetros; fricción seca de Coulomb ( $\mu$ ) y fricción viscoso-turbulenta ( $\xi$ ), quedando definida la resistencia friccional S (Pa) de la siguiente manera:

$$S = \mu \cdot \rho \cdot H \cdot \cos\phi + \frac{\rho \cdot g \cdot U^2}{\xi}$$

Donde  $\rho$  es la densidad del flujo, H la altura del flujo,  $\phi$  el ángulo de la pendiente, g la aceleración gravitacional y U la velocidad del flujo. La ecuación que se basa en el modelo de Voellmy se compone de dos partes, una relacionada con el coeficiente  $\mu$  que corresponde a una fase sólida de resistencia y la otro relacionada con el coeficiente  $\xi$  que corresponde a una fase líquida viscosa o turbulenta.

En versiones actualizadas del programa se agrega un nuevo parámetro correspondiente a la cohesión (Pa), el cual se agregó para reducir la exageración en la difusión de los flujos en zonas de inundación. La ecuación resultante con el nuevo parámetro queda de la siguiente manera:

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

Donde C corresponde a la cohesión y N reemplaza a  $\rho \cdot H \cdot \cos\phi$ .

Para generar el modelamiento del fenómeno son necesarios algunos archivos de entrada. El primer archivo que el programa necesita corresponde al modelo de elevación digital, el cual representa la topografía del lugar de estudio y puede ser sólo de tipos de formato: ESRI ASCII o ASCII X Y Z. Sobre este se generarán las simulaciones de los eventos, por lo cual es de suma importancia tener en cuenta la resolución del archivo para obtener los mejores resultados. Adicionalmente, el programa pide definir las condiciones iniciales de la simulación (información de descarga), lo cual se puede realizar mediante dos métodos: el primero corresponde a la descarga como un bloque (“Block release”), donde se define un área de liberación y el material se libera en un solo pulso, lo cual suele ser efectivo para flujos no-canalizados. El segundo método se realiza

mediante un hidrograma como archivo de entrada, en el cual se libera el material sobre la base de datos de caudal y este método suele ser efectivo para flujos canalizados.

Una vez obtenidos los archivos anteriores, se procede a ingresar los parámetros de fricción ( $\mu - \xi$ ) que debieran ser estimados con los datos de terreno. Para el caso de los flujos de detritos y fenómenos similares, es difícil establecer valores fijos que simulen este tipo de eventos debido a que este tipo de eventos presentan diferencias de composición y proporción de componentes, lo cual hace que el comportamiento de los flujos varíe mucho. Debido a lo anterior, es que se hace necesario obtener más información como el volumen, altura y velocidad del flujo para una correcta calibración y posterior modelamiento. En la Tabla 7 se observan los rangos de los parámetros de los datos de entrada para el modelamiento de distintos fenómenos tipo flujo (Bono, 2014).

Tabla 7. Parámetros de entrada y sus rangos (Extraído de: Bono, 2014).

Parámetros	Rangos		
$\mu$	0,05 – 0,4		
$\xi$ (m <sup>2</sup> /s)	Flujos granulares	100 - 200	
	Flujos de barro	200 – 1.000	
C (Pa)	Flujos de detritos	0 – 2.000	
	Avalanchas	Húmedos	0 – 100
		Secos	100 - 500

## 5 Resultados

### 5.1 Descripción de los depósitos

En el siguiente capítulo se entregarán los resultados del trabajo en terreno, como el mapeo y la caracterización geomorfológica de los depósitos, y los análisis granulométricos de las muestras obtenidas durante este. Como se menciona en capítulo de “Introducción”, el estudio se centra en dos depósitos específicos denominados MCL-E, para aquel depósito ubicado sobre “Las Amarillas”, y MCL-W, para aquel que se ubica al oeste de la quebrada Chacayes.

#### 5.1.1 Depósito MCL-E

##### 5.1.1.1 Características generales

El depósito MCL-E, ubicado en el sector de la remoción “Las Amarillas” en la ladera sur del Río Volcán, abarca el sector este del depósito de la remoción recién mencionada (Figura 7), con un área que abarca los 0,082 km<sup>2</sup>. El depósito se extiende desde el ápice ubicado a 1.916 m.s.n.m hasta la ribera del río Volcán a 1.779 m.s.n.m, lo que se traduce en una diferencia de altura de 137 metros y una distancia entre los dos puntos de 833 metros. Lo anterior implica una razón H/L (o Fahrböschung) de 0,16.

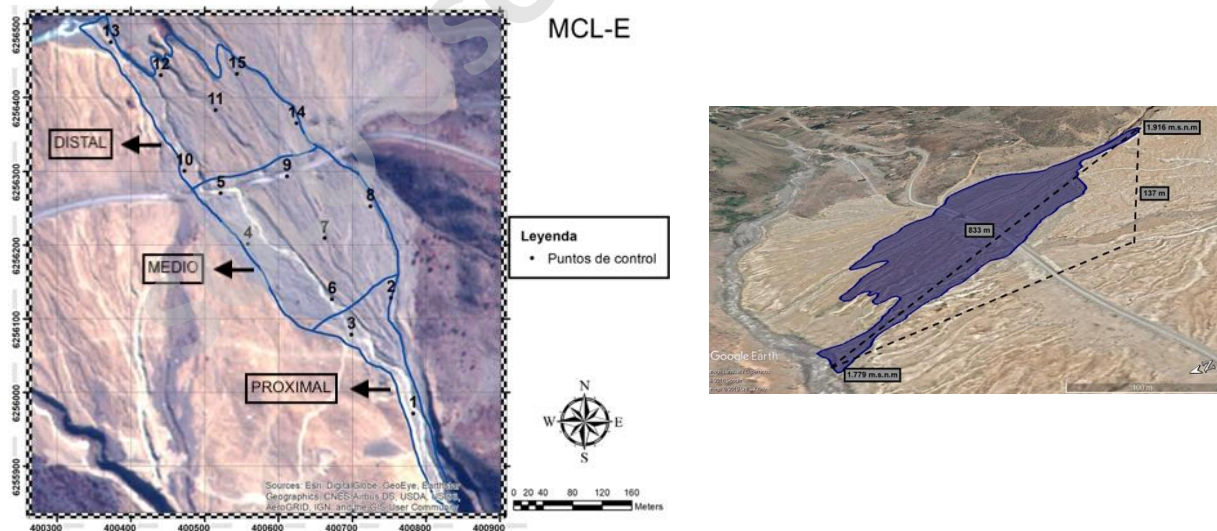


Figura 7. Área cubierta por los depósitos de la crecida de detritos con sus respectivos puntos de control en el punto MCL-E y su perfil topográfico.

En el punto de estudio MCL-E el depósito generado por las crecidas de detritos se caracteriza por la presencia de levées de poca continuidad, con largos usualmente menores a 10 metros y en su gran mayoría presentaban una orientación WNW. El espesor de los levées es bastante irregular y usualmente no supera el metro de altura. El espesor de los levées y del depósito en general disminuye hacia las zonas distales de forma gradual, lo cual se evidencia en la ausencia de un frente abultado. Cabe destacar que, sólo en la zona distal al oeste del depósito se alcanzan a reconocer depósitos adyacentes al río Volcán, ya que en el resto del lugar los depósitos dejan de aparecer a unos 50-60 metros del río.

Los valores de la pendiente de la superficie del depósito varían entre 4 y 20° según lo que se puede observar en la Figura 8, correspondiente al mapa de pendientes del depósito MCL-E obtenido mediante un modelo de elevación digital (12,5 x 12,5 metros), pero este rango de valores se acorta entre 4 y 16°, según los datos obtenidos en terreno. En base a estos últimos datos y de forma bastante general, se observa un aumento de la pendiente desde las zonas proximales hacia las distales, cuyos promedios son de 13° y 11°, respectivamente. La zona de transición o media del depósito posee valores relativamente bajos en comparación a las otras dos zonas (9-10° aproximadamente), mientras que en el DEM se observa una oscilación de valores bajos y altos en ese lugar en específico.

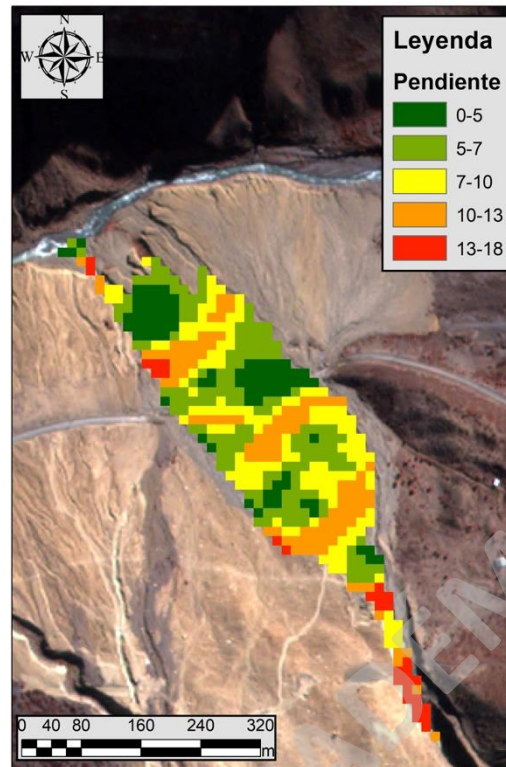


Figura 8. Mapa de pendientes del depósito MCL-E elaborado en ArcGIS.

#### 5.1.1.2 Petrografía

Para la descripción de los afloramientos se realizó una segmentación del depósito (proximal, media y distal) como se observa en la Figura 7. Además, se identificaron y agruparon afloramientos con características en común en base a la información obtenida de los puntos de control. A continuación, se describen los grupos, se indica el(los) punto(s) de control y al final de la descripción se encuentra la tabla resumen con las características generales (Tabla 8).

La zona proximal se extiende hasta unos 320-350 metros de distancia al ápice del depósito, en la cual se reconocieron a grandes rasgos 3 grupos de afloramientos con características similares:

-El primer grupo (1) se ubica cercano al ápice y su espesor suele ser ligeramente mayor a un metro. En su base presenta estratificación paralela con una intercalación de capas clasto y matriz soportado de 50 cm de espesor en total, con un porcentaje de matriz de 10% y 60%, respectivamente (Figura 9A). Para ambas capas la matriz presenta un tamaño “arena fina-media” y los clastos no

superan los 3 cm. Con un contacto irregular y sinuoso sobreyace una capa de 50 cm de espesor matriz soportada con fragmentos tamaño “arena gruesa” y maciza, la cual corresponde a un 60%, además, los clastos presentes en esta no superan los 15 cm.

-El segundo grupo (2) se presenta principalmente al este de la zona proximal casi en el límite de esta y presenta un espesor menor a 90 cm. Se reconoce una sola capa maciza matriz soportada (50-60%) de tamaño “arena media-gruesa”, maciza y con clastos que no superaban los 15 cm (Figura 9B).

-El tercer grupo (3) se reconoce sólo en el límite oeste de la zona proximal y presenta un espesor menor a 70 cm. Este presenta en su base una capa matriz soportada de 20 cm de espesor con fragmentos tamaño “arena media-gruesa”, la cual corresponde al 60%, maciza y sus clastos no superan los 10 cm. La otra capa es clasto soportado (50 cm) de matriz tamaño “arena fina-media”, la cual corresponde al 30%, sus clastos alcanzan los 35 cm y se presentan imbricados.

En la zona media se reconocieron 3 grupos, los cuales se distribuyen de manera longitudinal a lo largo del depósito:

-El primer grupo (4 y 5) se presenta en la parte oeste de la zona media con un espesor que varía entre 40-80 cm. Se reconoce una capa clastos soportada con una proporción de matriz de 10-30% con fragmentos tamaño “arena fina-gruesa”, clastos que aumentan su tamaño en dirección a la zona distal (15-35 cm) y que se encuentran imbricados (Figura 9C). Cabe destacar que hacia el final de la zona sobre la capa clasto soportado se presenta una capa matriz soportada maciza de 40 cm de espesor, cuya matriz posee fragmentos tamaño “arena media” y corresponde al 60%, además sus clastos alcanzan 25 cm.

-El segundo grupo (6 y 7) se presenta en la parte central del depósito con un espesor que varía entre 70-110 cm. Sólo al principio de esta zona se reconoce una capa en la base clasto soportado de 20 cm de espesor con una matriz con fragmentos tamaño “arena fina” correspondientes al 20% y con estructuras como clastos imbricados y laminación paralela. Sobreyace a la capa anterior una capa matriz soportada de 70-90 cm de espesor cuya matriz posee fragmentos tamaño “arena media” y “gravilla”. Es maciza en un principio, pero hacia las zonas

distales se hace frecuente la presencia de clastos imbricados (Figura 9D), cuyo tamaño puede llegar a los 20 cm.

-El tercer grupo (8 y 9) se presenta sólo al este de la zona media con un espesor que no supera los 60-70 cm. Se reconoce una capa matriz soportada correspondiente al 65%, con fragmentos tamaño “arena gruesa”, maciza y cuyos clastos no suelen superar los 30 cm (Figura 9E).

En la zona distal se reconocen sólo dos grupos, que al igual que en la zona anterior, se distribuyen de manera longitudinal:

-El primer grupo (10, 11, 12 y 13) se presenta en la parte central y oeste de la zona distal con un espesor que varía entre 50-70 cm. Se reconoce una capa matriz soportada correspondiente al 60-70%, con fragmentos de tamaño variable entre “arena fina-gruesa”. Sus clastos alcanzan los 20 cm y algunos se presentan imbricados (<10 cm) (Figura 9F). Cabe destacar que los depósitos de este grupo se reconocen hasta la ribera del río Volcán.

-El segundo (14 y 15) grupo se presenta en la parte este de la zona distal con un espesor que varía entre 60-70 cm. Se reconoce una capa matriz soportada correspondiente 70% con fragmentos tamaño “arena gruesa”, maciza y cuyos clastos no superan los 15 cm. Los depósitos asociados a este grupo desaparecen unos 50 metros antes del río Volcán.

Tabla 8. Tabla resumen de las características petrográficas del depósito MCL-E (TMC: tamaño máximo de los clastos; LP: laminación paralela; IC: imbricación de clastos).

Zona	Ubicación	Grupo	Puntos de control	Capa	Espesor	Matriz		TMC	Estructuras
						%	Granulometría		
Proximal	Centro-Ápice	1ro	1	Inferior	50 cm	10% y 60%	Arena fina-media	3 cm	LP - IC
				Superior	50 cm	60%	Arena gruesa	15 cm	-
	Oeste	3ro	3	Inferior	20 cm	60%	Arena media-gruesa	10 cm	-
				Superior	50 cm	30%	Arena fina-media	35 cm	IC
Media	Oeste	1ro	4-5	Inferior	80 cm	10-30%	Arena fina-gruesa	35 cm	IC
				Superior	40 cm	60%	Arena media	25 cm	-
	Central	2do	6-7	Inferior	20 cm	20%	Arena fina	-	LP - IC
				Superior	70-90 cm	-	Arena media-gravilla	20 cm	IC
Este	3ro	8-9	-	60-70 cm	65%	Arena gruesa	30 cm	-	
Distal	Central-Oeste	1ro	10-11-12-13	-	50-70 cm	60-70%	Arena fina-gruesa	20 cm	IC
	Este	2do	14-15	-	60-70 cm	70%	Arena gruesa	15 cm	-





Figura 9. A: Contacto erosivo entre intercalación de capas matriz y clasto soportado con capa maciza en la zona proximal. B: Capa maciza en la zona proximal al este este del depósito. C: Clastos imbricados en capa clasto soportada del sector oeste del depósito. D: Clastos imbricados en capa matriz soportada de la zona media del depósito. E: Capa maciza soportada en el sector medio al este del depósito. F: Clastos imbricados en la zona distal al oeste del depósito.

### 5.1.1.3 Volumen

Para estimar el volumen del depósito se utilizó el método empleado por Clavero (1996) y Castruccio (2005 & 2008), el cual consiste en dibujar líneas isópacas de espesor en base a los puntos de control realizados en terreno y como resultado se obtienen polígonos cuyo espesor se considera constante dentro de estos (Figura 10). Posteriormente se realiza una sumatoria del resultado de la multiplicación del espesor del polígono y su área. Para el depósito MCL-E se obtuvo un volumen aproximado de  $6,2 \times 10^4 \text{ m}^3$ .

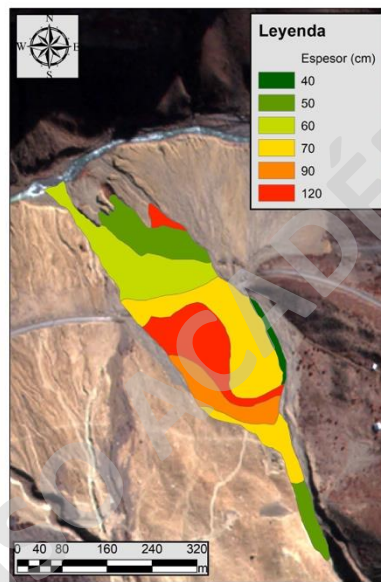


Figura 10. Isópacas utilizadas para estimar el volumen en el depósito MCL-E.

### 5.1.1.4 Análisis de facies

Con los resultados obtenidos de la descripción de los depósitos se determinaron 4 facies en base a sus similitudes petrográficas, estructurales y espaciales. En la Figura 11 se observa la distribución espacial de las facies y sus respectivos histogramas realizados en el análisis granulométrico. Adicionalmente, con los resultados se realizaron gráficos de la curva granulométrica, con lo cual se pueden observar las diferentes poblaciones de transporte según los cambios de pendiente (tracción, saltación y suspensión) y determinar características del flujo como la turbulencia (Visher, 1969).

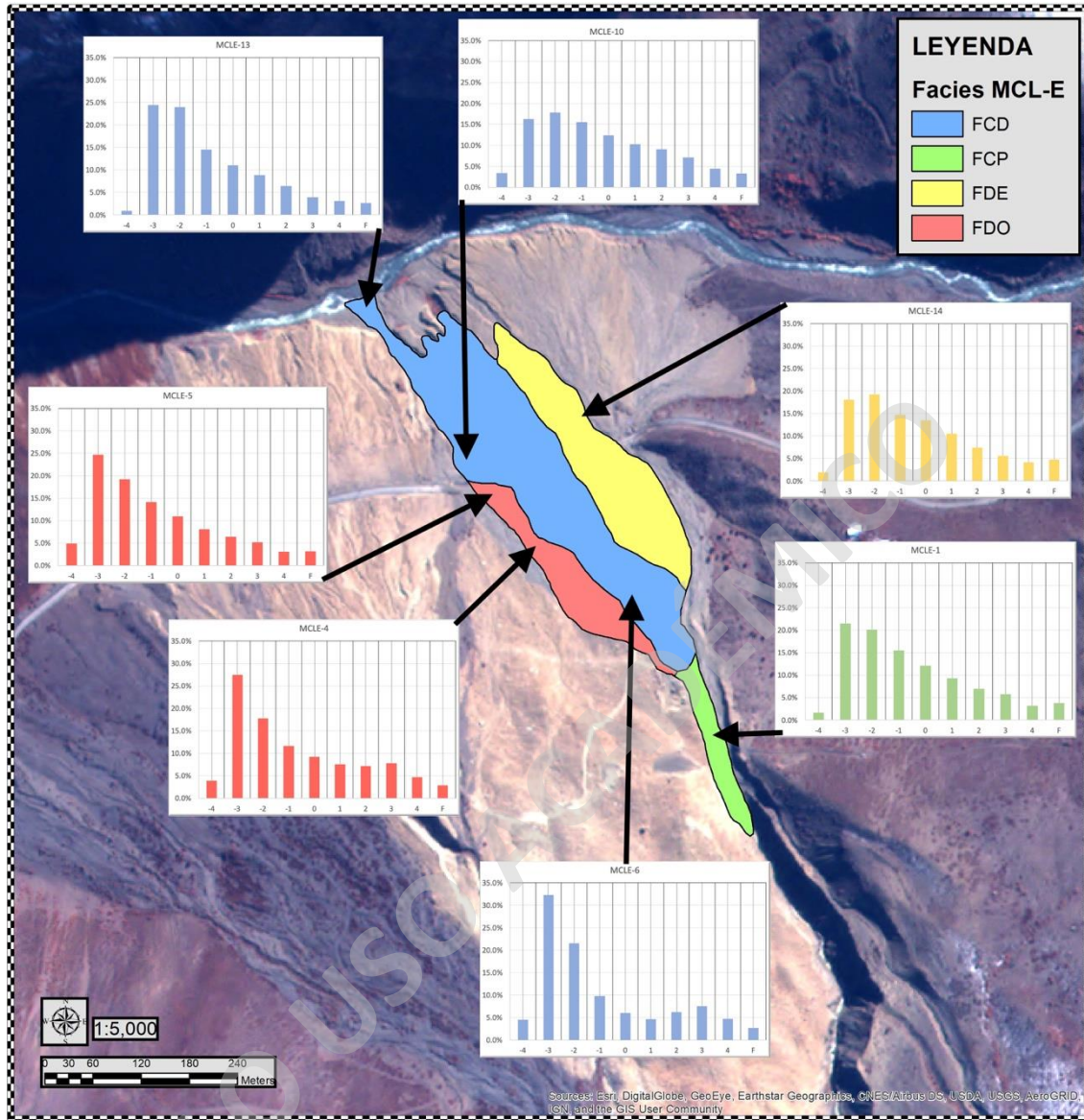


Figura 11. Facies definidas para el depósito MCL-E (FCD: canalizadas distales; FCP: canalizadas proximales; FDE: inundación este; FDO: inundación oeste) e histogramas del análisis granulométrico (F: finos<sup>6</sup>)

<sup>6</sup> Finos (<0,063 mm).

#### 5.1.1.4.1 Facies canalizadas proximales

- Ocupa un área desde el ápice hasta 230 metros en dirección NNW, precisamente donde el depósito empieza a extenderse hacia sus costados.
- Espesor: 100-120 cm
- Se compone de dos capas:
  - Inferior (50-60 cm): Intercalación de capas centrimétricas matriz y clastos soportado, las cuales presentan estratificación paralela.
  - Superior (50-60 cm): Capa maciza matriz soportada (60%) con clastos de hasta 25 cm. De esta capa se obtuvo una muestra para su análisis granulométrico (MCL-1).
- La curva granulométrica obtenida de la muestra MCL-1 (Figura 12A), esta posee un cambio abrupto entre la población de saltación y suspensión lo que implicaría un flujo con poca turbulencia. En la Figura 11 se observa que posee un contenido de finos de 3,8% relativamente alto con relación a las demás muestras.

