



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

**SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA Y PELIGRO DE FLUJOS EN EL
FRENTE CORDILLERANO DE SANTIAGO, REGIÓN METROPOLITANA**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CONSTANZA ANDREA CELIS SAEZ

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
MARISOL LARA CASTILLO
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: CONSTANZA ANDREA CELIS SAEZ
FECHA: 2018
PROF. GUÍA: SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA Y PELIGRO DE FLUJOS EN EL FRENTE CORDILLERANO DE SANTIAGO, REGIÓN METROPOLITANA

La ciudad de Santiago en los últimos años ha experimentado una acelerada expansión demográfica hacia zonas precordilleranas, en donde las condiciones geomorfológicas y climáticas generan una condición favorable a la generación de eventos de remociones en masa. Entre ellos, los flujos representan uno de los principales peligros geológicos para la ciudad debido a su gran alcance, alta energía y gran capacidad destructiva. En los últimos años y gracias a la creciente preocupación por el riesgo asociado, el número de estudios en la zona de estudio se ha incrementado.

Distintos autores han evaluado la susceptibilidad de remociones en masa, detectando unidades geomorfológicas potencialmente inestables en distintas quebradas. Este trabajo complementa estos estudios agregando la zona Sur-Oriente del área, generando, finalmente, un mapa de susceptibilidad para cada uno de los distintos tipos de remociones en masa en el frente cordillerano de Santiago. En general, las quebradas mayores, como Macul y San Ramón, poseen una susceptibilidad alta a media para los distintos tipos de remociones en masa, mientras que las quebradas menores poseen una susceptibilidad media a baja. Sin embargo, para los eventos de tipo flujo, todas las quebradas presentan al menos una unidad geomorfológica capaz de generar este fenómeno, razón por la cual todas se evalúan en distintos escenarios para evaluar el peligro asociado.

Este estudio presenta un mapa de peligro de flujos realizado con el programa de simulación numérica RAMMS-Debris Flows. Para la calibración de los parámetros de fricción del modelo se utiliza el evento del 3 de mayo de 1993 en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas. Las zonas de inundación obtenidas se comparan con los resultados obtenidos mediante el programa LAHARZ para la validación de los datos entrada del programa. Aunque la información relativa a alturas alcanzadas y la potencia de los depósitos es limitada, los resultados muestran similitudes respecto a las distancias de alcance y las áreas de inundación del evento. La información obtenida se extrapola al resto de las quebradas del frente cordillerano, principalmente por la similitudes geomorfológicas y los materiales disponibles. Además, se llevan a cabo simulaciones para el peor escenario posible, el que se obtiene al combinar de la peor tormenta esperable, una isoterma 0°C anormalmente alta y suficiente material disponible en las cuencas hidrográficas.

La información obtenida se analiza en una matriz de peligro donde se relaciona la intensidad del flujo y su probabilidad de ocurrencia para obtener los grados de peligro asociados a cada zona. Los mapas de peligro indican que las zonas de mayor peligro son las aledañas a la quebrada de Macul y San Ramón, mientras que en el resto de las quebradas, las zonas de peligro se restringen a zonas proximales. A pesar de que los modelos numéricos no logran simular completamente la complejidad de los distintos tipos de flujos, RAMMS-Debris Flows se presenta como una aproximación confiable para obtener mapas de peligro de flujos de detritos, pero se debe actuar con precaución en la simulación de flujos con un mayor contenido de agua, como es el caso de los flujos históricos ocurridos en el frente cordillerano de Santiago.

Agradecimientos

Quiero expresar formalmente mis agradecimientos a los proyectos Fondecyt Regular 1140317 y Newton Fund NE/N000315/1 por financiar este trabajo de Magíster. Este desafío no habría llegado a su fin de no ser por el apoyo brindado.

Agradezco a mis profesores de la comisión, en especial a mi profesor guía Sergio Sepúlveda, por su ayuda, paciencia y comprensión a lo largo de estos casi tres años de tesis, y por lo años anteriores, tanto en clases como en los dos proyectos realizados durante mi estancia en pregrado. Agradezco a mi profesor co-guía, Angelo Castruccio, quien me ayudó a tener una imagen más global del trabajo y ayudó a orientar las discusiones con sus correcciones. A la profesora Marisol Lara, por sus correcciones y el apoyo brindado en todo el programa, sobre todo en la primera parte de este trabajo. Y finalmente, a la profesora Sofía Rebolledo, que me ayudó de gran manera con sus correcciones y sus preguntas, las cuales me ayudaron enormemente en los momentos finales.