#### 5.1.1.4.2 Facies canalizadas distales

- Corresponde a la transición de las facies canalizadas anteriores hacia las zonas medias y distales. Se extiende desde el término de estas últimas hasta la ribera del río Volcán.
- Espesor: 50-110 cm (disminuye hacia las zonas distales).
- Se compone de dos capas:
  - Inferior (20 cm): Capa clasto soportada (20%) con una matriz tamaño “arena fina”, la cual presenta clastos imbricados y laminación paralela. Desaparece después de los 100 metros de las facies. Se obtuvo una muestra para su análisis granulométrico (MCL-6).
  - Superior (50-90 cm): Capa matriz soportada (60-70%) con una matriz tamaño “arena media-gruesa”. Se presenta maciza en los primeros 100-150 metros, luego aumenta la frecuencia de clastos imbricados que alcanzan los 20 cm. Se obtuvieron 2 muestras para su análisis granulométrico (MCL-10 /MCL-13).
- La curva granulométrica (Figura 12B) de la capa inferior (MCL-6) presenta una transición suave entre las poblaciones de saltación y suspensión lo cual implica un flujo turbulento, además en la Figura 11 se observa una distribución bimodal. Las dos muestras de la capa superior presentan un cambio abrupto entre las poblaciones de saltación y suspensión, lo que

implica poca turbulencia en el flujo. La curva distal MCL-13 (Figura 12D) si bien no presenta subpoblaciones, presenta mayor variabilidad en su curva con respecto a MCL-10 (Figura 12C). En la Figura 11 se observa que las tres muestras presentan un contenido de finos relativamente bajo.

#### 5.1.1.4.3 Facies de inundación oeste

- Corresponden a las facies ubicadas al oeste de las facies canalizadas. Se extienden desde los 230 metros desde el ápice hasta unos 580 metros (cercano a la ruta).
- Espesor: 40-80 cm.
- Se compone de dos capas:
  - Inferior (30-50 cm): Capa clasto soportada (10-20%) con una matriz tamaño “arena fina-gruesa”. Presenta clastos imbricados de hasta 35 cm. De esta capa se obtuvo la muestra MCL-5.
  - Superior (20-40 cm): Capa matriz soportada (60%) con una matriz tamaño “arena media”, la cual se presenta maciza y con clastos que alcanzan los 25 cm. De esta capa se obtuvo la muestra MCL-4.
- Las curvas de las muestras MCL-4 y MCL-5 (Figura 12E-F) son bastante parecidas, ambas con una transición abrupta entre las poblaciones de saltación y suspensión, lo que implica poca turbulencia en el flujo. Cabe destacar que el cambio abrupto es más notorio en MCL-4 que en MCL-5. Ambas muestras presentan un contenido bajo de finos como se observa en la Figura 11.

#### 5.1.1.4.4 Facies de inundación este

- Corresponden a facies ubicadas al este de las facies canalizadas y se extienden desde los 320 metros desde el ápice hasta unos 730 metros.
- Espesor: 60-70 cm.
- Se compone de una sola capa:
  - Capa matriz soportada (70%) maciza con una matriz tamaño “arena gruesa”, cuyos clastos alcanzan los 30 cm y su tamaño disminuye hacia las zonas distales. De esta capa se obtuvo la muestra MCL-14.

- La curva de la muestra MCL-14 (Figura 12G) se observa patrones similares a los de las demás muestras que indicarían un flujo poco turbulento. Además, en la Figura 11 se observa un contenido alto de finos (4,8%).

SOLO USO ACADÉMICO

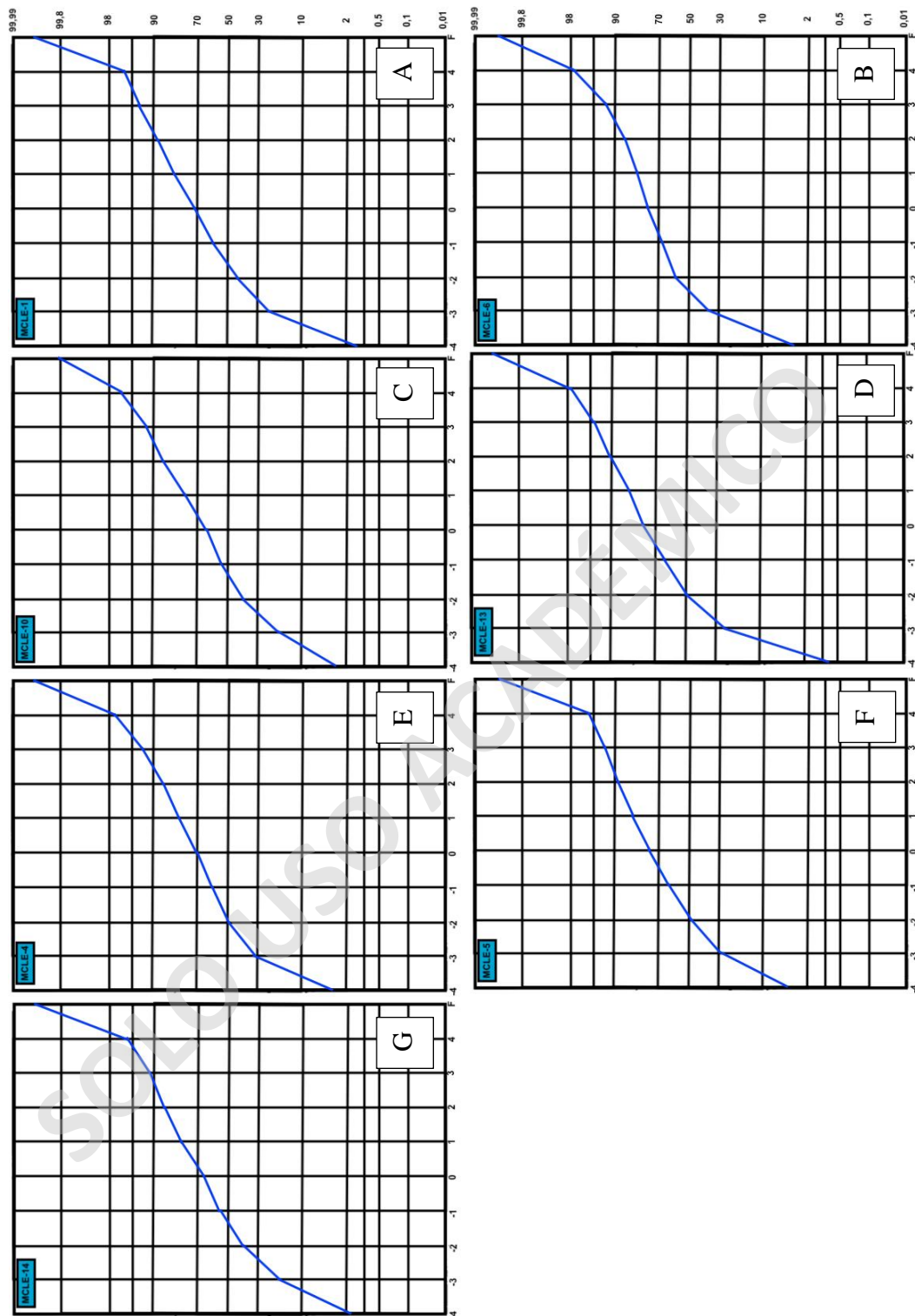


Figura 12. Curvas granulométricas de las muestras obtenidas en el depósito MCL-E.

### 5.1.2 Depósito MCL-W

El depósito MCL-W se ubica a 5,5 km al este del poblado “El Volcán”, en la ladera sur del valle, ocupando un área de 0,136 km<sup>2</sup> sobre el sector este de los depósitos aluviales antiguos del lugar (Figura 13). El ápice del depósito se ubica a 1.780 m.s.n.m y se extiende, al igual que el depósito anterior, hasta la ribera del Río Volcán a 1.672 m.s.n.m, lo cual implica una diferencia de altura de 108 metros y una distancia entre ambos puntos de 732 metros. La razón H/L entre ambos daría como resultado 0,14.

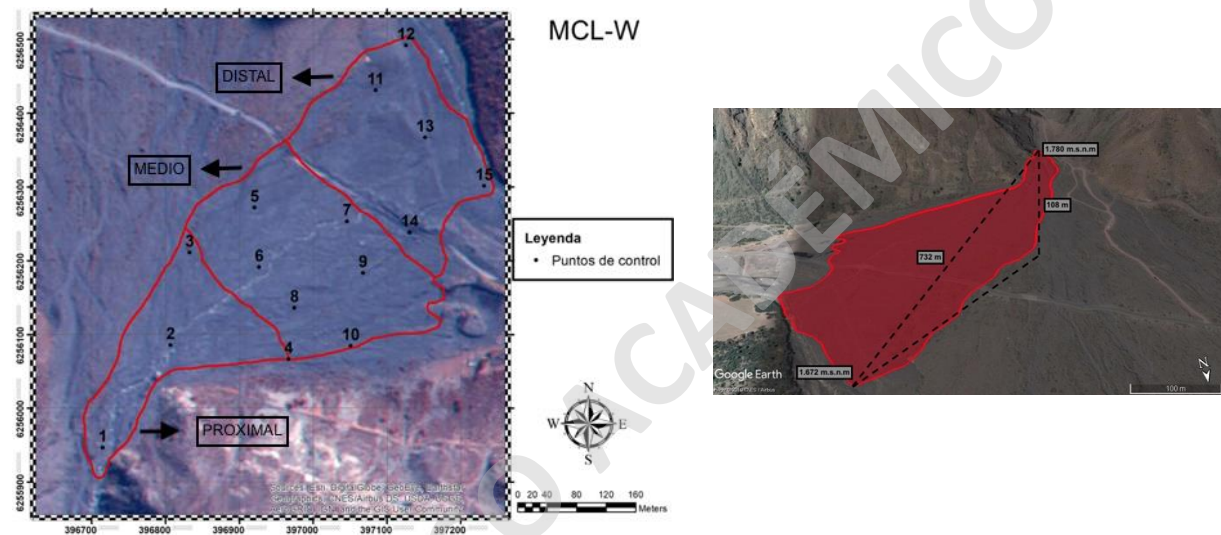


Figura 13. Área cubierta por la crecida de detritos en el punto MCL-W.

En el depósito MCL-W la presencia de levées es levemente mayor en comparación al depósito MCL-E. Sin embargo, los levées de este depósito tampoco suelen superar el metro de altura y su extensión no superaba los 12 metros (Figura 14), lo que los hace poco continuos. En general el espesor de estos disminuye hacia las zonas distales de forma gradual, hasta el punto de desaparecer pocos metros antes de la ribera del río Volcán, en las partes oeste y central del depósito. En la parte este se presenta un frente abultado de unos 70-80 cm de espesor, que incluso se encuentra cortado por el río antes mencionado.





Figura 14. Levées en zona proximal (izquierda) y media (derecha).

En la Figura 15, correspondiente al mapa de pendientes del depósito MCL-W se puede observar como el valor de este parámetro varía entre 2 y 30°, lo cual difiere con los datos de terreno que acortan el rango anterior a 5 y 15°. En estos últimos se observa una disminución de la pendiente en las zonas proximales y distales con valores promedio de 10 y 9°, respectivamente. En la zona de transición o media los valores aumentan en relación con las otras dos zonas, con una pendiente promedio de 12°. Por otro lado, en base al modelo de elevación digital, se puede observar una disminución de manera clara de la pendiente desde las zonas proximales hacia las distales.

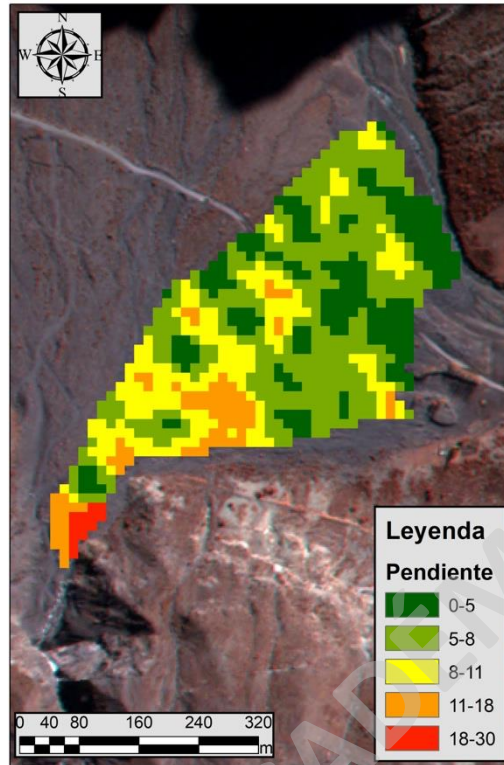


Figura 15. Mapa de pendientes del depósito MCL-W.

#### 5.1.2.1.1 Petrografía

Para facilitar la descripción del depósito se segmentó en 3 zonas (proximal, media y distal) como se observa en la Figura 13 y al final de la descripción se encuentra la tabla resumen con las características petrográficas (Tabla 9). La zona proximal se extiende desde el ápice hasta unos 360 metros de distancia de este, donde se reconocen 3 grupos de afloramientos con características similares:

- El primer grupo (1 y 2) se ubica cercano al ápice con un espesor entre 70-120 cm (Figura 16A). Se reconoce en la base una capa clasto soportada de 30-40 cm de espesor con una proporción de matriz del 45% con fragmentos tamaño “arena media”, cuyos clastos se presentan imbricados y alcanzan un tamaño de hasta 25 cm. Sobre esta se presenta una capa matriz soportada de 70-100 cm de espesor con una proporción de matriz de 65% y con fragmentos tamaño “arena gruesa”, cuyos clastos alcanzan los 50 cm y presentan imbricación incipiente, aunque en mayor parte la capa se presenta maciza.

-El segundo grupo (3) se ubica en el parte oeste cercano al límite de la zona proximal y posee un espesor de 90-110 cm. Se reconoce en la base una capa no continua matriz soportado de 20 cm de espesor, cuya matriz corresponde al 90% y tiene fragmentos tamaño “gravilla”. Presenta laminación paralela y clastos imbricados que no superan los 10 cm. Sobreyace sobre la anterior una capa maciza matriz soportada de 70-100 cm de espesor, cuya matriz corresponde al 65%, tiene fragmentos tamaño “arena gruesa” y los clastos presentes alcanzan los 50 cm.

-El tercer grupo (4) se ubica en la parte este cerca del límite de la zona proximal y posee un espesor 60-40 cm. Se reconoce una capa maciza y matriz soportada, la cual corresponde al 65%. El tamaño de los fragmentos de la matriz es “arena media” y los clastos presentes alcanzan los 40 cm.

La zona media se extiende desde el límite con la zona proximal hasta unos 550 metros de distancia al ápice, donde se reconoce 3 grupos de afloramientos:

-El primer grupo (5) se ubica al oeste de la zona media con un espesor de 90-100 cm. Se reconoce en la base una capa matriz soportada de 10-20 cm de espesor con una matriz que corresponde al 80-90% y posee fragmentos tamaño “arena gruesa – gravilla”. Presenta estructuras como clastos imbricados y laminación paralela. Sobre esta se presenta una capa matriz soportada de 80-90 cm de espesor, una matriz con fragmentos tamaño “arena gruesa” y que corresponde al 60%. Los clastos alcanzan los 60 cm y en ocasiones se presentan imbricados.

-El segundo grupo (6, 7, 8 y 9) se ubica en la parte central del depósito con un espesor 80-130 cm, en el cual se reconoce una sola capa que presenta cambios transicionales lateral y verticalmente. A grandes rasgos se observa una capa matriz soportada, cuya matriz corresponde 70-80% con fragmentos tamaño “arena gruesa” y su proporción aumenta hacia el este. En gran parte hay presencia de clastos imbricados y laminación (paralela y ondulosa) (Figura 16B), mientras que hacia el este hay presencia de lentes (Figura 16C) y gradación inversa.

-El tercer grupo (10) se ubica en el sector este del depósito con un espesor de 40-50 cm (Figura 16D). Se reconoce una sola capa maciza y matriz soportada correspondiente al 60%, con fragmentos tamaño “arena gruesa”, mientras que los clastos presentes alcanzan los 30 cm.

La zona distal se extiende desde el límite con la zona media hasta la ribera del río Volcán, donde se reconocen 2 grupos de afloramientos:

-El primer grupo (11 y 12) se ubica en la parte oeste del depósito con un espesor de 60 cm (Figura 16E). Se reconoce en la base una capa matriz soportada de 10-15 cm de espesor, cuya proporción de matriz corresponde al 90% y posee fragmentos tamaño “arena gruesa”. Hay estructuras como laminación paralela, mientras que los clastos no superan los 10 cm. Sobre esta se reconoce una capa matriz soportada de 40-50 cm de espesor cuya proporción de matriz corresponde al 60-70% y tiene fragmentos tamaño “arena media”. Presenta estructuras como clastos imbricados.

-El segundo grupo (13, 14 y 15) se ubica en la parte central y oeste del depósito con un espesor de 50-100 cm. Se reconoce una capa matriz soportada, con una matriz correspondiente al 55-70% y con fragmentos tamaño “arena media-gruesa”, la cual disminuye ligeramente su proporción hacia el este. Presenta clastos que alcanzan los 60 cm y en ocasiones se presentan imbricados (Figura 16F).

Tabla 9. Tabla resumen de las características petrográficas del depósito MCL-E (TMC: tamaño máximo de los clastos; LP: laminación paralela; IC: imbricación de clastos; LO: laminación ondulosa).

Zona	Ubicación	Grupo	Puntos de	Capa	Espesor	Matriz		TMC	Estructuras
						%	Granulometría		
Proximal	Centro-Ápice	1ro	1-2	Inferior	30-40 cm	0.45	Arena media	25 cm	IC
				Superior	70-100 cm	65%	Arena gruesa	50 cm	IC
	Oeste	2do	3	Inferior	20 cm	0.9	Gravilla	10 cm	LP - IC
				Superior	70-100 cm	65%	Arena gruesa	50 cm	-
			-	40-60 cm	65%	Arena media	40 cm	-	
Media	Oeste	1ro	5	Inferior	10-20 cm	80-90%	Arena gruesa-gravilla	-	LP-IC
				Superior	80-90 cm	60%	Arena gruesa	60 cm	IC
	Centro	2do	6-7-8-9	-	80-130 cm	70-80%	Arena gruesa	-	LP-LO-IC
				-	40-50 cm	0.6	Arena gruesa	30 cm	-
Distal	Oeste	1ro	11-12	Inferior	10-15 cm	90%	Arena gruesa	10 cm	LP
				Superior	40-50 cm	60-70%	Arena media	-	IC
	Centro-Oeste	2do	13-14-15	-	50-100 cm	55-70%	Arena media-gruesa	60 cm	IC

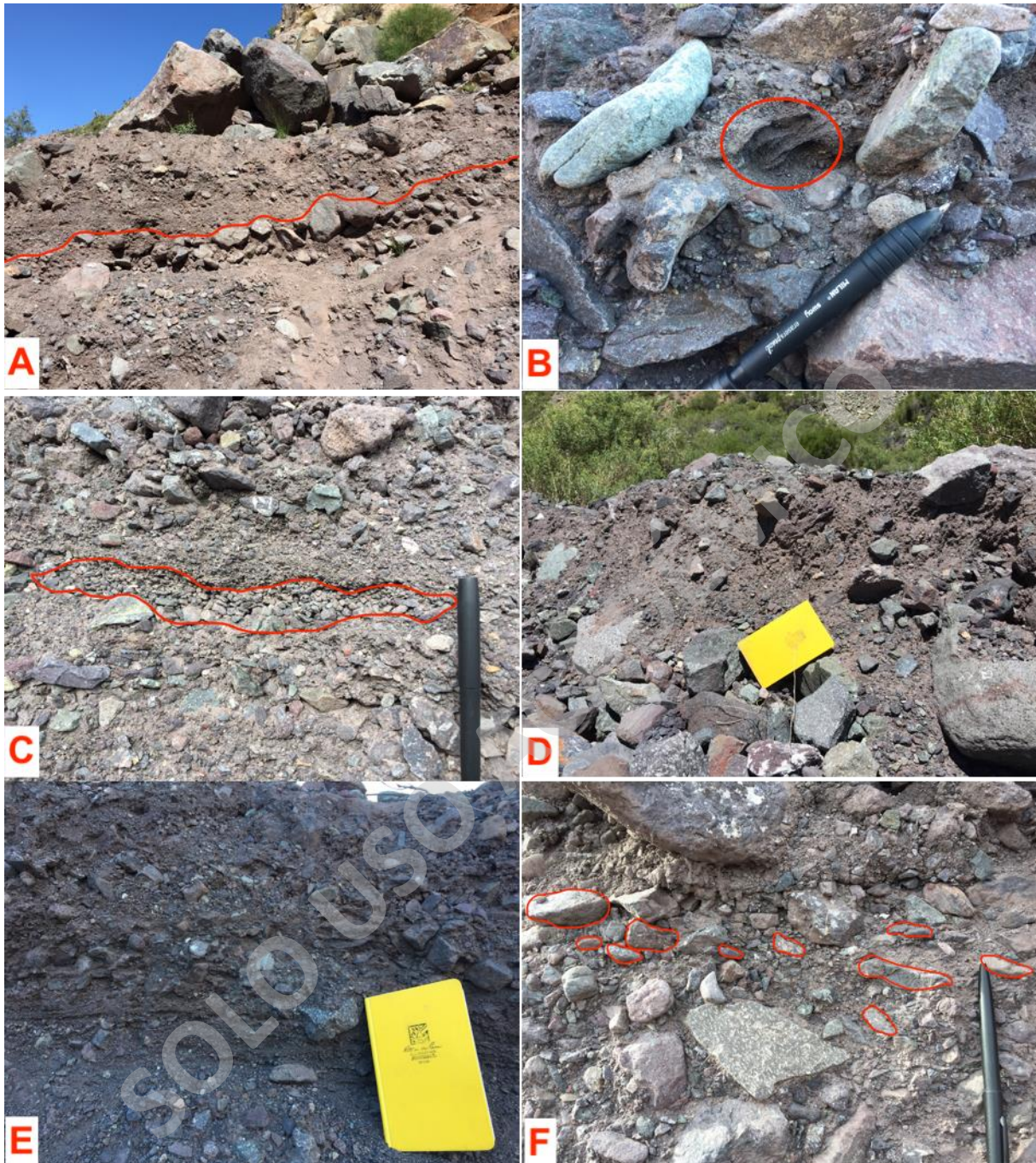


Figura 16. A: Contacto erosivo entre capa clasto y matriz soportado de la zona proximal del depósito. B: Laminación ondulosa en la zona media del depósito. C: Lente de granulometría relativamente gruesa en la zona media del depósito. D: Capa maciza en la zona media al este del depósito. E: Capa matriz soportada con laminación paralela bajo una capa matriz soportada con imbricación incipiente en la zona distal al oeste del depósito. F: Clastos imbricados en la zona distal al este del depósito.

#### 5.1.2.1.2 Volumen

Para el depósito MCL-W se utilizó el exactamente el mismo método utilizado para el depósito MCL-E (Clavero, 1996; Castruccio, 2005 y 2008) (Figura 17) y se obtuvo un volumen aproximado de  $1,0 \times 10^5 \text{ m}^3$ .

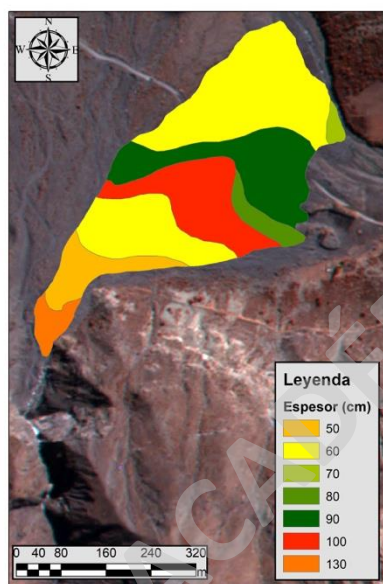


Figura 17. Isópacas utilizadas para estimar el volumen en el depósito MCL-W.

#### 5.1.2.2 Análisis de facies

En la Figura 18 se observa la distribución espacial de las distintas facies identificadas en base a los resultados y datos obtenidos de terreno. Además, se presentan los histogramas correspondientes a cada una de las facies y las curvas granulométricas de las muestras obtenidas en el depósito.

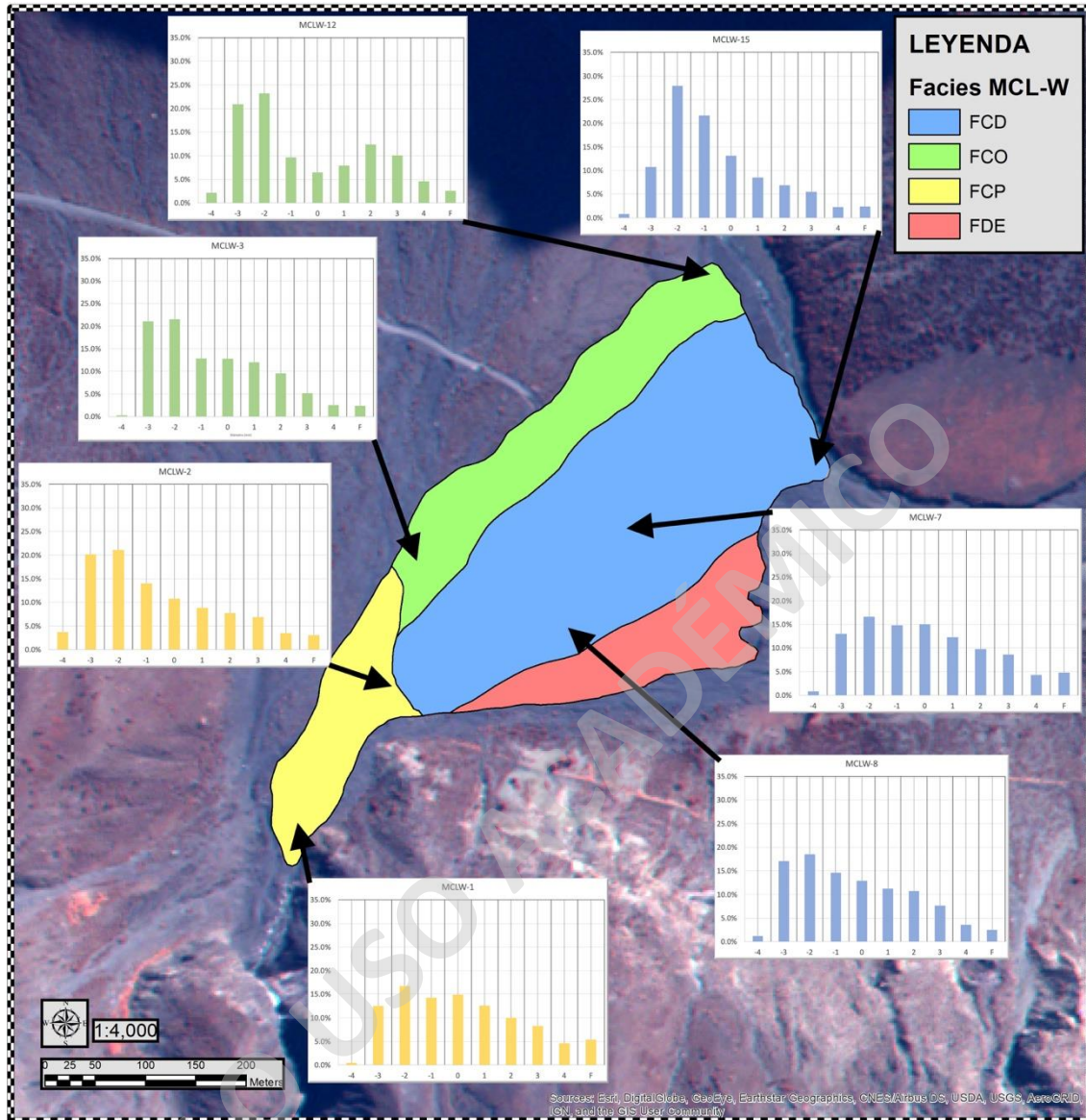


Figura 18. Facies definidas para el depósito MCL-E (FCD: canalizadas distales; FCO: canalizada oeste; FCP: canalizada proximal; FDE: inundación este) e histogramas del análisis granulométrico (F: finos).

#### 5.1.2.2.1 Facies canalizadas proximales

- Se extiende desde el ápice del depósito hasta unos 300 metros de distancia de este.
- Espesor: 70-120 cm.
- Se compone de dos capas:

- Inferior (30-40 cm): Capa clasto soportada con un porcentaje de matriz de 45% y de tamaño “arena media”, la cual presenta clastos imbricados de hasta 25 cm. De esta capa se obtuvo la muestra MCL-1.
- Superior (70-100 cm): Capa matriz soportado (65%) con una matriz tamaño “arena gruesa”, la cual se presenta maciza y con clastos que alcanzan los 50 cm. De esta capa se obtuvo la muestra MCL-2.
- En la curva granulométrica de la Figura 19A se observa una transición suave que incluso es imperceptible el quiebre entre la población de saltación y suspensión, lo que reflejaría la turbulencia del flujo, no así en la curva de la Figura 19B. Como se observa en la Figura 18 la proporción de fino es bastante baja (3,1%) para MCL-1, mientras que en MCL-2 supera el 5%.

#### 5.1.2.2.2 Facies canalizadas distales

- Se ubica desde en la parte central del depósito desde el límite con las facies anteriores hasta la ribera del río Volcán.
- Espesor: 50-130 cm.
- Se reconoció una sola capa:
  - Capa matriz soportada (70-80%) con un tamaño de matriz “arena gruesa-media”. Presenta estructuras como laminación paralela, lentes, gradación inversa e imbricación de clastos. Estas aumentan su frecuencia hacia el este.
- En la curva granulométrica de la Figura 19D se observa que la muestra MCL-15 presenta un cambio menos abrupto que la muestra MCL-7, lo que indicaría una mayor turbulencia en el flujo en la parte este con respecto a la parte oeste. En la Figura 18 se puede observar que el contenido de finos también disminuye hacia el este, desde 4,8% hasta 2,5%.

#### 5.1.2.2.3 Facies canalizadas oeste

- Se ubica al oeste del depósito y se extiende desde el límite con las facies canalizadas proximales hasta uno metros antes de llegar al río Volcán.
- Espesor: 60-110 cm (disminuye hacia las zonas distales).
- Se reconocen dos capas:



- Inferior (10-20 cm): Capa no continua matriz soportada (90%) con una matriz tamaño “arena media-gravilla”. Presenta estructuras como laminación paralela e imbricación de clastos.
- Superior (40-90 cm): Capa matriz soportada (65%) con una matriz tamaño “arena gruesa” y que presenta clastos de hasta 60 cm que en ocasiones se encuentran imbricados. De esta capa se obtuvieron las muestras MCL-3 y MCL-12.
- En las curvas granulométricas (Figura 19F-G) se observan cambios abruptos entre las poblaciones de saltación y suspensión lo que indicaría poca turbulencia. El contenido de finos es bajo (<3%) en ambas muestras (Figura 18).

#### 5.1.2.2.4 Facies de inundación este

- Se ubica al este del depósito y se extiende desde su límite con las facies canalizadas proximales hasta unos 100 metros antes de llegar al río Volcán.
- Espesor: 40-60 cm.
- Se reconoce sólo una capa de la cual no se obtuvieron muestra para análisis:
  - Capa matriz soportada (40-60 cm) con una proporción de matriz de 60-65% y un tamaño “arena media-gruesa”. Los clastos

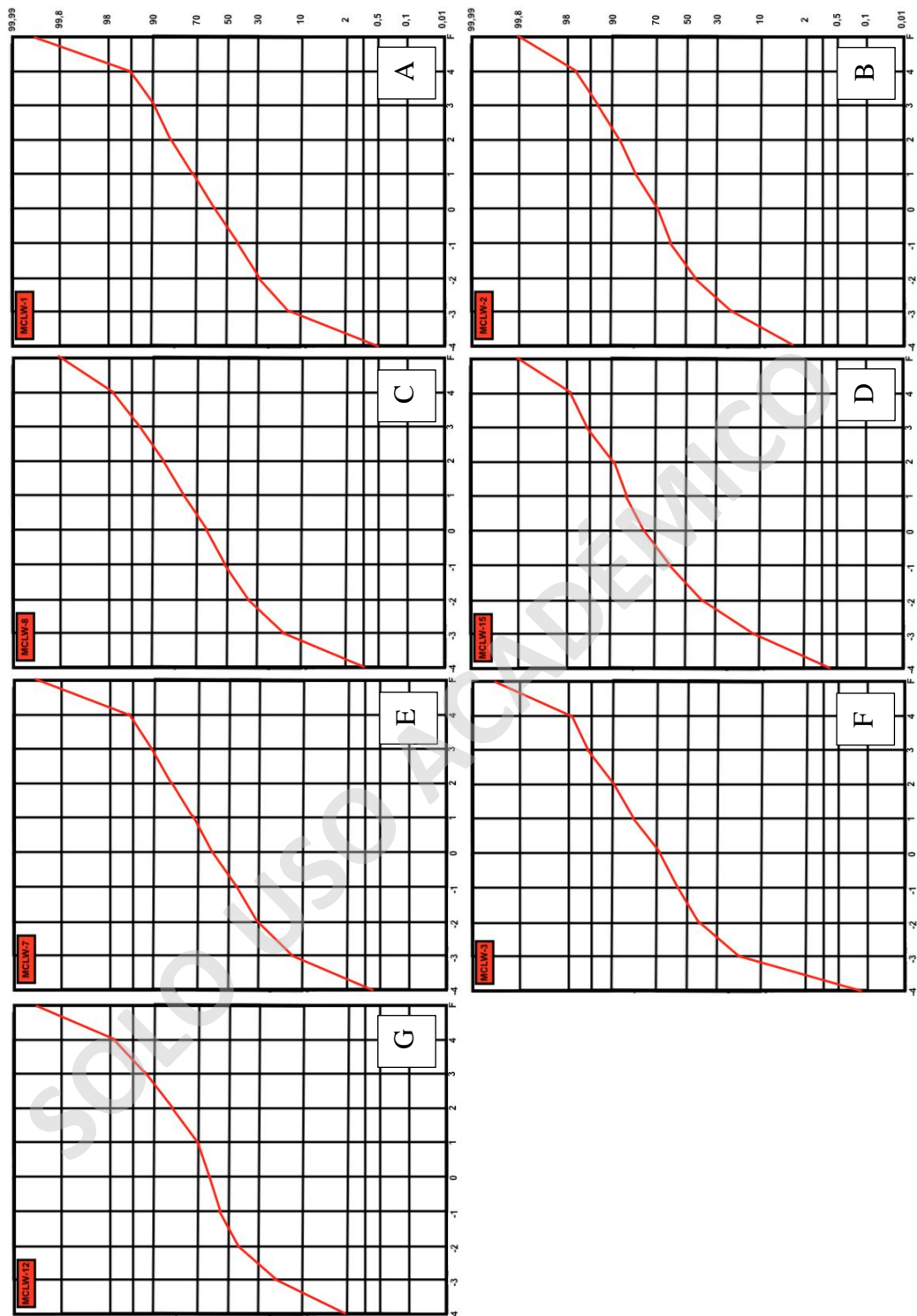


Figura 19. Curvas granulométricas de las muestras obtenidas en el depósito MCL-W.

### 5.1.3 Inventario de depósitos

Como se menciona en el capítulo de metodología, la información acerca de los eventos ocurridos en el área de estudio es escasa, por lo tanto, en vez de realizar un catastro de eventos se realizó un inventario de depósitos recientes. Este inventario incluye depósitos de crecidas de detritos y flujos de detritos, cuyo reconocimiento se hizo durante el terreno y se complementó con las imágenes satelitales de Google Earth (2011-2017). Se identificaron 23 depósitos recientes (15 flujos de detritos y 8 crecidas de detritos), los cuales se observan en la Figura 20 y en el capítulo de Anexos se encuentra la Tabla 32 con los datos para cada uno de ellos. Es necesario mencionar que sólo los 4 depósitos dentro del inventario fueron generados durante el evento meteorológico de febrero del 2017 (Nº: 17, 20, 22 y 23), los demás se asocian a eventos relativamente recientes, es decir, en tiempos históricos.

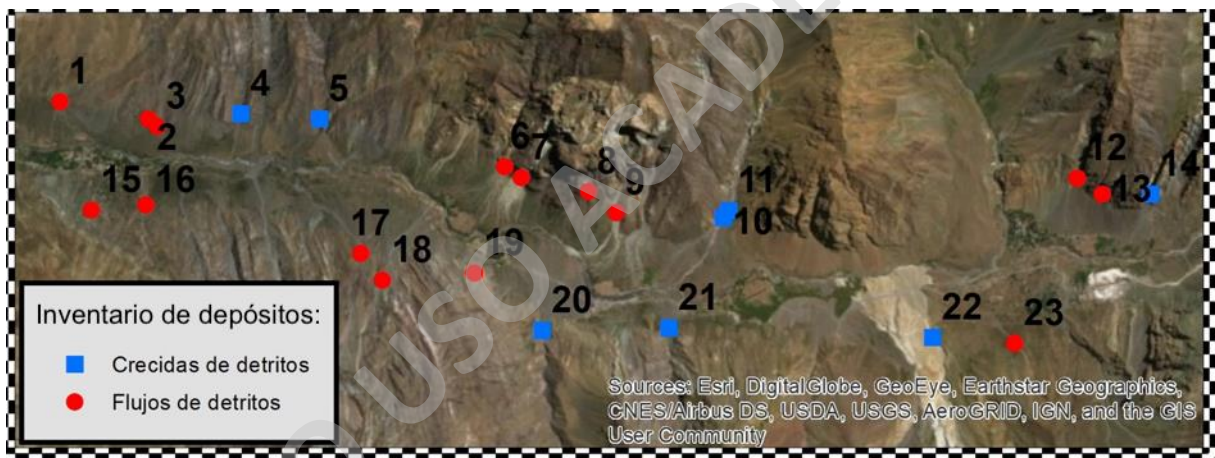


Figura 20. Puntos de reconocimiento de los depósitos del inventario.

Los datos obtenidos con la delimitación de los depósitos recientes corresponden al área, pendiente y H/L, con los cuales se realizaron diagramas de caja para cada uno de los depósitos y estos se observan en la Figura 21. En los gráficos de la pendiente y H/L se observan comportamientos similares para cada uno de los depósitos, donde se observa que los flujos de detritos presentan una mayor dispersión de estos parámetros con relación a las crecidas de detritos. Según Hungr et al. (2013) los depósitos de las crecidas de detritos tienen pendientes menores a las de los flujos de detritos, lo que se ve reflejado en el diagrama de caja de la pendiente. El hecho de que esto ocurra también en el diagrama de caja del H/L se debería al mayor alcance con relación a

la diferencia de altura que existe en los depósitos de crecidas de detritos con respecto a los flujos de detritos. Finalmente, en el diagrama de caja del área se observa que los depósitos de flujos de detritos son bastante menores en dispersión y extensión que los depósitos de crecidas de detritos.

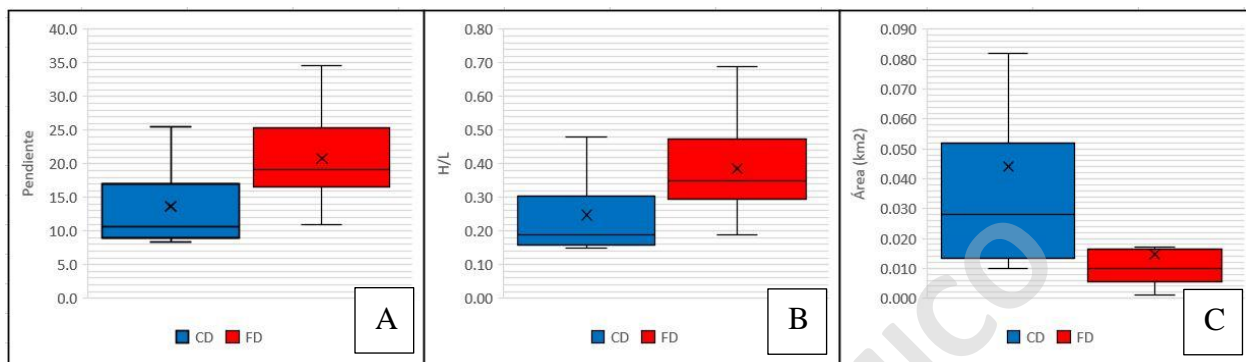


Figura 21. Diagramas de caja de la pendiente, H/L y área de las cuencas.

#### 5.1.4 Cuencas o áreas fuente

Uno de los objetivos del presente trabajo es reconocer cuáles son las causas de generación de un evento de crecidas de detritos, para lo cual se estudiaron las cuencas o áreas fuentes cercanas y relacionadas a los puntos estudiados. Como se observa en la Figura 22, se reconocieron 29 cuencas en el área de estudio mediante el DEM, 12 en la ladera norte y 17 en la ladera sur.

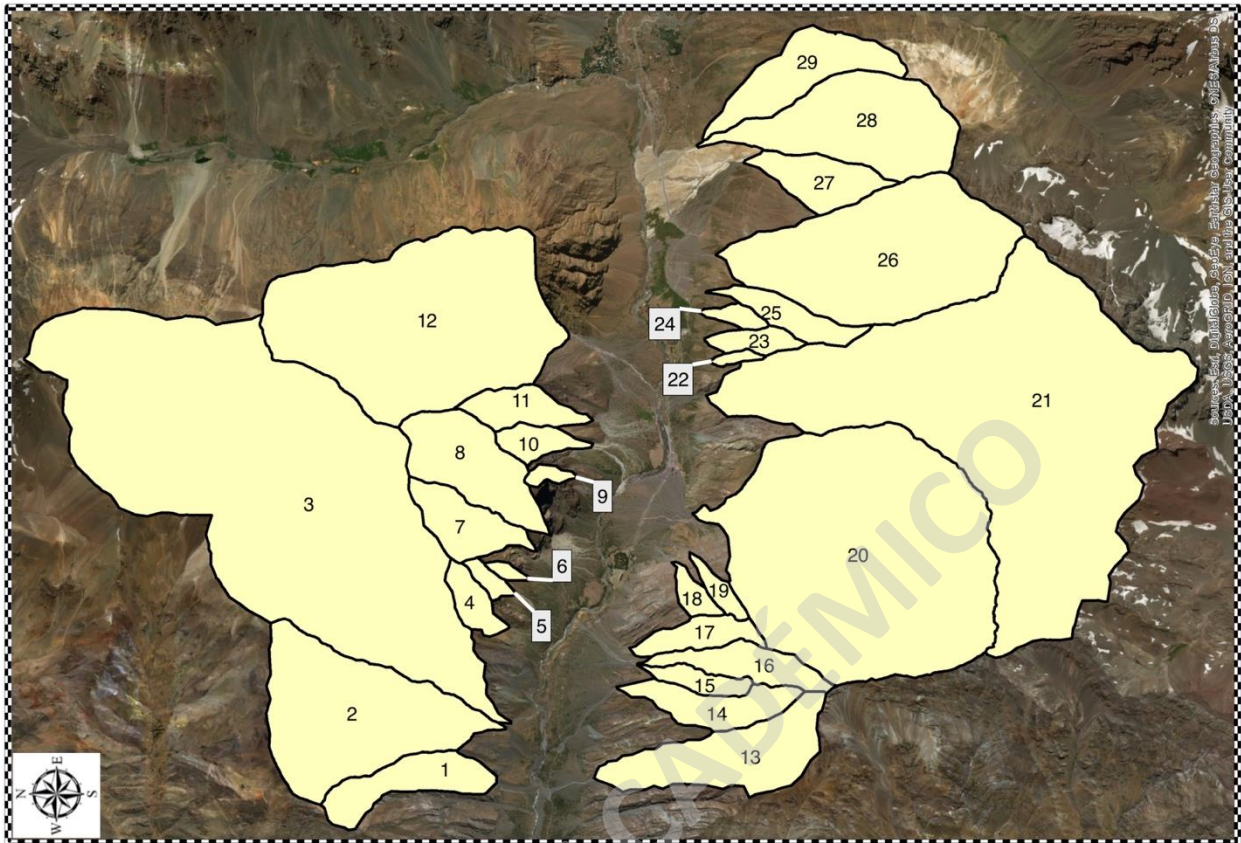


Figura 22. Cuencas o áreas de captación del valle del río Volcán.

En la Figura 22, las cuencas varían bastante entre ellas con respecto a su extensión areal y forma. Para cuantificar estas variaciones se calcularon algunos parámetros geométricos y morfométricos como en el trabajo de Wilford et al. (2004), estos se observan en la Figura 23. En el trabajo citado se clasificaron cuencas según procesos de inundación, crecidas de detritos y flujos de detritos en base a las características de los depósitos generados en estas cuencas y por los procesos mencionados. Posteriormente, se realizó un análisis estadístico de la varianza con los parámetros para determinar las diferencias en la media de estos entre los tres tipos de cuencas.

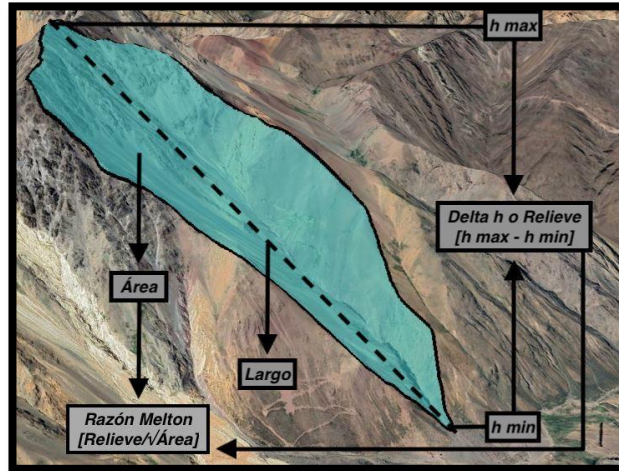


Figura 23. Características y parámetros morfométricos.

En el trabajo citado anteriormente los parámetros con mejores resultados para diferenciar los procesos correspondían a la “Razón Melton” y el largo de la cuenca (Figura 24). Con estos dos parámetros se realizó el gráfico de la Figura 24, donde en base a los resultados del trabajo de Wilford et al. (2004) se definieron áreas representativas de los tres procesos mencionados.

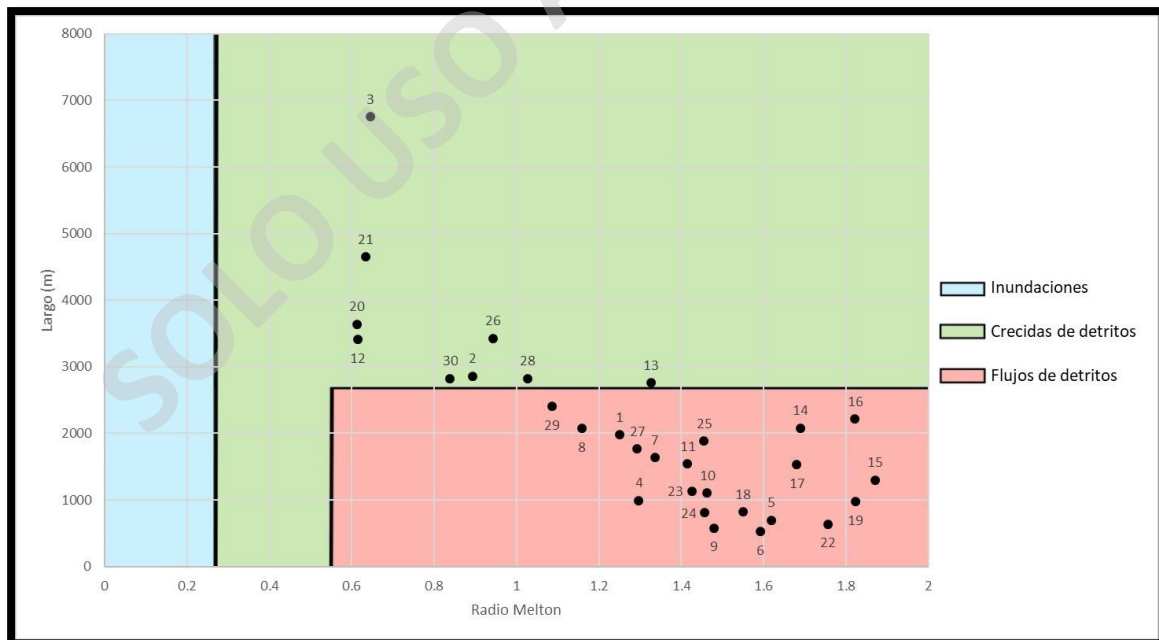


Figura 24. Gráfico del largo de las cuencas versus razón Melton.

De las 30<sup>7</sup> cuencas, 21 caen en el área de los flujos de detritos, mientras que sólo 9 caen en el área de las crecidas de detritos. De estas 9 cuencas, 6 se encuentran relacionadas a depósitos de crecidas de detritos definidas en el inventario de depósitos, dentro de los cuales también se encuentran los depósitos generados por el evento estudiado en el presente trabajo (Tabla 10). Las cuencas 3 y 13 podrían estar relacionadas a depósitos de crecidas de detritos, pero debido a la falta de información para su clasificación no se han incluido. Aun así, se puede notar que existe una relación en la generación de crecidas de detritos y los aspectos morfométricos de las cuencas.

Tabla 10. Relación de cuencas y depósitos de crecidas de detritos.

Cuenca	2	3	12	13	20	21	26	28	30
Depósito	5	-	10-11	-	20	21	-	22	22

## 5.2 Análisis de susceptibilidad

### 5.2.1 Criterios seleccionados

En la siguiente sección se determinan los criterios y/o factores condicionantes para ser usados en el análisis de susceptibilidad de crecidas de detritos. Como se menciona en capítulos anteriores, esta selección se fundamenta principalmente en los datos obtenidos de terreno e imágenes satelitales, en complemento con trabajos e investigaciones de similares metodologías.

#### 5.2.1.1 Geología

##### 5.2.1.1.1 Litología

Corresponde a uno de los criterios de mayor relevancia, ya que como se vio en capítulos anteriores este tiene directa influencia en la resistencia del material que compone las laderas. Para este criterio se consideraron las formaciones geológicas presentes en el área de estudio, para lo cual se utilizó la información disponible en la literatura.

---

<sup>7</sup> El depósito MCL-E se relaciona con dos cuencas (ID: 28 y 29) por lo tanto estas se estudiaron por separado y también como una en conjunto (ID: 30).

En base a los trabajos de Fock (2005) y Pincetti (2016) las litologías encontradas dentro del área de estudio se observan en la Tabla 11. Los depósitos fluviales (Qf), aluviales (Qa) y coluviales (Qc) corresponden a las unidades con mayor valoración debido a su poca cohesión y compactación, le siguen las formaciones Colimapu (Kisc) y Lo Valdés (JKlv), las cuales se componen principalmente de secuencias sedimentarias y en menor medida secuencias volcánicas. Luego sigue la Formación Abanico (OIMa), la cual se compone principalmente de secuencias volcánicas y en menor medida secuencias sedimentarias. Finalmente, la unidad con menor valoración y por lo tanto la que debería tener mayor resistencia corresponde a los Intrusivos del Mioceno Medio-Superior (Mmsg).

Tabla 11. Clasificación y valoración heurística de la litología.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Qa-Qf-Qc	10
Kisc - JKlv	6
OIMa	4
Mmsg	2

#### 5.2.1.1.2 Cercanía a fallas

Las fallas pueden generar fracturamiento en las rocas y por ende zonas de inestabilidad, como por ejemplo en una ladera, lo que también podría generar material disponible para un eventual flujo. En el área de estudio hay presencia de dos fallas: El Diablo-El Fierro y Chacayes-Yesillo, cuya distancia entre ellas varía alrededor de los 1.000 y 2.000 metros. De esta manera, se realiza una valoración similar al trabajo de Muñoz (2013), en el cual se consideran las zonas cortadas por fallas, zonas relativamente cercanas y relativamente lejanas (Tabla 12).

Tabla 12. Clasificación y valoración de la presencia de fallas.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Cortado por falla	10
<1000 metros	5
>1000 metros	1



### 5.2.1.1.3 Zonas afectadas por alteración

Como es en el caso de la zona de estudio, la zona de alteración presente en el lugar se generó por la circulación de fluidos hidrotermales, estos generan arcillas y a su vez fracturan la roca, aumentando la inestabilidad de esta, y por ende, de la ladera. Uno de los eventos de crecidas de detritos se generó precisamente en una zona de alteración, por lo cual debe considerarse un factor relevante para la generación de este tipo de eventos. En la Tabla 13 se observa la clasificación y valoración de este criterio.

Tabla 13. Clasificación y valoración de zonas de alteración.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Sin alteración a arcillas	1
Con alteración a arcillas	10

### 5.2.1.1.4 Recurrencia de eventos

En el trabajo de Lara (2007) se consideran a los antecedentes como un factor condicionante, es decir, escritos u observaciones de depósitos de flujo en el área de estudio. Para el presente trabajo se consideraron los depósitos delimitados en el inventario realizado en capítulos anteriores como antecedentes a eventos de crecidas de detritos. La Tabla 14 contiene la clasificación y valoración para este factor condicionante.

Tabla 14. Clasificación y valoración de antecedentes de crecidas de detritos.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Zona con antecedentes	10
Zona sin antecedentes	1

## 5.2.1.2 Geomorfología

### 5.2.1.2.1 Pendiente

El primer factor geomorfológico corresponde a la pendiente de la zona de generación de la crecida de detrito, es decir, el área fuente y el canal por el cual se moviliza el flujo. En el trabajo de Blais-Stevens y Behnia (2016) se realiza un mapa de pendientes en el cual se usan las clasificaciones y valoraciones que se observan en la Tabla 15 para flujos de detritos.

Tabla 15. Clasificación y valoración de la pendiente según Blais-Stevens y Behnia (2016).

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
0-15°	0.1
15-25°	0.5
25-45°	1.0
45-55°	0.5
55-90°	0.1

A las laderas de menor pendiente se les otorgarán menores valoraciones, ya que, es menos probable la generación de un flujo de detritos, y mientras aumenta la pendiente, esta valoración también aumenta. Aun así llega un punto, específicamente los 45°, en donde la valoración comienza a disminuir, esto se debe a que según Ortigao y Kanji (2004), sobre estos valores se comienzan a generar escarpes, por lo que es menos probable que se generen fenómenos de tipo flujo. Para el presente trabajo se utilizará una lógica similar al estudio citado, ya que por definición las crecidas de detritos al igual que los flujos de detritos se forman y se movilizan en canales de alta pendiente, y también hay que tener en cuenta que estos procesos no ocurren de forma única o individual, es decir, que un flujo de detritos o un flujo hiperconcentrado puede llegar a transformarse en una crecida de detritos, lo que quiere decir que las condiciones del ambientes de formación de estos fenómenos pueden ser bastante parecidos. Aun así, se realizan ciertas modificaciones en la clasificación de las pendientes para el presente trabajo, para lograr coherencia entre las valoraciones más altas y las zonas donde ocurrieron los eventos y además que, se debe considerar que ambos estudios se realizan en zonas geográficas completamente distintas (San José de Maipo, Chile – Yukón, Canadá). Estas modificaciones se realizan principalmente en base a los datos tomados durante el terreno, en donde los datos de pendiente de los depósitos oscilaban entre 4 y 16°, a este rango se le debe dar cierta importancia ya que, al estudiar la susceptibilidad de algún

evento, se analiza desde su generación hasta sus zonas de afección. En la Tabla 16 se observan las clasificaciones y valoraciones de las pendientes usadas.

Tabla 16. Clasificación y valoración de las pendientes.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
0-5°	4
5-15°	8
15-35°	10
35-50°	6
50-90°	2

#### 5.2.1.2.2 Aspecto

La otra perspectiva geomorfológica corresponde al aspecto que poseen las laderas en el lugar de estudio, es decir, la orientación en la cual se ubican. Este factor tiene implicancia en la cantidad de horas que ciertas laderas tienen exposición a la luz solar, lo cual se refleja a grandes rasgos en la presencia de masas de hielo y la cantidad de vegetación presente. Este hecho puede influir en la generación de crecidas de detritos, ya que con una mayor exposición aumentan las diferencias de temperatura, con lo que favorece la meteorización y al mismo tiempo disminuye la vegetación que da sustento al suelo. Por otro lado, la orientación de las laderas incide en la captación de las precipitaciones, ya que cuando las gotas caen a superficie estas llevan cierta orientación debido a la presencia del viento, por lo cual ciertas laderas se ven más afectadas que otras. En el caso de la zona de estudio, el valle del Río Volcán se encuentra orientado este-oeste, por lo que la trayectoria del sol lo atraviesa de forma paralela, pero hay que tener en cuenta que, en el hemisferio sur la trayectoria no es perpendicular a la superficie terrestre, esta tiene cierta inclinación hacia el norte como se observa en la Figura 25.

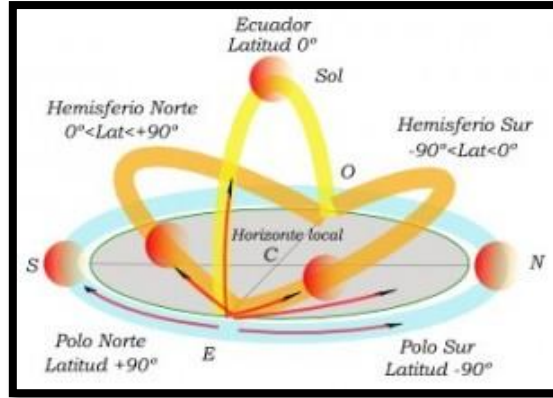


Figura 25. Trayectoria del sol y ángulo de incidencia del sol (Extraído de: [www.geometriasolar.com](http://www.geometriasolar.com)).

De tal manera que, las laderas que poseen una mayor exposición al sol corresponden aquellas que están orientadas hacia el norte, noreste y noroeste. Adicionalmente, las corrientes de viento en el área de estudio suelen tener direcciones hacia el sur, con ciertas variantes, por lo cual es usual que la ladera ubicada al sur del río Volcán sea la que recibe en mayor parte las gotas de las precipitaciones. Las clasificaciones y valoraciones para el aspecto de las laderas quedan definidas en la Tabla 17.

Tabla 17. Clasificación y valoración del aspecto de las laderas.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Norte	10
Noreste	8
Este	6
Sureste	4
Sur	2
Suroeste	4
Oeste	6
Noroeste	8

### 5.2.1.3 Redes de drenaje

Las redes de drenaje son uno de los factores más relevantes en los análisis de susceptibilidad relacionados con los fenómenos de tipo flujo, ya que, a través de estas los flujos se movilizan y por

donde se acumula gran cantidad de material. Debido a lo anterior, es que se hace necesario una correcta identificación y delimitación de las distintas redes de drenaje presentes en el lugar. Cabe destacar que, como en el presente trabajo se estudian eventos gatillados por precipitaciones, no es necesario que las redes de drenaje se encuentren activas, es decir, con escorrentía. Los criterios para seleccionar las redes de drenaje son bastante simples, se escogen aquellas redes capaces de contener a un flujo o crecida de detritos, es decir, con similares dimensiones a aquellas donde ocurrieron los eventos estudiados. Finalmente, en base al ancho de las redes de drenaje de los puntos de estudio, los cuales son de aproximadamente entre 20 y 25 metros, se realiza una clasificación que depende de la cercanía hacia las redes, es decir, mientras más cercano se encuentre un punto de una red de drenaje, más alta será su valoración. En la Tabla 18 se observan los valores específicos usados para definir la clasificación y valoración de este factor.

Tabla 18. Clasificación y valoración de la cercanía a redes de drenaje.

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
<30 metros	10
30-90 metros	5
90-150 metros	3
>150 metros	1

#### 5.2.1.4 Vegetación

El último factor condicionante considerado dentro del presente trabajo corresponde a la cobertura vegetal en el área de estudio. Para medir o cuantificar este parámetro se usan distintos métodos, para este caso se elige el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI). Este índice representa la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación en el suelo, mediante valores que van desde el -1 hasta el 1, donde el primer valor representa plantas muertas o escasas de estas, mientras que el segundo representa plantas saludables, como se observa en la Figura 26.



Figura 26. Rango de valores NDVI (Modificado de: Sentera.com)

La Figura 26 sirve de referencia para entender que es lo que determina el índice de vegetación de diferencia normalizada, pero los rangos a utilizar corresponden a valores de referencia que se observan en la Tabla 19, los cuales fueron propuestos en el trabajo de Merg., et al (2011).

Tabla 19. Clasificación y valoración NDVI (Basado en: Merg et al., 2011)

DETALLE	CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Nubes y agua	<0,01	10
Suelo sin vegetación	0,01-0,1	8
Vegetación ligera	0,1-0,2	4
Vegetación mediana	0,2-0,4	2
Vegetación alta	0,4-0,5	1

#### 5.2.1.5 Clasificación morfométrica de las cuencas

En el análisis morfométrico de las cuencas realizado en capítulos anteriores se clasificaron a estas según su relación con procesos geológicos: crecidas de detritos y flujos de detritos. La valoración según esta clasificación se observa en la Tabla 20.

Tabla 20. Valoración de las cuencas según su clasificación de la razón Melton (Wilford et al., 2004).

CLASIFICACIÓN	VALORACIÓN
Crecidas de detritos	10
Flujos de detritos	5
No corresponde a cuenca	0

## 5.2.2 Capas generadas

En el siguiente subcapítulo se presentan los resultados de las capas generadas para cada uno de los factores condicionantes considerados en el análisis de susceptibilidad.

### 5.2.2.1 Capas: Geología

En la Figura 27 se observan las capas generadas para los factores condicionantes relacionados con la geología. Los mapas de “Litología” y “Fallas” se generaron sólo en base a la información bibliográfica (Fock, 2005; Pincetti, 2016), la diferencia es que este último se modificó en ArcGis (“Multiple Ring Buffer”) para generar un “buffer” alrededor de las fallas. Los mapas de “Alteración” y “Eventos” (Antecedentes) se realizaron con las observaciones de terreno y fotointerpretación de las imágenes satelitales. En ambos casos se observa que las zonas de mayor valoración son bastante puntuales en relación con las otras dos capas de “Geología”. Es importante señalar que para el mapa de “Alteración” se consideraron tanto las rocas alteradas in situ como las presentes el abanico aluvial en el fondo del valle.

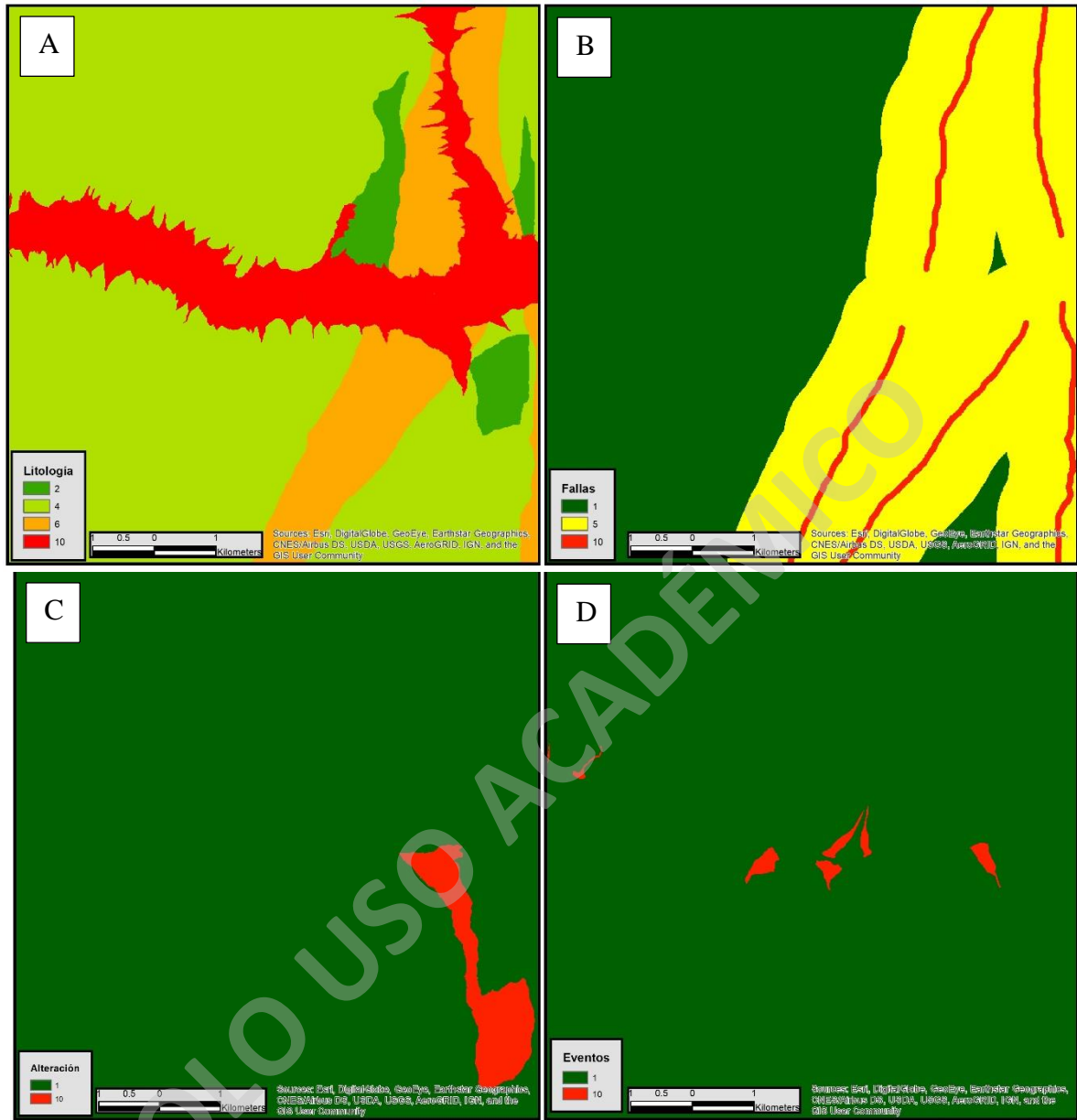


Figura 27. Capas generadas para la litología (A), cercanía a fallas (B), afección por alteración hidrotermal (C) y antecedente de eventos (D).

#### 5.2.2.2 Capas: Geomorfología

En la Figura 28 se observan las capas de “Pendiente” y “Aspecto” generadas en base un modelo de elevación digital (12,5 x 12,5) en conjunto con herramientas de ArcGis. En el mapa de “Pendiente” las zonas del fondo del valle y adyacentes a estas reciben las valoraciones más altas,



lo que es coherente debido a que estos lugares corresponden a las zonas de afección y generación de remociones en masa tipo flujo, respectivamente.

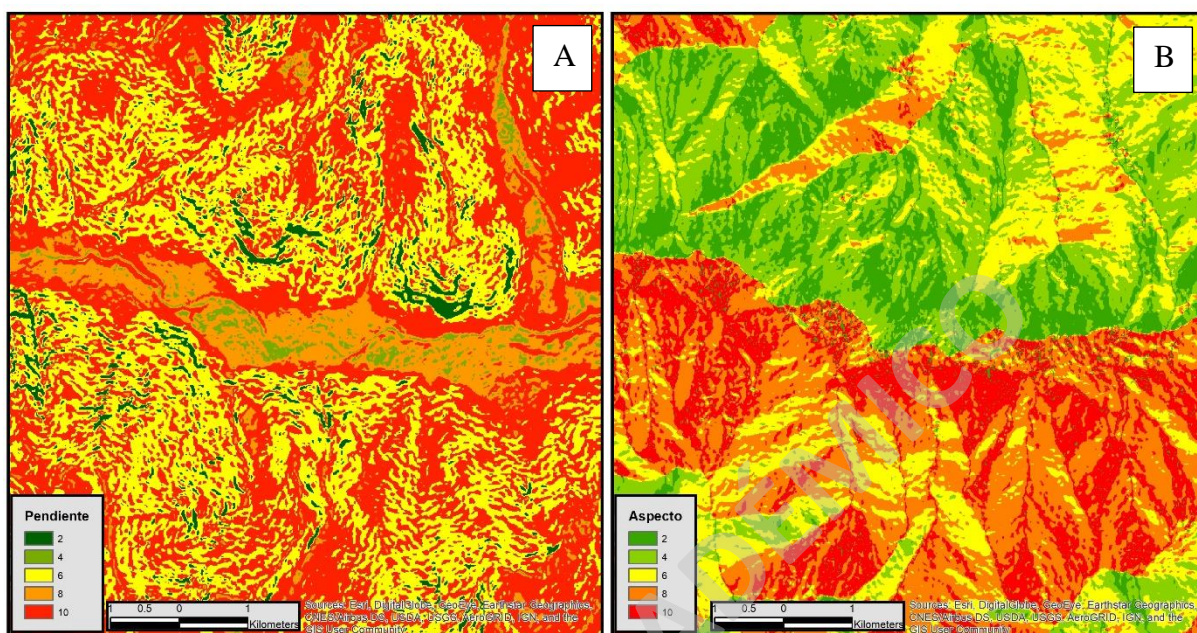


Figura 28. Capas generadas para la pendiente (A) y el aspecto de las laderas (B).

### 5.2.2.3 Capas: Redes de drenaje, NDVI y Morfometría de las cuencas

La capa “Redes” fue generada con datos de terreno y fotointerpretación para las zonas de altura y no se observan mayores particularidades (Figura 29A). La capa “Cuencas” se generó mediante la delimitación de las cuencas realizadas en el análisis morfométrico de capítulos anteriores (Figura 29B). Finalmente, la capa “NDVI” se generó mediante la relación entre las bandas “Infrarroja cercana” (NIR) y “Roja” (R), cuya fórmula para obtener el índice se observa a continuación (Figura 29C):

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)}$$

Se puede notar que, en esta última capa las zonas de mayor valoración coinciden con algunos de los depósitos recientes, no sólo de crecidas de detritos, sino que también depósitos de

flujos de detritos, lo cual es coherente si se tiene en cuenta que en estas zonas no debería haber mucha cobertura vegetal debido al paso del flujo.

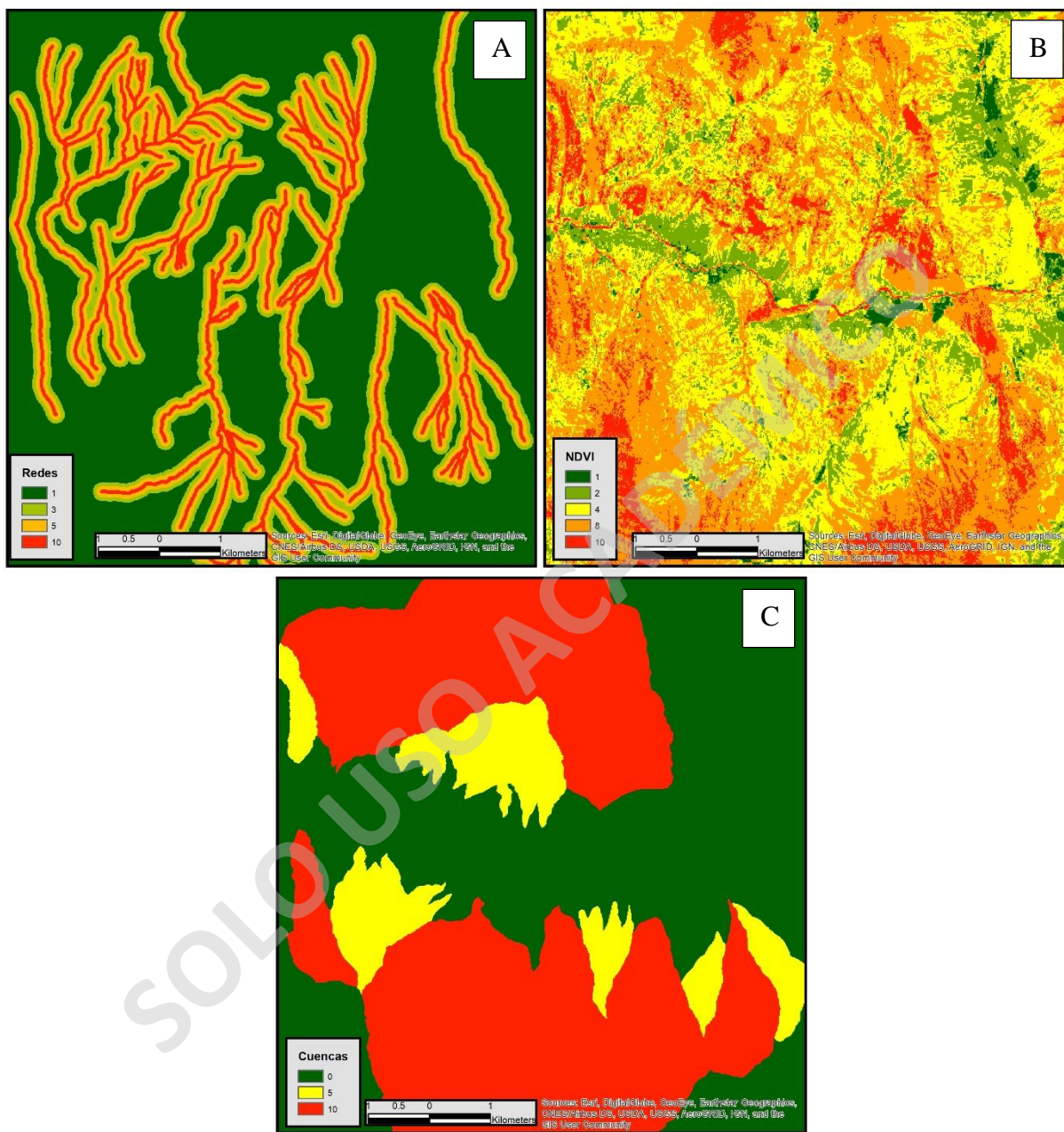


Figura 29. Capas generadas para la cercanía a redes de drenaje (A), NDVI (B) y morfometría de las cuencas (C).

### 5.2.3 Análisis de susceptibilidad

El análisis de susceptibilidad se realizó con una suma ponderada de los criterios definidos anteriormente. La ponderación definida para cada criterio o factor condicionante se definió primero en base a literatura y posteriormente esta fue modificada en base a las observaciones de terreno y, además la relación espacial que tenían los depósitos con cada uno de los factores seleccionados. En la Tabla 21 se detalla la ponderación de los factores propuesta en este trabajo.

Tabla 21. Ponderación de los factores condicionantes.

FACTORES CONDICIONANTES	PONDERACIÓN
Litología	20%
Zonas de alteración	7%
Cercanía a fallas	3%
Antecedentes	10%
Pendiente	25%
Aspecto	5%
Cercanía a redes de drenaje	15%
Cobertura vegetal	5%
Morfometría (razón Melton vs Largo)	10%

La clasificación del mapa de susceptibilidad de crecidas de detritos se realizó con el método de optimización de Jenks, el cual define rangos dentro de los datos en base a las rupturas naturales en la distribución (Jenks, 1967). El histograma de los valores del análisis de susceptibilidad se observa en la Figura 30, donde las líneas rojas corresponden a la ubicación aproximada de los quiebres.

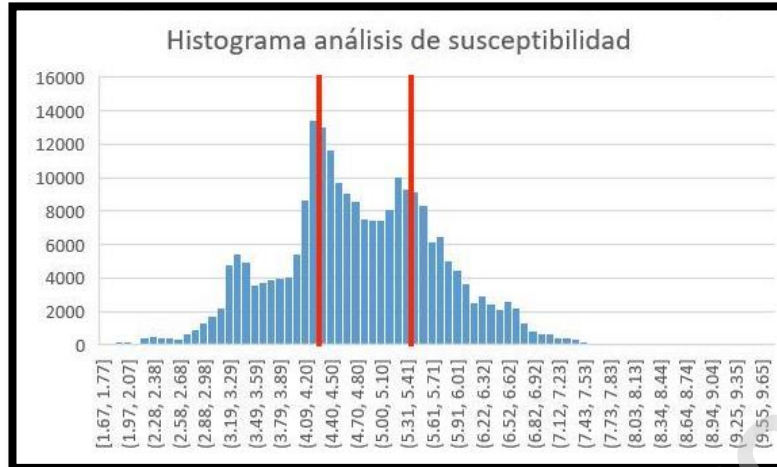


Figura 30. Histograma de los valores del análisis de susceptibilidad.

En base a los datos del histograma anterior se definieron los rangos para determinar si un área tiene una baja, media o alta susceptibilidad de generación y afección de crecidas de detritos, en la Figura 31 se observa el resultado del proceso.

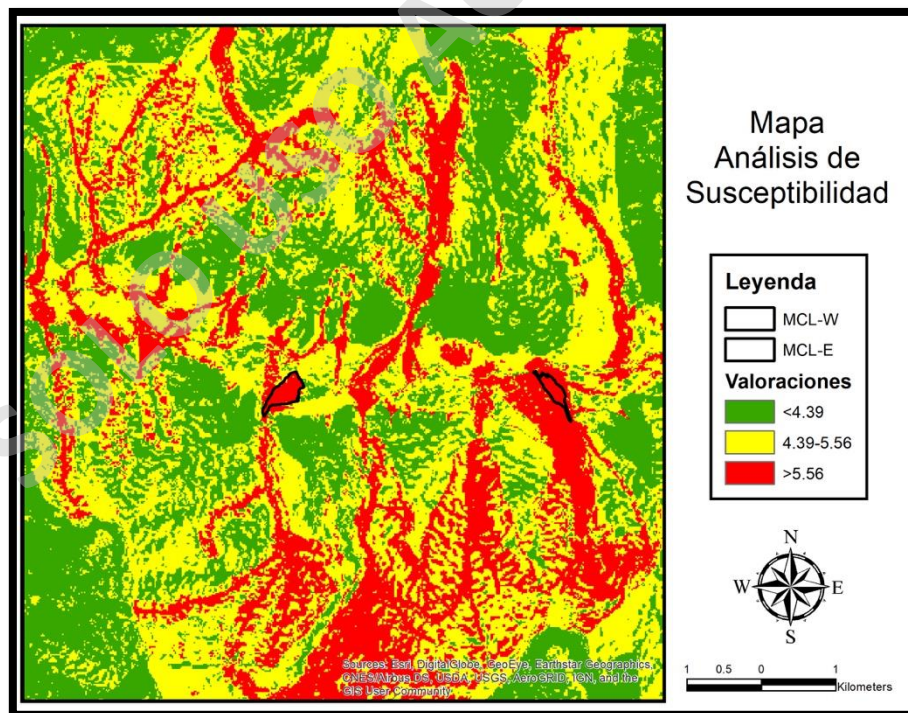


Figura 31. Mapa de susceptibilidad de crecidas de detritos.

Para la validación del mapa de susceptibilidad se realiza una superposición de los depósitos de crecidas de detritos definidos en el inventario (dentro del área de análisis) para cuantificar proporcionalmente el área de los depósitos clasificados con una alta susceptibilidad. Para realizar lo anterior se debe construir una curva de éxito, la cual consiste en primer lugar, definir 10 clases con los datos de valores del análisis de susceptibilidad, cabe destacar que estas clases se definieron con el método de optimización de Jenks. El siguiente paso consiste en calcular el porcentaje de área contenido en cada clase, tanto para el área cubierta por los depósitos como el área total de estudio. Se grafican estas dos últimas variables y se establecen dentro del mismo gráfico la clasificación de susceptibilidad establecida en un principio (Figura 32).



Figura 32. Curva de éxito para el análisis de susceptibilidad.

El gráfico de la Figura 32 demuestra que el resultado obtenido del análisis de susceptibilidad es bastante satisfactorio, ya que cerca del 95% del área de los depósitos recientes de crecidas de detritos está clasificada con una alta susceptibilidad. Con respecto a los dos puntos estudiados en el presente trabajo, el análisis de susceptibilidad cubre de forma completa ambos depósitos. Sin embargo, se observa una mayor precisión en el caso de MCL-W, ya que en MCL-E además de cubrir el depósito se cubre gran parte del área adyacente.

### 5.3 Modelamiento de crecidas de detritos

A continuación, se presentan los resultados obtenidos del modelamiento de los eventos estudiados. En cada uno de ellos se hicieron modificaciones en los parámetros de entrada en base a los datos de terreno e información de trabajos similares. Cabe destacar que en ambos programas se simularon eventos puntuales, por lo cual fue necesario el uso de un modelo de elevación digital con una resolución relativamente alta. En consecuencia, se utilizó un DEM de una resolución de 12,5 x 12,5 metros.

#### 5.3.1 RAMMS

El primer paso para realizar el modelamiento con este software corresponde a seleccionar el método de descarga del material. En el capítulo de Marco Teórico se menciona que el programa posee dos métodos uno con descarga en un solo pulso y otro con datos de un hidrograma. Por lo tanto, debido a que el evento fue gatillado por precipitaciones y además corresponde a un flujo canalizado, es recomendable usar el método de descarga con un hidrograma (Bartelt et al., 2017). Los parámetros necesarios para usar el método seleccionado corresponden al volumen del flujo y el caudal. Para obtener el volumen del flujo para cada crecida de detritos se utilizaron los volúmenes calculados para los depósitos en el capítulo de Resultados, el cual según la definición de Jakob et al. (2017) corresponderían entre un 10% y 25% del volumen total del flujo (sedimentos + agua). En la Tabla 22 se encuentra el resultado de la estimación del volumen:

Tabla 22. Proporción agua y sedimento en las crecidas de detritos.

DEPÓSITO	V <sub>DEPÓSITO</sub> (25%) [m <sup>3</sup> ]	V <sub>AGUA</sub> (75%) [m <sup>3</sup> ]	V <sub>FLUJO</sub> (100%) [m <sup>3</sup> ]
MCL-E	62.000	186.000	248.000
MCL-W	102.000	306.000	408.000

Para calcular el caudal se utilizó la fórmula de Mizuyana et al. (1992) usada para flujos de barro, en la Tabla 23 se encuentran los datos usados con este método y los resultados.

Tabla 23. Fórmula y parámetros para calcular el caudal.

FÓRMULA	DEPÓSITO	M: V <sub>DEPÓSITO</sub> [m <sup>3</sup> ]	CAUDAL [m <sup>3</sup> /s]
$Q_p = 0,0188 * M^{0,79}$	MCL-E	62.000	115
	MCL-W	102.000	170

A continuación, se debe definir un área de descarga sobre la cual se originan las crecidas de detritos, la cual puede corresponder al área total del área fuente o sólo a una parte de esta. En general, el resultado final no varía mucho, pero para el presente trabajo se utilizó un área proximal del área fuente para evitar que gran parte del flujo se quede en el área de descarga y así este pueda llegar donde corresponde. Luego, se deben definir ciertos parámetros del flujo que no se modificarán. El primero corresponden a la densidad del flujo, la cual se define de forma bastante aproximada en base a la proporción de agua/sedimento y la composición de los sedimentos. Los sedimentos del depósito MCL-W son principalmente rocas efusivas andesíticas, mientras que los sedimentos del depósito MCL-E son principalmente rocas sedimentarias y volcánicas con una fuerte alteración a arcillas. De esta manera, se definen densidades aproximadas de 2.800 (kg/m<sup>3</sup>) y 2.200 (kg/m<sup>3</sup>) para los sedimentos de los depósitos MCL-E y MCL-W, respectivamente. En la Tabla 24 se observa las densidades finales utilizadas para el modelamiento de cada flujo.

Tabla 24. Estimación de la densidad de las crecidas de detritos.

$\rho_{\text{AGUA}}$	$\rho_{\text{SEDIMENTOS}}$	$(\rho_{\text{AGUA}}*0,75) + (\rho_{\text{SEDIMENTOS}}*0,25)$	$\rho_{\text{FLUJO}}$
1.000 [kg/m <sup>3</sup> ]	2.800 [kg/m <sup>3</sup> ]		
	2.200 [kg/m <sup>3</sup> ]	1.300 [kg/m <sup>3</sup> ]	

Se debe definir la dirección del flujo, esto se hace mediante un azimut que va desde 0° hasta 360° y empieza desde el este en dirección anti horaria (Figura 42-Anexos). Debido a que el modelo de elevación digital es de por lo menos unos 6-7 años antes del evento, fue necesario realizar una modificación en este para representar correctamente la topografía del lugar. Esto se realizó mediante la generación de obstáculos en el software, para así representar altos topográficos del terreno previo al evento. Así se evita que el flujo inunde zonas que no pudieron haber sido afectadas por las crecidas de detritos debido a estas características del terreno.

Los coeficientes de fricción del flujo son los demás parámetros utilizados para el modelamiento, pero la diferencia de estos parámetros con los anteriores es que los valores iniciales usados para ellos fueron posteriormente modificados para ajustar el resultado del modelamiento a las crecidas de detritos estudiadas. El coeficiente  $\mu$  se determina de la relación H/L obtenida con los datos de terreno, mientras que el valor del coeficiente Xi se aproximará a valores utilizados en trabajos con eventos de similares características (Celis et al., 2017). Los parámetros utilizados en

la primera simulación se encuentran en la Tabla 25 y los resultados de esta se observan en la Figura 33.

Tabla 25. Parámetros de entrada iniciales para el modelamiento con RAMMS.

DEPÓSITO	MU	XI	DENSIDAD	DIRECCIÓN	VOLUMEN	CAUDAL
MCL-E	0,16	200	1.300	120	248.000	115
MCL-W	0,14	200	1.450	30	408.000	170

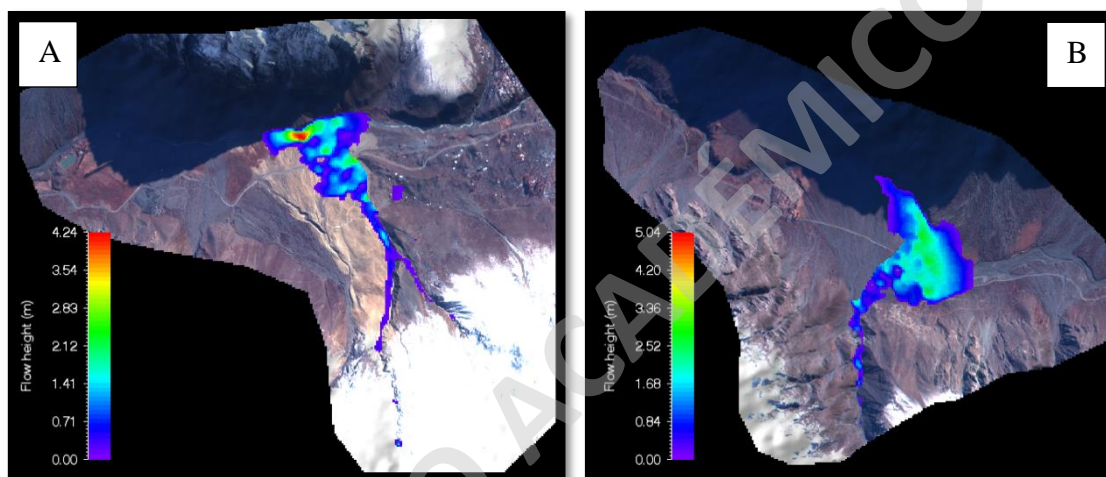


Figura 33. Resultados del modelamiento en RAMMS con los parámetros iniciales.

En ambas simulaciones se observa que el flujo cubre el área afectada por las crecidas de detritos estudiadas y además los “obstáculos” creados cumplen efectivamente la función esperada. Aun así, la simulación del flujo exagera el área afectada por este, ya que incluso zonas río arriba son cubiertas. Además, las zonas proximales y medias de ambos sectores en los resultados de la simulación tienen en general alturas menores a 1,50 metros, lo cual es bajo si se considera que de esa altura un 25% corresponde a los sedimentos (depósito), mientras que en terreno la altura de los depósitos en esas zonas variaba en torno a 1 metro. Para corregir la exageración se modifica el parámetro  $\mu$ , el cual tiene directa influencia en el alcance del flujo simulado (H/L) y ya que en este caso la idea es disminuir el alcance, el valor de  $\mu$  se aumentó (Tabla 26). El resultado se observa en la Figura 34.



Tabla 26. Ajuste del parámetro  $\mu$ .

DEPÓSITO	$\mu$	$\mu$ MODIFICADO
MCL-E	0,14	0,25
MCL-W	0,16	0,25

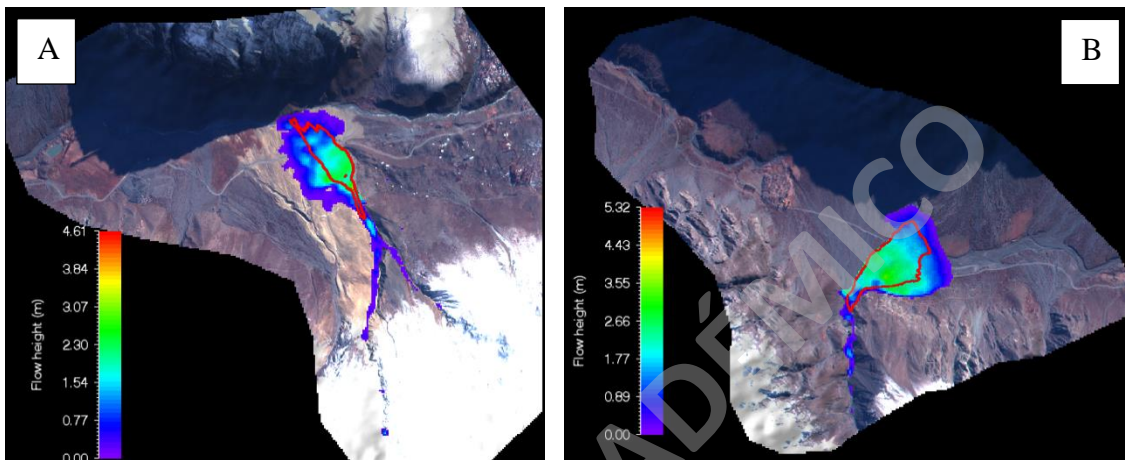


Figura 34. Resultados de la simulación con los parámetros de  $\mu$  ajustados.

Con las modificaciones realizadas los cambios son bastante notorios, en primer lugar, el alcance del flujo se reduce y sólo cierta parte de este con un espesor poco considerable alcanza a llegar al río Volcán (<50 cm). También se puede notar que el área afectada por las crecidas de detritos está cubierta de manera más homogénea que en la primera simulación. El espesor obtenido en la simulación dentro de las áreas afectadas varía entre 350-70 cm y en teoría corresponde aproximadamente a un 90-25 cm de sedimentos, lo cual es coherente con los espesores medidos en terreno. A pesar de las modificaciones, la simulación afectó en gran medida zonas que no fueron afectadas durante el evento, específicamente las zonas oeste y este de los depósitos MCL-E y MCL-W, respectivamente. En estos lugares el flujo simulado alcanza espesores de hasta 300 cm, lo cual no tiene relación con las evidencias de terreno. Finalmente, en partes del área de descarga también se observan considerables espesores del flujo simulado, aun así, al ser estas zonas donde no se pudo acceder, no es posible corroborar esta información, por lo cual no puede ser considerada errónea por el momento.

### 5.3.2 LAHARZ

Como se menciona en el capítulo Marco teórico, el modelamiento de flujos mediante el software LAHARZ se basa en dos ecuaciones que calculan el área transversal (A) y planimétrica (B) del flujo. En el trabajo de Castruccio y Clavero (2015) se realiza una modelación numérica de lahares con LAHARZ y se realiza un filtro en la base de datos del software para eliminar los eventos no laháricos y laháricos cohesivos, para de esta manera obtener un valor del parámetro C en base a eventos similares a los estudiados. Para el presente trabajo se realiza el mismo procedimiento (Tabla 27), sin embargo, se puede notar que por lo menos 7 de los 9 eventos filtrados tienen volúmenes con órdenes de magnitud bastante menores a los de los eventos de crecidas de detritos de febrero de 2017.

Tabla 27. Base de datos de LAHARZ de los eventos no laháricos (Iverson et al., 1997).

Evento0	Volumen (m <sup>3</sup> )	A	B	C	c
West Dodson	800.000	90	100.000	0,01	12
Mayflower Gulch	17.000	30	17.000	0,05	26
Oddstad	2.300	15	-	0,09	-
Big Bend	660	5	-	0,07	-
Yosemite	610	11	-	0,15	-
B1	300	3,3	2.000	0,07	45
N32	100	2,7	600	0,13	28
N2	10	0,7	200	0,15	43
USGS	10	0,5	250	0,11	54

Considerar eventos de magnitudes notablemente distintas para recalculer los parámetros de LAHARZ podría influir en los resultados finales, de esta manera sólo se consideraron los dos eventos de mayor volumen en la Tabla 27. Con los parámetros de estos eventos se realizó una regresión lineal y se obtuvieron dos ecuaciones con las cuales en base al volumen de los flujos estudiados se calcularon los parámetros C y c (Tabla 28).

Tabla 28. Ecuaciones obtenidas con la regresión lineal y cálculo de los parámetros C y c.

Parámetros	Ecuación	MCL-E	MCL-W
C	$C = -0,00000005 * V + 0,0509$	0,038	0,03
c	$c = -0,00002 * V + 26,304$	21	18

En la Figura 35 se observa el resultado de la simulación en ambos puntos de estudio con sus parámetros correspondientes, mientras que los demás datos de entrada utilizados fueron el volumen del flujo para cada crecida de detritos y el punto de partida. Para este último dato se utilizó el ápice definido en terreno, ya que en aquel punto la crecida de detritos estaría, en teoría, formada. Se puede notar que en ambos casos el área de inundación simulada difiere considerablemente del área cubierta por los depósitos dejados por las crecidas de detritos estudiadas.



Figura 35. Simulación inicial con el ápice como punto de partida en MCL-E (A) y MCL-W (B).

Existe la posibilidad de que la diferencia espacial o de trayectoria entre el área de inundación simulada y el área cubierta por los depósitos tenga relación con la topografía del DEM (6-7 años anterior al evento), de manera similar a lo ocurrido anteriormente con el software RAMMS. Para atenuar la influencia topográfica del DEM se disminuye la cota del punto de partida en ambos puntos de estudio. En la Figura 36 se observa el resultado de la modificación anterior, en este caso existe una mayor coherencia entre la simulación y lo visto en terreno en comparación al caso anterior. Sin embargo, aún existen sectores que no son cubiertos completamente por la simulación de LAHARZ, específicamente las zonas laterales y distales.

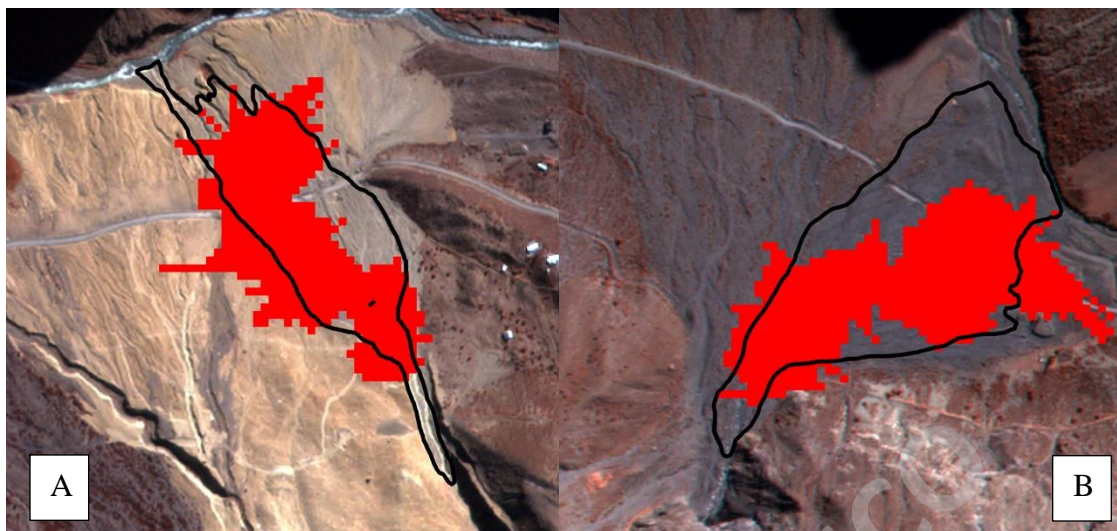


Figura 36. Resultados de la simulación con el ajuste en el punto de partida en MCL-E (A) y MCL-W (B).

## 6 Discusiones

### 6.1 Dinámica de las crecidas de detritos

El 26 de febrero del 2017 un conjunto de condiciones geológicas y climáticas permitió la generación de los eventos de crecidas de detritos. En primer lugar, las cortas e intensas precipitaciones tuvieron lugar en verano, temporada en la cual las temperaturas son altas lo que permite que la isoterma  $0^{\circ}$  se eleve por sobre los 3.500 m.s.n.m (Garreaud, 2013). Las consecuencias de lo anterior fueron los cambios en las condiciones normales de la zona de estudio, la cual acostumbra a recibir precipitaciones sólidas<sup>8</sup>, en vez de líquidas. Adicionalmente, en temporada de verano debido a las altas temperaturas y las pocas o nulas precipitaciones, se produce un resecamiento del suelo el cual genera un microfracturamiento de este, lo que favorece la generación de remociones en masa tipo flujo (Hauser, 1985), lo anterior sumado al hecho de que el área de estudio posee una topografía con altas pendientes, aumentó considerablemente la

---

<sup>8</sup> En el sector de Baños Morales las precipitaciones ya sean sólidas o líquidas no son comunes durante la temporada estival. En cambio, durante el invierno si son bastante frecuentes, en especial los eventos meteorológicos con nieve y/o granizos.

inestabilidad del material presente en laderas, lo que terminó por desencadenar los eventos de remoción en masa en el valle del río Volcán.

En ambos sectores se determinaron distintos tipos de transporte en base a sus características morfológicas y petrográficas. En la Figura 37, correspondiente al esquema del depósito MCL-E, se puede observar que este se caracteriza por presentar en su parte basal estructuras sedimentarias de forma continua y en su curva granulométrica presenta transiciones suaves entre la población de saltación y suspensión. Por otro lado, en la parte superior del depósito las estructuras sedimentarias son menos abundantes que en la parte basal, pero aumentan su frecuencia hacia las zonas distales (Figura 37A) y en su curva granulométrica presenta transiciones abruptas entre las poblaciones. Según Castruccio (2010) estas evidencias en las estructuras internas de los depósitos y según Visher (1969) los datos de las curvas granulométricas indicarían que el régimen de transporte en la capa basal sería más turbulento que el de la parte superior. Además, el hecho de que haya un contacto erosivo entre ambas partes podría suponer que estas hayan sido generadas por distintos pulsos durante el mismo evento y que el pulso que generó la capa superior si bien es menos turbulento que el primero, igual se transportó con la turbulencia necesaria para generar la erosión en la parte basal.

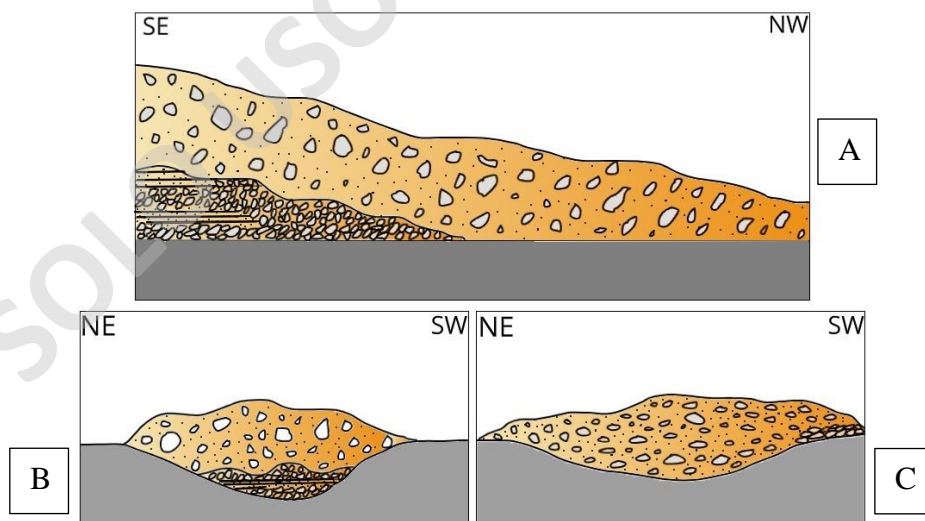


Figura 37. Esquema de la sección longitudinal del depósito MCL-E (A) y secciones transversales proximal (B) y media-distal (C).

Al observar el esquema del depósito MCL-W se puede dividir en dos sectores, uno central-este y otro oeste (Figura 38C). El primero, sector central-este, se caracteriza por presentar una base con pocas estructuras sedimentarias, pero continuas y una curva granulométrica con transiciones suaves. Sobre esta se presenta una parte superior maciza en la zona proximal, ya que hacia las zonas distales aumentan considerablemente las estructuras sedimentarias y posee una curva granulométrica con transiciones ligeramente abruptas. El sector oeste se caracteriza por una parte basal discontinua con estructuras sedimentarias, cuyo espesor es bastante menor en relación a las demás capas del depósito (Figura 38C). Sobre esta se presenta con un contacto neto una capa con pocas y continuas estructuras sedimentarias, y una curva granulométrica con transiciones abruptas. Sobre la base de los datos obtenidos, en el sector central el régimen de transporte de la parte basal habría sido poco turbulento, mientras que en la parte superior habría sido similar en un principio y posteriormente aumentó la turbulencia, debido al aumento en la razón agua:sedimento, lo cual se refleja en las morfologías poco abultadas y el aumento en la frecuencia de estructuras sedimentarias hacia las zonas distales. Al igual que en el depósito MCL-E, la parte inferior y superior podría representar distintos pulsos en el mismo evento. Por otro lado, en el sector oeste la capa inferior es probable que no sea parte del flujo del evento, sino pequeños flujos de agua previos que fueron atrapados por el flujo principal. El contacto neto y las pocas estructuras en la capa superior indicarían un régimen de transporte poco turbulento en este caso.

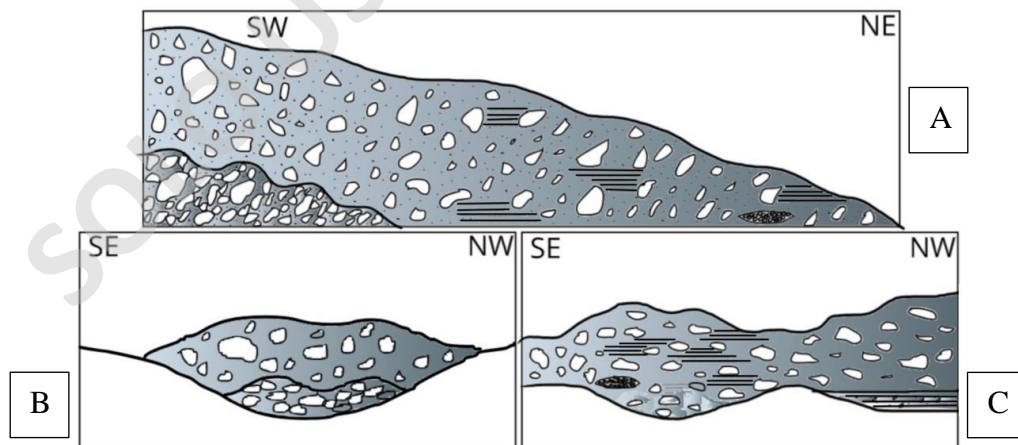


Figura 38. Esquema de la sección longitudinal del depósito MCL-W (A) y secciones transversales proximal (B) y media-distal (C).

En los dos depósitos estudiados los levées se presentan poco desarrollados y no tienen mucha continuidad (<12 metros). Además, sólo en una parte del depósito MCL-W se reconoce un frente abrupto, el resto del depósito presenta una disminución gradual del espesor, al igual que el depósito MCL-E. Según Major (1997) estas morfologías más bien planas y con bordes suaves estarían relacionadas con un flujo con un grado de saturación relativamente alto, lo cual es coherente con la proporción de agua que propone Jakob et al. (2017) para las crecidas de detritos (90-75%). En general, ambos depósitos presentan en sus sectores medio-distal capas matriz soportadas y con abundantes estructuras sedimentarias en comparación al resto del depósito, lo que sumado a las morfologías planas y bordes suaves que presentan ambos, indicarían que el proceso de depositación fue de manera acrecional (Castruccio, 2010).

## 6.2 Factores condicionantes

Existen varios factores asociados a la generación de crecidas de detritos, pero son ciertas características específicas de estos los que finalmente determinan la ocurrencia de estos fenómenos. La litología presente en las laderas determina la resistencia y cohesión del material, por lo que es un factor determinante para la generación en general de las remociones en masa, no así un factor específico sólo para crecidas de detritos. Dentro del área de estudio una zona afectada por alteración hidrotermal y con abundante presencia de minerales de arcilla se relaciona espacialmente con la ocurrencia de remociones en masa. En la zona afloran rocas de la Formación Colimapu, las cuales son las que están alteradas a arcillas, material que podría acelerar los procesos de meteorización y por ende disminuye la resistencia de la roca (Jacoby, 2001). Sin embargo, esto al igual que los demás factores litológicos, esto no sería un factor condicionante específico para las crecidas de detritos.

Como se vio en el capítulo Análisis de Susceptibilidad, los rangos de valor de la pendiente podrían determinar la ocurrencia de un tipo de remoción en masa u otro (Ortigao y Kanji, 2004), pero para el caso de las crecidas de detritos las pendientes que podrían generarlas son bastante parecidas a las demás remociones en masa de tipo flujo. Por lo tanto, definir un rango de pendientes específico para las crecidas de detritos es poco relevante, ya que no sería determinante para diferenciar este factor de aquellos que generan otros fenómenos similares.

Los eventos de febrero de 2017 ocurrieron en su mayoría en la ladera sur del valle, lo que hablaría de una relación entre el aspecto de esta y la ocurrencia de los eventos. En este caso, el aspecto se relaciona con dos elementos adicionales: las precipitaciones y la dirección del viento durante el evento. Debido a que no hay datos por hora durante el día de las precipitaciones, para analizar esta relación se obtuvieron datos del caudal del río Volcán (estación Queltehues), y además, datos de la dirección del viento (estación San José Guayacán). En la Figura 39 se observa que los caudales máximos de los días 25 y 26 ocurren entre las 17:00 y 19:00 horas, respectivamente. Esto es coherente con el horario de las precipitaciones, las cuales ocurrieron durante la tarde de aquellos días. La dirección del viento en el gráfico está dada según su proveniencia, se puede observar que antes y durante los caudales máximos en ambos días el viento provenía del N-NE (0-45°), es decir, iba en dirección S-SW. Según Selby (1993), el viento puede influir en el ángulo de incidencia de las gotas de lluvia y en este caso la dirección del viento hacia el S-SW habría influido en que estas cayeran con mayor frecuencia y aceleración en la ladera sur del valle, con respecto a la ladera norte. De esta manera, es coherente que la mayoría de los eventos haya ocurrido en la ladera sur del valle.

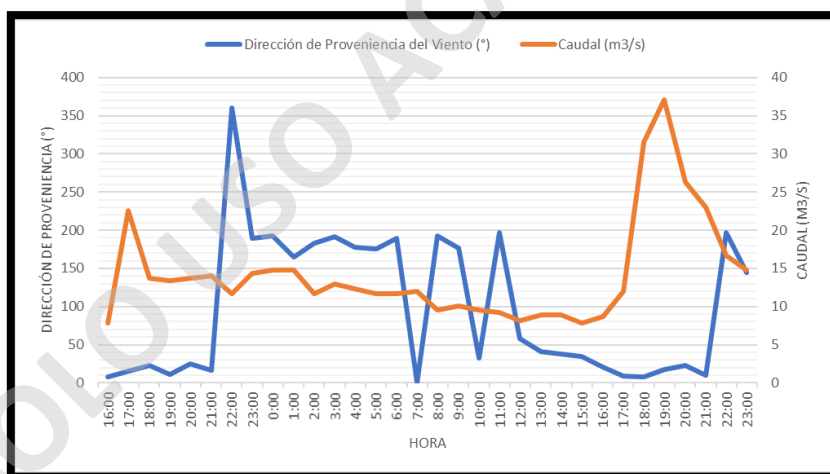


Figura 39. Caudal del río Volcán (Estación Queltehues) y dirección de proveniencia del viento (Estación Guayacán) durante el evento meteorológico de febrero de 2017 en la Región Metropolitana (hora desde 16:00 – 25/02; hasta 23:00 – 26/02).

Como se menciona en el capítulo Análisis de Susceptibilidad, en teoría el aspecto también influye en la cobertura vegetal, por lo que en este caso la ladera sur debería tener menos cobertura que la ladera norte. En la Figura 40, esta eventual relación no es muy clara, sin embargo, se observa



que las zonas de menor cobertura vegetal coinciden con aquellas donde hay una recurrencia mayor de eventos de remoción en masa de tipo flujo. Por lo tanto, se infiere que estas zonas no alcanzan a generar la cobertura vegetal necesaria que dé un relativo sustento al suelo para evitar la movilización del material y, así evitar el desencadenamiento de estos fenómenos.

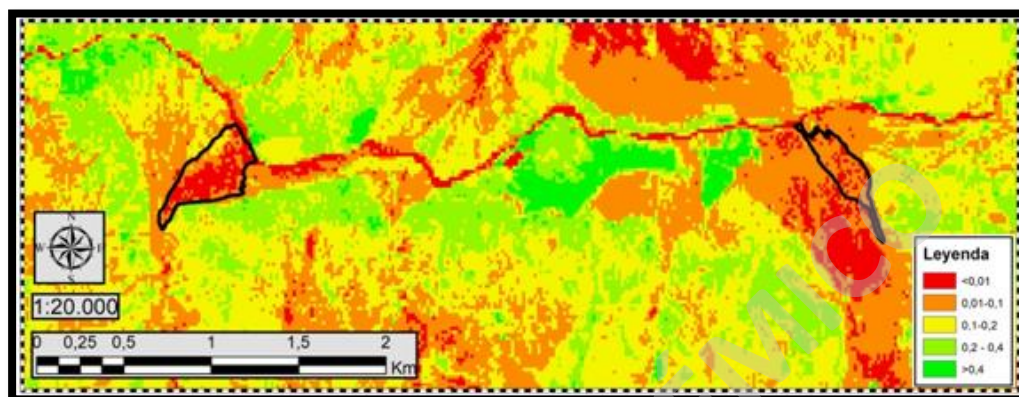


Figura 40. NDVI 2-3 semanas antes del evento de crecidas de detritos de febrero del 2017.

Los factores condicionantes anteriores no determinan las diferencias en las condiciones para la generación en específico de una crecida de detritos. Por otro lado, las redes de drenaje y la morfometría de la cuenca tendrían mayor relación con estos fenómenos. Las redes de drenaje son un elemento clave para la generación de crecidas de detritos (Hungry et al., 2013), aun así, esto no es excluyente para las demás remociones en masa de tipo flujo, ya que muchas de estas pueden ser canalizadas. En el área de estudio, las cuencas asociadas a las zonas que fueron afectadas por las crecidas de detritos se encuentran con redes de drenaje que poseen un caudal constantemente activo durante la temporada estival, característica que las diferencia de otras cuencas cercanas. Los depósitos de crecida de detritos reconocidos en el inventario también se encuentran asociados a redes de drenaje activas, mientras que en los depósitos de flujo de detritos esto es menos frecuente y cuando es así, estas no suelen encontrarse activas según las observaciones realizadas en terreno. En cierta medida, existe una relación entre la actividad de las redes de drenaje previo el evento y la generación de crecidas de detritos, esto podría deberse a que se genera una mayor proporción de agua en aquellas redes de drenaje activas durante los eventos de precipitación en comparación a las redes no activas. Por definición esto tendría coherencia, ya que según Jakob et al. (2017) las

crecidas de detritos tienen una alta proporción de agua en el flujo (75-90% volumen) con relación a otros fenómenos como los flujos de detritos (30-50% volumen).

La morfometría de las cuencas es un factor que tenía relación con la ocurrencia de crecidas de detritos, según lo visto en el capítulo de Resultados. Al observar en particular aquellas cuencas que caían dentro del campo de las crecidas de detritos, todas tienen formas distintas, algunas se presentan de forma alargada, otras circulares e incluso triangulares. La particularidad que tienen en común es que estas corresponden a las cuencas de mayor extensión en el área de estudio, siendo notable su diferencia con las demás cuencas (Figura 22). La forma en que esta característica influye en la generación de crecidas de detritos puede relacionarse con la captación de agua durante las precipitaciones. El área de estas cuencas al tener un área considerablemente grande permite captar un volumen de agua mucho mayor en relación con las cuencas de menor extensión, lo que podría implicar un mayor aporte a la escorrentía superficial. Finalmente, esto tendría coherencia con la alta proporción de agua que tienen los flujos que generan las crecidas de detritos, ya que en cuencas pequeñas no se capta la proporción de volumen necesario para la generación de los eventos estudiados.

### 6.3 Análisis de susceptibilidad

Para realizar un análisis de susceptibilidad se pueden utilizar distintos métodos, estos dependerán de la escala de trabajo. En el trabajo de Náquira (2009) se indica que para trabajos de escala local (1:10.000) se pueden usar métodos determinísticos, para escala media (1:25.000 aproximadamente) métodos bivariados y multivariados, mientras que para escala regional (1:50.000, 1:100.000) se usan métodos heurísticos. El análisis de susceptibilidad realizado en el presente trabajo se realizó a escala 1:55.000 por lo cual entra en la última categoría de escala regional. Debido a la escala utilizada para el análisis se decidió utilizar el método heurístico para seleccionar los factores condicionantes, su reclasificación y finalmente la ponderación de cada uno de los factores.

El análisis de susceptibilidad arrojó un 95% de efectividad en las zonas afectadas por crecidas de detritos. Esto se debe en gran parte a la ponderación dada para los antecedentes de eventos, el cual fue realizado sobre la base del inventario de depósitos recientes. Por un lado, es correcto considerar este factor dentro del análisis, ya que la recurrencia de un evento es razón para

considerar a una zona con un grado importante de susceptibilidad. Sin embargo, los depósitos fueron reconocidos en base a criterios básicos, lo cual puede sesgar los resultados con una sobrestimación o subestimación de las áreas con una alta susceptibilidad. Además, debido a los alcances del estudio, no fue posible reconocer una cantidad considerable de depósitos, al aumentar el número de reconocimientos, también debería aumentar la certeza del estudio.

La mayoría de los factores condicionantes, a excepción de las redes de drenaje y la morfometría de las cuencas, fueron ponderados en base a valores de referencia de otros estudios (Blais-Stevens y Behnia, 2016; Lara, 2007; Merg et al., 2011; Muñoz, 2013; Náquira, 2015; entre otros). Esto se debe a que estos dos factores junto con los antecedentes se consideran determinantes para la generación de crecidas de detritos, específicamente. Aun así, se pueden mejorar ciertos aspectos como profundizar la información acerca de la actividad de las redes de drenaje, lo que podría aumentar la efectividad del análisis. Sin embargo, esta implementación requeriría un estudio hidrológico, lo cual no sería necesario hasta el momento para los alcances del presente trabajo.

#### 6.4 Modelamiento de crecidas de detritos

Los softwares RAMMS y LAHARZ mostraron resultados favorables en el modelamiento de las crecidas de detritos ocurridas en febrero del 2017, aun así, hay aspectos a revisar:

- Los resultados obtenidos al usar un DEM de varios años antes del evento y de una resolución moderada dejaron en evidencia la alta sensibilidad a la topografía que tienen los softwares, en especial RAMMS. Con este software se tuvieron que generar obstáculos para los altos topográficos del terreno y que no se apreciaban en el DEM. Sin embargo, esto sólo debe realizarse si se conocen las características topográficas del terreno con exactitud, ya que su mal uso puede generar variaciones importantes en la simulación como el desvío en la dirección del flujo.
- Dentro de los parámetros de entrada para RAMMS, el coeficiente  $\mu$  fue el que presentó las mayores variaciones. Su valor tiene relación con el valor del H/L y fue obtenido con datos de terreno, pero el valor con el cual se obtuvieron los mejores resultados dista considerablemente del primer valor usado (Tabla 26). Esto podría tener relación con la ubicación definida para el ápice del depósito, ya que el valor final de  $\mu$  indicaría que este se ubica en una cota de menor altura. Lo anterior, implica que en teoría la formación

completa del flujo que generó las crecidas de detritos no fue precisamente donde se definió en un principio. A pesar de que se reconocieron depósitos cercanos a la ubicación del ápice, existe la posibilidad de que estos correspondan al flujo inicial que después se transformó en la crecida de detritos propiamente tal. En las modelaciones con LAHARZ ocurre una situación similar, ya que al definir como punto de partida el ápice del depósito, el área de inundación se desvía del curso original. En cambio, al ubicar el punto de partida a una cota menor a la original, el área de inundación simulada cubre con mayor precisión el área afectada por las crecidas de detritos, en comparación a la primera simulación sin el punto de partida modificado.

- En RAMMS, con el parámetro de fricción  $\xi$  no se realizaron modificaciones importantes durante la simulación, ya que al realizarlas se evidenció que los resultados finales no varían considerablemente, como sí ocurría con el coeficiente  $\mu$ . Lo anterior se debe a que el coeficiente  $\xi$  domina en el flujo cuando este se mueve rápidamente, en cambio el coeficiente  $\mu$  lo hace cuando el flujo está por detenerse y por eso este último tiene mayor influencia en los resultados finales de la simulación.
- Para realizar la simulación en LAHARZ se filtraron los eventos laháricos en la base de datos para trabajar sólo con los eventos no laháricos y además, se realizó un filtro en relación al volumen, ya que la mayoría de los eventos mencionados eran de volúmenes considerablemente menores a los estudiados en el presente trabajo. El resultado del filtro y recalcu de los parámetros dio resultados poco aceptables, por lo que sería ideal contar con una base de datos amplia de eventos no laháricos similares a las crecidas de detritos.

En base a los resultados obtenidos con ambos programas y la discusión generada con estos, se realizó una comparación destacando las ventajas y desventajas de cada uno (Tabla 29).

Tabla 29. Comparación RAMMS y LAHARZ.

Factor analizado	RAMMS	LAHARZ
DEM	Alta sensibilidad. Influyó mucho la resolución, por lo que se tuvieron que hacer modificaciones en el DEM.	Sensibilidad moderada. Al cambiar el punto de partida de la simulación se corrigió el desvío que se generaba en esta.
Parámetros de entrada	Se necesita conocer varios aspectos del fenómeno a simular para definirlos.	Sólo se necesita conocer el tipo de fenómeno para filtrar y el volumen de este.
Tiempo de cálculo	Demora varios minutos para simulaciones con volúmenes de moderado tamaño (>20.000 m <sup>3</sup> ).	Demora menos de 2-3 minutos en realizar la simulación.
Resultados	Se obtienen datos de altura, velocidad y presión del flujo.	Se obtiene un área de inundación del flujo.

## 6.5 Estimación del peligro

Para realizar la estimación del peligro se combinaron los resultados obtenidos del inventario de depósitos, análisis de susceptibilidad y el modelamiento del peor escenario en el área de estudio. Para este último, se decidió utilizar RAMMS porque a diferencia de LAHARZ, este si cubrió de forma completa toda el área afectada por el evento estudiado.

Para realizar el modelamiento del peor escenario se debe estimar el volumen de la escorrentía superficial para cada una de las cuencas en condiciones similares a las del día que se generaron las crecidas de detritos de febrero de 2017. En las siguientes ecuaciones se observan las fórmulas para obtener el volumen de escorrentía, donde  $Q_{max}$  (m<sup>3</sup>/s) es caudal máximo, C es coeficiente de escurrimiento (%), I la intensidad de las precipitaciones (m/h), A es el área (m<sup>2</sup>),  $V_{esc}$  es volumen de escurrimiento (m<sup>3</sup>) y Tc es el tiempo de concentración (h).

$$Q_{max} = \frac{C * I * A}{3.600}$$

$$V_{esc} = 4.810 * Q_{max} * Tc$$

Para calcular el caudal máximo ( $Q_{\max}$ ) se requiere el coeficiente de escurrimiento, es decir, el porcentaje de agua que no infiltra al suelo. El día anterior al evento de crecidas de febrero del 2017, cayeron precipitaciones de igual magnitud, por lo que es probable que la superficie de las áreas de captación relacionadas con las crecidas se haya saturado considerablemente, y de esta manera una proporción mayor a lo normal escurrió en superficie. Por lo tanto, para simular el peor escenario se considerará que el 100% del agua caída no se infiltró debido a la saturación del suelo. La intensidad para el peor escenario debería ser mayor a la del evento meteorológico estudiado, la cual pudo haber sido entre 2,5 a 20 mm/h, este rango tan amplio se debe a la poca información acerca de la duración de las precipitaciones. El día 12 de junio del año 2000, en la estación meteorológica de la DGA ubicada en el Embalse del Yeso, se registraron 161 mm caídos y de este mismo día se tiene un boletín climático del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, que detalla las horas en las cuales cayeron las precipitaciones (6 horas aproximadamente). De esta manera, se estimó una intensidad de 27 mm/h para aquel día y será el dato utilizado para el modelamiento del peor escenario. El último dato para estimar el caudal, corresponde al área de captación, que en este caso son las cuencas definidas en el subcapítulo Cuencas o Áreas Fuente para ambos puntos de estudio.

Finalmente, para calcular el volumen de escurrimiento del flujo (sólo agua sin sedimento) se necesita determinar el tiempo de concentración. Para esto se necesita estimar la velocidad del agua en función de la cobertura del terreno y la pendiente<sup>9</sup> con el método de V.T Chow (Chow et al., 1994), lo cual da un resultado de 0,61 y 1,01 para las cuencas asociadas a los puntos MCL-E y MCL-W, respectivamente. Luego, se calcula el tiempo de concentración en horas al dividir la distancia de la red de drenaje principal, desde su cota más alta hasta la más baja, por la velocidad y 3.600<sup>10</sup>. En la Tabla 30 se detallan los valores de los parámetros usados y los resultados obtenidos, donde C es el coeficiente de escurrimiento, I es la intensidad de las precipitaciones, A es el área de las cuencas, Q es el caudal máximo, pte es la pendiente promedio de la red de drenaje, v es la

---

<sup>9</sup> Se calculó la pendiente de la red de drenaje principal de cada una de las cuencas asociadas a los depósitos estudiados. MCL-W = 5,8% ; MCL-E = 4,3%.

<sup>10</sup> Se divide por 3600 para la conversión de segundos a horas.

velocidad del agua, Dist es el largo de la red de drenaje principal de la cuenca, Tc es el tiempo de concentración y V el volumen de la escorrentía superficial.

Tabla 30. Parámetros para el cálculo del volumen de la escorrentía superficial.

Punto	C (%)	I (m/h)	A (m <sup>2</sup> )	Q (m <sup>3</sup> /s)	pte. (%)	v (m/s)	Dist (m)	Tc (h)	V (m <sup>3</sup> )
MCL-E	1	27	3.648.114	20	4,3	0,61	4.280	1,6	194.250
MCL-W			8.890.949	49	5,8	1,01	5.730	1,3	375.267

En teoría, el volumen obtenido de la Tabla 30 corresponde al volumen del agua (75%), así que para continuar el modelamiento con RAMMS se debe calcular el volumen del sedimento, y además, el caudal del flujo con la fórmula de la Tabla 23. En la Tabla 31 se detallan los valores utilizados para el modelamiento del peor escenario.

Tabla 31. Parámetros utilizados para el modelamiento del peor escenario en RAMMS.

Punto	Mu	Xi	Densidad (kg/m <sup>3</sup> )	Dirección	Volumen (m <sup>3</sup> )	Caudal (m <sup>3</sup> /s)
MCL-E	0,16	200	1.300	120	259.000	115
MCL-W	0,14	200	1.450	30	500.356	170

Finalmente, se realizó una superposición entre el análisis de susceptibilidad, los depósitos recientes de crecidas de detritos y el modelamiento del peor caso en condiciones similares al evento meteorológico de febrero del 2017 (Figura 41). De esta manera, se delimitaron zonas de peligro alto, medio y bajo con un criterio heurístico, donde prevaleció la recurrencia de los eventos de crecidas de detritos. En la Figura 41, se observa que las zonas de “Peligro Alto” son aquellas donde la evidencia de depósitos de crecidas de detritos coincidió con las zonas de alta susceptibilidad de generación de crecidas de detritos. Las zonas de “Peligro Medio” suelen rodear a las zonas de “Peligro Alto”, pero también se encuentran asociadas a quebradas relativamente pequeñas o que no se relacionan a depósitos de crecidas de detritos. Para la definición de las zonas de “Peligro Bajo” se consideraron aquellas laderas de alta pendiente, donde no se generan este tipo de eventos y las zonas bajo estos estos lugares. Es importante recalcar que las zonas de “Peligro Bajo” no corresponden a lugares “seguros” para cualquier tipo de remoción en masa, ya que estas zonas definen sectores donde es poco probable la generación, transporte y afección sólo de crecidas de

detritos, existen otros fenómenos de remoción en masa que si podrían generarse o afectar en estos lugares.

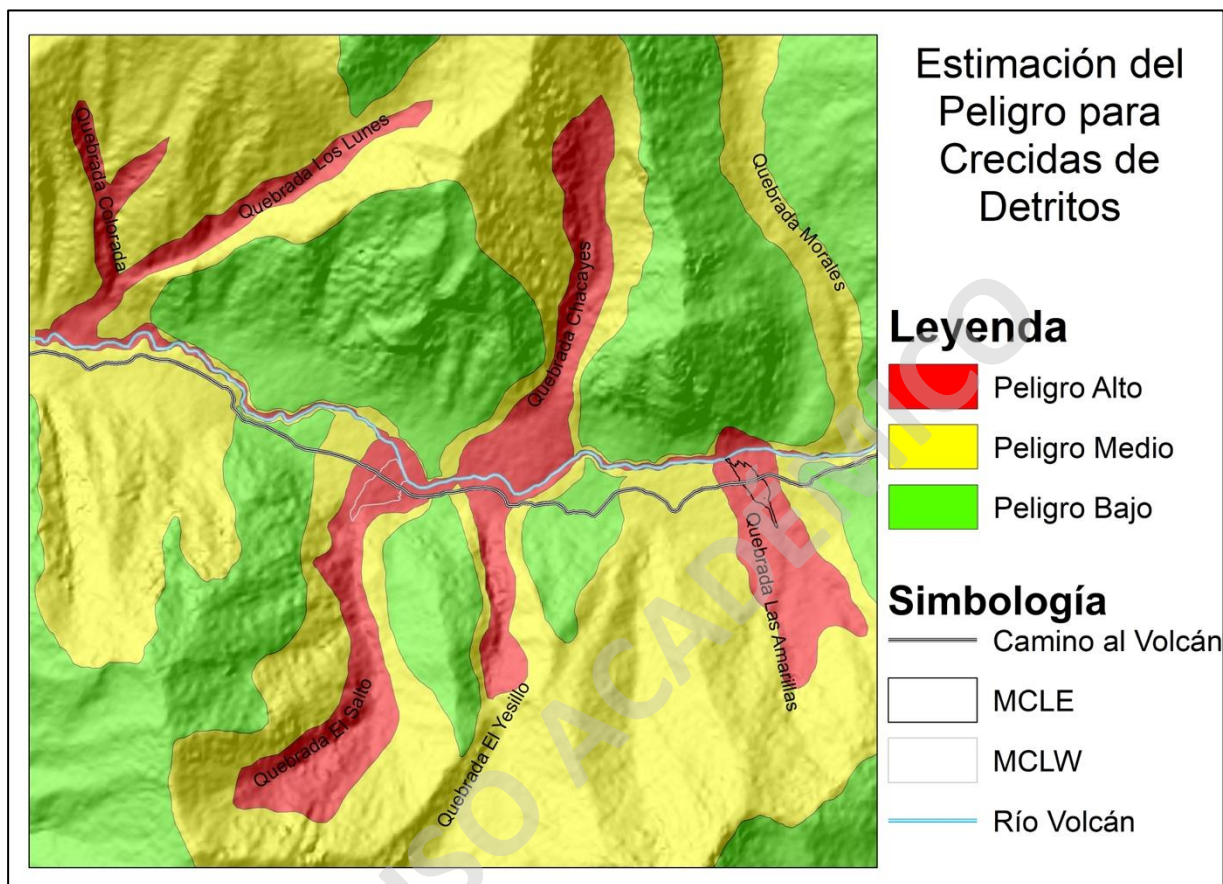


Figura 41. Estimación del peligro para crecidas de detritos en el sector El Volcán-Baños Morales, San José de Maipo.



## 7 Conclusiones

Con los resultados obtenidos en el presente estudio fue posible determinar la dinámica de las crecidas de detritos ocurridas en febrero del 2017 entre los sectores El Volcán y Baños Morales. El factor gatillante fueron las cortas e intensas precipitaciones, las cuales en conjunto con los factores condicionantes de la zona de estudio generaron las crecidas de detritos en puntos específicos del valle. Sin embargo, estos factores condicionantes influyeron desde distintas “perspectivas” a la generación de los eventos de crecida de detritos estudiados:

- La litología y la pendiente si bien no son factores condicionantes específicos para las crecidas de detritos, si son factores que en general condicionan la estabilidad para cualquier tipo de remoción en masa.
- La relación entre la orientación de las laderas, la dirección del viento y las precipitaciones fue la posible causa de que en la ladera sur hubiera una mayor frecuencia de eventos no sólo de crecidas de detritos, sino que también flujos de detritos.
- La recurrencia de los eventos tendría relación con la poca cobertura vegetal en algunos sectores, ya que por las remociones en masa que se generan, no se alcanza a formar la cobertura vegetal adecuada que de sustento y resistencia al suelo.
- La morfometría de las cuencas y las redes de drenaje activas si tendrían una directa relación con la generación de crecidas de detritos, ya que al parecer la presencia de estos condicionantes aumentaría la proporción del agua en el flujo, lo cual favorece a la formación de una crecida de detritos.

En ambos depósitos se definieron dos pulsos en base a la existencia de un contacto erosivo, uno inicial con poca turbulencia y de poco alcance, y uno posterior cuya turbulencia fue en aumento lo que se evidencia en el incremento en la cantidad y frecuencia de estructuras hacia las zonas distales del depósito. Los depósitos fueron generados por flujos saturados lo que se evidencia en la presencia de morfologías poco abultadas o abruptas, lo cual tiene relación con las altas proporciones de agua que tienen las crecidas de detritos. Finalmente, debido a la presencia en su mayoría de capas matriz-soportadas, con una abundancia relativa de estructuras (en zonas distales) se infiere que la depositación ocurrió de manera acrecional.

En el análisis de susceptibilidad se obtuvieron resultados bastante efectivos en relación con las zonas recientemente afectadas por crecidas de detritos y, además, las zonas de generación y afección muestran coherencia. Aun así, ocurre una exageración al determinar las zonas de alta susceptibilidad al clasificarse muchas zonas que según lo visto en el presente trabajo es poco probable la ocurrencia de una crecida de detritos. Con respecto a esto, es necesario ampliar el registro y reconocimiento de las crecidas de detritos estudiadas en el presente trabajo.

Los softwares RAMMS y LAHARZ mostraron una alta sensibilidad a la resolución del DEM utilizado, lo cual pudo ser modificado con ciertos ajustes topográficos en el modelamiento, sin embargo, estos ajustes no se deberían realizar si no se trabaja de manera puntual, ni se conoce adecuadamente el terreno. Adicionalmente, en LAHARZ se tuvieron que hacer modificaciones en la base de datos, lo cual mejoró el resultado inicial, pero no fue suficiente para simular de manera precisa el evento estudiado en el presente trabajo, por lo tanto, sería necesario ampliar esta base de datos con eventos de crecidas de detritos o similares. RAMMS puede entregar más datos del flujo simulado que LAHARZ, pero para los objetivos de este estudio, estos no son necesarios. Aun así, se decidió utilizar RAMMS para la estimación del peligro, ya que a pesar de exagerar en extensión la simulación las crecidas de detritos, si cubrió el área afectada por las crecidas de detritos ocurridas en febrero del 2017.

Finalmente, en la estimación del peligro se obtuvieron resultados favorables al hacer una delimitación de las zonas de manera heurística. De todas maneras, se vuelve a recalcar que la estimación del peligro se realizó únicamente para crecidas de detritos, lo que no descarta la ocurrencia de cualquier otro tipo de remoción en masa, incluso de tipo flujo, en zonas que se definieron con un “Peligro Bajo”.

## 8 Referencias

- Aguilera, F., Layana, S., Sánchez, A., Gonzáles, C., & Gonzáles, R. (2015). Geoquímica de fluidos y mineralogía asociada a zonas de alteración y depósitos termales secundarios, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. XV Congreso Geológico Chileno, 552-555.
- Alvarez, P., Godoy, E., & Giambiagi, L. (1999). Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile, central a la altitud del Paso Piuquenes. XIV Congreso Geológico Argentino, 55 p.
- Ayala-Carcedo, F., & Olcina, J. (2002). Riesgos Naturales. Barcelona: Ariel.
- Bartelt, P., Buser, O., Bühler, Y., Dreier, L., & Christen, M. (2014). Avalanche situation in Turkey and back calculation of selected events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1145-1154.
- Bartelt, P., Buser, O., Valero, C., & Bühler, Y. (2016). Configurational energy and the formation of mixed flowing/powder snow and ice avalanches. *Annals of Glaciology*, 179-188.
- Blais-Stevens, A., & Behnia, P. (2016). Debris flow susceptibility mapping using a qualitative heuristic method and Flow-R along the Yukon Alaska Highway Corridor, Canada. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 449-462.
- Bono, L. (2014). Modelación de los lahares del Volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de la Araucanía. Memoria para optar al título de Geóloga, Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 126 p.
- Bono, L., & Amigo, A. (2015). Modelamiento de los lahares ocurridos en el volcán Calbuco 2015 con el software RAMMS. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 162-165.
- Brüggen, J. (1928). La glaciación actual y cuaternaria de la Cordillera de los Andes. *Anales de la Universidad de Chile*, 86 p.
- Bustamante, M. (2001). Análisis del contacto Meso-Cenozoico en el valle del río Volcán, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 54 p.
- Bustamante, M., Silva, C., Vivallos, J., Cortés, R., Pincheira, W., Cáceres, D., & Wall, R. (2001). Exploración Geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área Termas del Plomo, Región Metropolitana. SERNAGEOMIN.
- Calderón, S. (2008). Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 109 p.

- Campos, F. (2014). Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en la Quebrada de los Chanchos, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 133 p.
- Casco, A. (2007). Meteorización y Clima. Universidad de Granada.
- Castruccio, A. (2005). Lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S). Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 112 p.
- Castruccio, A. (2008). Comparación y modelación numérica de los lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 177 p.
- Castruccio, A., & Clavero, J. (2015). Lahar simulation at active volcanoes of the Southern Andes: implications for hazard assesment. *Natural Hazards*, 693-716.
- Celis, C., Sepúlveda, S., Castruccio, A., & Lara, M. (2017). Assesment of debris flow potential hazardous zones using numerical models in the mountain foothills of Santiago, Chile. American Geophysical Union.
- Changnon, S. (2000). *El Niño 1997-1998: The climate event of the century*. Oxford University Press.
- Charrier, R., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, 21-114 p.
- Chavarría, H., Arias, J., Seroa, R., & García-Winder, M. (2015). El fenómeno de "El Niño" en la agricultura de las Américas. *Boletín Técnico, Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura*, 20 p.
- Clavero, J. (1996). Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica. Andes del Sur (39°25'S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología y al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 126 p.
- Correa, I., Ferreira, O., & Alcántara, J. (2009). Introducción a los riesgos geológicos litorales. En J. Alcántara, I. Stalliviere, F. Isla, M. Alvarado, A. d. Fontoura, A. Cabrera, & R. Sandoval, *Métodos en teledetección aplicada a la prevención de riesgos naturales en el litoral* (págs. 9-21). Servicio de Publicaciones Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo.

- Deubelbeiss, Y., & Graff, C. (2013). Two different starting conditions in numerical debris-flow models - Case study at Dorfbach, Randa (Valais, Switzerland). *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 125-138.
- Eckstein, D., Hutflits, M., & Wings, M. (2018). *Global climate risk index 2019*. Germanwatch, 36 p.
- Elmes, M. (2006). Análisis y evaluación de riesgos por movimientos en masa, inundación y sismicidad en el piedmont de la comuna de Puente Alto. Memoria para optar al título de Geógrafo, Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, 273 p.
- Escribano, J. (2008). Superficies de bajo relieve en la Cordillera de Chile Central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento Andino. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 81 p.
- Estrategia Internacional para la Reducción del Riesgo. (31 de 03 de 2004). Terminología: Terminos principales relativos a la reducción del riesgo de desastres. Obtenido de Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres: <http://www.eird.org/esp/terminologia-esp.htm>
- Fischer, F. v., Keiler, M., & Zimmermann, M. (2016). Modelling individual debris flow using Flow-R: A case of estudy in four Swiss torrents. *INTERPRAEVENT*, 257-264.
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 179 p.
- Frank, F., McArdeil, B., Huggel, C., & Vieli, A. (2015). The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modeling: examples from the Swiss Alps. *Natural Hazards Earth Systems Sciences*, 2569-2583.
- Gajardo, A. (2016). Registro de los Principales Desastres de origen geológico en Chile y efectos sobre la población y bienes públicos y privados entre 1980 y 2015. Santiago de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Garreaud, R. (2017). Un (nuevo) evento hidro-meteorológico bien previsto... pero igual ocurrió la catástrofe. Santiago de Chile: Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia, Universidad de Chile.
- Gobierno Regional Metropolitano de Santiago. (2013). Riesgo potencial por amenazas derivadas de procesos naturales, en los principales asentamientos humanos de la Región Metropolitana de Santiago. Informe Final Consolidado, 104 p.

- Gonzales, P. (2010). Geología y geomorfología del Complejo de remoción en masa La Engorda, Chile Central. Memoria para optar el título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 95 p.
- González, O. (1963). Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*, 20-61.
- Graf, C. (2011). Debris-flow monitoring and debris flow runout modelling before and after construction of mitigation measures: an example from an unstable zone in the Southern Swiss Alps. In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36)*. Institut de géographie, Université d, 245-248.
- Griswold, J., & Iverson, R. (2008). Mobility statistics and automated hazard mapping for debris flow and rock avalanches. USGS, 56 p.
- Hauser, A. (1985). Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Revista Geológica de Chile*, 75-92.
- Holmgren, P. (1994). Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models. An empirical evaluation, *Hydrological Process*, 327-334.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., & Zimmermann, M. (2013). Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flow and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural Hazards Earth System*, 869-885.
- Hungr, O., Picarelli, L., & Leroueil, S. (2013). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslide*, 28 p.
- Hussin, H., Luna, B. Q., Westen, C. v., Christen, M., Malet, J., & Asch, T. v. (2012). Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment a case of study of the Faucon catchment, Southern French Alps. *Natural Hazards Earth Systems*, 3075-3090.
- Isaaks, B. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4), 3211-3231.
- Iverson, R. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics* v. 35, 245-296 p.
- Iverson, R., Schilling, S., & Vallance, J. (1998). Objective delineation of lahar-hazard inundation zones. *Geological Survey of America Bulletin* v. 110, 972-984.

- Jaboyedoff, M., Choffet, M., Derron, M., Horton, P., Loye, A., Longchamp, C., & Michoud, C. (2012). Preliminary Slope Mass Movement Susceptibility Mapping Using DEM and LiDAR DEM. *Terrigenous Mass Movements*, 109-170.
- Jacoby, D. (2001). Vulnerabilidad del sector urbano de La Reina frente a desbordes de la Quebrada de Ramón. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Jakob, M., Holm, K., & McDougall, S. (2016). Debris-Flow risk assesment. *Oxford Research Encyclopedia of Natural Hazard Science*, 34 p.
- Jakob, M., Weatherly, H., Bale, S., Perkins, A., & MacDonald, B. (2017). A multi-faced debris-flood hazard assesment for Cougar Creek, Alberta, Canada. *Hidrology*, 33 p.
- Janeras, M., Pons, J., & Buxó, P. (2014). Slope inventory for rockfall hazard assesment along railway at intermediate scale. *RocExs2014 Conference*, 1-5.
- Jenks, G. (1967). The data model concept in statistical mapping. *International Yearbook of Cartography* N°7, 186-190.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., & Sharma, J. (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology*, 251-262 p.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, 95.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 259-263.
- Lara, M. (2007). Metodología para la evaluación y zonificación del peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramon, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 212 p.
- Lara, M., & Sepúlveda, S. (2008). Remociones en masa. Apuntes del curso, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 63 p.
- Lavenu, A., & Cembrano, J. (2008). Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Andean Geology*, Vol 35, Noo 2., 233-252.
- Leine, R., Schweizer, A., Christen, M., Glover, J., Bartelt, P., & Gerber, W. (2013). Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics*, 1-31.

- Lukose, S. (2006). Effect of vegetation on debris flow initiation: conceptualization and parameterization of a dynamic model for debris flow initiation in Tikovil River Basin, Kerala, India, using PCRaster. Magister Thesis, International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC)/Indian Institute of Remote Sensing (NRSA), Enschede, The Netherlands/Dehradun, India, 121 p.
- Luna, B. Q. (2007). Assesment and modelling of two lahars caused by "Hurricane Stan" at Atitlan, Guatemala, October 2005. Master Thesis in Geosciences, Department of Geosciences, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, 1-132.
- Major, J. (1997). Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments. *The Journal of Geology*, Vol.105, 345-366.
- Merg, C., Petri, D., Bodoira, F., Nini, M., Fernández, M., Schmidt, F., Selzer, F. (2011). Mapas digitales regionales de lluvias, índice estandarizado de precipitación e índice verde. *REvista Pilquen, Sección Agronomía*, 1-11 p.
- Meza, V. (2012). Suelos parcialmente saturados. *Ciencias de la Tierra*, 23-38 p.
- Mizuyama, T., Kobashi, S., & Ou, S. (1992). Prediction of debris flow. In: *Proc Interprevent Int Symp (Bern)* 4, 99-108.
- Molina, C. (2016). Análisis de susceptibilidad de remociones en masa en las costas del Fiordo Comau, X Región, Chile. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 119 p.
- Muñoz, E. (2013). Susceptibilidad de remociones en masa y de respuesta sísmica asociada a fallas mayores en zonas urbanas. Estudio de caso en Viñas del Mar, V Región. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 163 p.
- Náquira, M. (2009). Susceptibilidad de remociones en masa en las costas de fiordos cercanos a Hornopirén, X Región. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 201 p.
- Naranjo, J., Ramírez, P., Clavero, J., & Hauser, A. (2005). Remociones en masa causadas por lluvias torrenciales, junio 26-27, 2005 Concepción, VIII Región. *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 109-112.
- O'Brien, J., & Julien, P. (1985). Physical properties and mechanics of hyperconcentrated sediment flow. *ASCE Specialty Conf. on Delineations of Landslide, Flashfloods, and Debris Flows Hazards in Utah*, 260-279.
- Ortigao, J., & Kanji, M. (2004). Landslide classification and risk management. *Handbook of slope stabilization*, 27-66 p.



- Ortiz, M., & Fernández, J. (2010). Efectos geológicos del sismo del 27 de Febrero de 2010: Inestabilidad de laderas del poblado El Volcán, comuna San José de Maipo, Región Metropolitana de Santiago. Informe inédito, 3 p.
- Pincetti, G. (2016). Hidrogeoquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del río Yeso y río Volcán, Cordillera de lo Andes, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 81 p.
- Quiroga, R. (2013). Análisis estructural de los depósitos Cenozoicos de la Cordillera Principal entre el cerro Provincia y el Cordón el Quempo, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 111 p.
- Rebolledo, S., Elgueta, S., Carrasco, N., & Vatin, N. (2000). Zonificación del peligro de remoción en masa en San José de Maipo, Valle del Río Maipo, Región Metropolitana. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 102-106.
- Rickenmann, D., & Zimmermann, M. (1993). The 1987 debris flow in Switzerland. *Geomorphology, documentation and analysis*, 175-189.
- Schilling, S. (1998). LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundations hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 98-638, 80 p. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-638, 80 p.
- Schraml, K., Thomschitz, B., McArdell, B., Graf, C., & Kaitna, R. (2015). Modelling debris flow runout patterns on two alpine fans with different dynamic simulation models. *Natural Hazards Earth Systems Sciences*, 1483-1492.
- Selby, M. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, 451 p.
- Sepúlveda, S., & Padilla, C. (2008). Rain-induced debris and mudflow triggering factors assesment in the Santiago cordilleran foothills, Central Chile. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 15 p.
- Sepúlveda, S., Rebolledo, S., Alfaro, A., Lara, M., Moffat, R., & Petley, D. (2012). Evaluación del peligro de remoción en masa en el deslizamiento de San José de Maipo, Chile Central. Secretaria Regional Ministerial Metropolitana de Vivienda y Urbanismo, Gobierno de Chile, 1009-1011.
- Sherchan, B. (2016). *Entrainment of Bed Sediments by Debris Flow*. 82 p.
- Simoni, A., & Graf, C. (2012). Performance of 2D debris flow simulation model RAMMS. Back-analysis of field events in Italian Alps. Annual International Conference on Geological and Earth Sciences, 6 p.

- Thiele, R. (1980). Hoja Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 21 pp.
- UNISDR. (2009). Terminología sobre la reducción del riesgo de desastres. Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres, 39 p.
- Universidad del Biobío. (2010). Estudio de riesgos de sismos y maremoto para comunas costeras de la Región del Biobío. 51 p.
- Chow, V.T, Maidment, L., & Mays, L.. (1994). Hidrología Aplicada. McGraw-Hill.
- Valdés-Pineda, R., Valdés, J., & García-Chevesich, P. (2017). Modelación de crecidas aluvionales en la cuenca del río Copiapó, Chile. Ingeniería del Agua, 135-152.
- Villalobos, J. (2016). Oxibarometría de biotita de intrusivos graníticos estériles y asociados a pórfidos cupríferos: Efecto de la razón  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  y el contenido de hidrógeno en la determinación de la fugacidad de oxígeno. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 66 p.
- Visher, G. (1969). Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology 39(3), 1074-1106.
- Vollmer, M. (2017). Simulación numérica de la avalancha de roca del 21 de abril de 2007 en Punta Cola, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 92 p.
- Wieczorek, G. (1996). Landslide triggering mechanisms . Landslide - Investigation and Mitigation, 76-90.
- Wieczorek, G., Ellen, S., Lips, E., & Cannon, S. (1983). Potential for debris flow and debris flood along the Wasatch Front between Salt Lake City and Willard, Utah and measures for their mitigation. Geological Survey, United States Department of the Interior, 76 p.
- Wilford, D., Sakals, M., Innes, J., Sidle, R., & Bergerud, W. (2004). Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. Landslide, 61-66.
- WSL. (2017). RAMMS: User Manual v1.5 Debris Flow.
- Yumuang, S. (2006). 2001 debris flow and debris flood in Nam Ko area, Phetchabun province, central Thailand. Environmental Geology, 545-564.

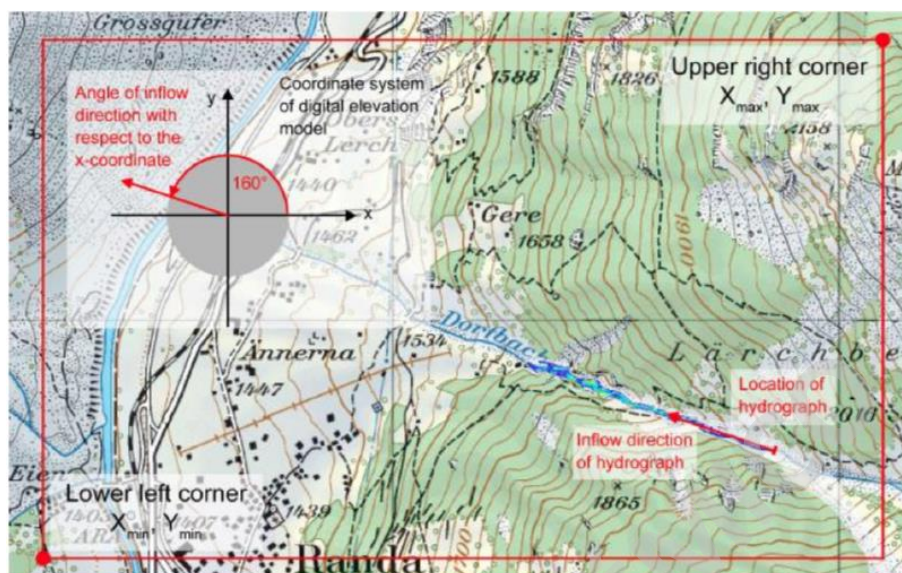


Figura 42. Definición de la dirección del flujo en RAMMS (Extraído de: WSL, 2017).

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla 32. Datos de los depósitos incluidos en el inventario.

ID	ESTE	NORTE	LADERA	TIPO	ÁREA	PENDIENTE	RUNOUT	□H	H/L
1	391599	6258337	N	FD	0.005	11.0	525	102	0.19
2	392629	6258069	N	FD	0.006	18.5	364	122	0.34
3	392534	6258150	N	FD	0.006	22.5	442	183	0.41
4	393518	6258204	N	CD	0.010	20.9	537	205	0.38
5	394348	6258150	N	CD	0.014	15.7	594	167	0.28
6	396304	6257642	N	FD	0.010	12.4	775	171	0.22
7	396486	6257531	N	FD	0.008	15.8	638	180	0.28
8	397191	6257381	N	FD	0.013	31.3	611	372	0.61
9	397487	6257156	N	FD	0.015	17.3	662	206	0.31
10	398620	6257100	N	CD	0.042	8.4	988	146	0.15
11	398680	6257177	N	CD	0.023	9.1	799	128	0.16
12	402365	6257526	N	FD	0.017	24.0	648	289	0.45
13	402633	6257351	N	FD	0.016	28.5	437	237	0.54
14	403144	6257354	N	CD	0.033	25.5	645	308	0.48
15	391931	6257185	S	FD	0.003	26.8	363	183	0.50
16	392512	6257237	S	FD	0.005	12.3	386	84	0.22
17	401704	6255770	S	FD	0.034	19.2	524	182	0.35
18	395013	6256442	S	FD	0.043	20.5	951	355	0.37
19	395988	6256513	S	FD	0.001	34.6	197	136	0.69
20	396708	6255907	S	CD	0.136	8.5	732	110	0.15
21	398049	6255934	S	CD	0.012	12.1	395	85	0.22
22	400836	6255833	S	CD	0.082	9.3	833	137	0.16
23	394785	6256722	S	FD	0.039	17.5	1032	326	0.32

Tabla 33. Datos usados para estimar el volumen en las cuencas del área de estudio.

ID	Área	H max	H min	Delta H	Largo	Largo RD	Pendiente	TC	Q max	Ve	Vf	Qm
1	1007332	2903	1649	1254	1967	1925	0.64	0.13	59	37280	49707	32
2	3435441	3294	1638	1656	2840	2561	0.58	0.17	202	163951	218602	104
3	13481817	3983	1614	2369	6761	6315	0.35	0.41	794	1568374	2091166	619
4	376156	2599	1804	795	1008	733	0.79	0.06	22	6098	8130	8
5	165590	2519	1860	659	700	556	0.94	0.04	10	2027	2703	3
6	84731	2284	1821	463	519	483	0.89	0.04	5	950	1267	2
7	873600	3082	1834	1248	1638	1619	0.76	0.11	51	26420	35226	25
8	1519592	3237	1809	1428	2075	1638	0.69	0.11	89	48225	64300	40
9	123195	2418	1899	519	592	538	0.88	0.04	7	1511	2015	3
10	404131	2763	1833	930	1087	973	0.86	0.07	24	7898	10530	9
11	633684	2983	1857	1126	1549	1543	0.73	0.10	37	18805	25074	19
12	6362646	3442	1892	1550	3442	3100	0.45	0.22	375	388530	518040	206
13	1722606	3475	1735	1740	2740	2423	0.64	0.16	101	76228	101638	57
14	823402	3358	1826	1532	2088	1894	0.73	0.12	48	28512	38015	26
15	347775	2992	1889	1103	1299	1257	0.85	0.08	20	8302	11069	10
16	770828	3488	1889	1599	1218	1600	1.31	0.09	45	18735	24980	19
17	497511	3011	1826	1185	1528	1176	0.78	0.08	29	11682	15576	13
18	214011	2583	1867	717	815	700	0.88	0.05	13	3211	4282	5
19	206560	2777	1949	828	979	878	0.85	0.06	12	3746	4995	5
20	8890949	3598	1771	1827	3613	4089	0.51	0.26	524	642599	856798	306
21	11877584	4018	1834	2184	5436	4828	0.40	0.32	699	1066067	1421422	456
22	83402	2408	1901	507	613	617	0.83	0.05	5	1163	1550	2
23	295098	2640	1866	775	1146	846	0.68	0.07	17	5670	7560	7
24	160837	2406	1821	584	809	748	0.72	0.06	9	2740	3653	4
25	512068	2925	1884	1041	1898	1551	0.55	0.12	30	17006	22674	17
26	4444617	3863	1876	1987	3442	3392	0.58	0.21	262	264363	352484	152
27	779351	3138	1996	1142	1764	1454	0.65	0.10	46	23106	30808	22
28+29	3648114	3500	1898	1196	2400	2607	0.50	0.18	215	187490	249987	116