Agradezco a cada una de las personas que han tocado mi corazón durante esta larga estadía de nueve años en la universidad. A mis compañeros en plan común, por aquellas tardes de estudio en que los momentos eran buenos, pero los resultados no tanto. A mis compañeros en el equipo de voley de la facultad, con los que pasamos tantos entrenamientos, almuerzos y salidas. A mis compañeros en geología por todos los buenos momentos tanto en clases como en terreno, mis mejores deseos para todos ustedes. A mis amigos en la sala de postgrado, con los cuales he compartido risas, llantos y momentos memorables, el camino es duro pero la experiencia es increíble. Y a todas las personas que durante estos tres años han sufrido conmigo haciéndoles clases, gracias por el cariño y la comprensión.

Quisiera agradecer a mis grandes amigos, aquellos que en los peores momentos se han quedado hasta el final, son realmentes increíbles. A Paulina, gracias por esa paciencia y ese corazón gigante que tienes, por siempre hacerme sonreír, te adoro y espero que estos 6 años de amistad no se acaben nunca. A Bastián, espero que nuestra amistad nunca se rompa por la distancia, muchas gracias por todos los buenos momentos. Y a Christian, que se convirtió en un gran pilar, espero que nuestra amistad siga creciendo y muchas gracias por tu apoyo.

Finalmente, pero no por eso menos importante, quisiera agradecer a mi familia, quien estuvo presente desde el día uno apoyándome y teniéndome paciencia durante estos largos años, son el pilar fundamental en mi vida. A mi mamá quien nunca me dejó bajar los brazos y quien nunca permitió que me rindiera, aún cuando el camino estaba lleno de problemas que parecían no tener solución. Y a mi hermano, gracias por los desafíos y por el apoyo incondicional que siempre me das, yo sé que soy tu hermana favorita, así como tú eres el mío.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Formulación del estudio	1
1.2. Ubicación	3
1.3. Objetivos	5
1.3.1. Objetivo General	5
1.3.2. Objetivos Específicos	5
1.4. Metodología	5
2. Marco Teórico	6
2.1. Remociones en Masa	6
2.1.1. Clasificación de Remociones en Masa	6
2.1.2. Factores condicionantes	8
2.1.3. Factores Desencadenantes	10
2.2. Evaluación de Susceptibilidad de remociones en masa	11
2.2.1. Caídas de rocas	12
2.2.2. Deslizamientos en roca	13
2.2.3. Deslizamientos en suelo	15
2.2.4. Flujos de detritos	16
2.3. Flujos	19
2.3.1. Clasificación de flujos	19
2.3.2. Propiedades de los flujos	20
2.3.3. Morfología	21
2.3.4. Modelos hidráulicos para flujos	22
2.4. Programas de Simulación	22
2.4.1. RAMMS-Debris flow	22
2.4.2. LAHARZ	24
3. Marco Geológico	26
3.1. Geomorfología regional	26
3.2. Geología regional	27
3.3. Vegetación	29
3.4. Clima	30
3.5. Sismicidad	31
4. Susceptibilidad de remociones en masa	33
4.1. Antecedentes de la zona Sur Oriente de Santiago	33
4.1.1. Geología de la zona de estudio	33
4.1.2. Geomorfología de la zona de estudio	40
4.1.3. Hidrología e Hidrogeología	55
4.1.4. Factores antrópicos	56
4.2. Susceptibilidad de la zona Sur Oriente de Santiago	56
4.2.1. Susceptibilidad de Caída de Rocas	58

4.2.2.	Susceptibilidad de Deslizamiento en Rocas	60
4.2.3.	Susceptibilidad de Deslizamiento de Suelo	62
4.2.4.	Susceptibilidad de Flujos de Detritos	64
4.3.	Susceptibilidad de remociones en masa del Frente Cordillerano de Santiago	66
4.3.1.	Susceptibilidad de Caída de Rocas	66
4.3.2.	Susceptibilidad de Deslizamiento en Rocas	67
4.3.3.	Susceptibilidad de Deslizamiento de Suelo	68
4.3.4.	Susceptibilidad de Flujos de Detritos	69
5.	Calibración de Modelos de simulación de flujos	71
5.1.	Antecedentes del evento de 1993	71
5.1.1.	Flujo de detritos en Quebrada de Macul	72
5.1.2.	Flujo de barro en Quebrada San Ramón	78
5.1.3.	Flujo de detritos en Quebrada de Lo Cañas	83
5.2.	Calibración de software RAMMS	88
5.2.1.	Quebrada de Macul	91
5.2.2.	Quebrada de San Ramón	94
5.2.3.	Quebrada de Lo Cañas	98
5.2.4.	Relaciones de calibración	100
5.2.5.	Simulación de pulsos consecutivos	102
5.2.6.	Análisis de Sensibilidad	104
5.3.	Calibración de software LAHARZ	107
5.3.1.	Quebrada de Macul	108
5.3.2.	Quebrada de San Ramón	110
5.3.3.	Quebrada de Lo Cañas	113
5.3.4.	Resumen de calibración	115
6.	Peligro de flujos	117
6.1.	Escenarios de simulación	117
6.2.	Intensidad de flujos de detritos	121
6.2.1.	Intensidad evento 1993 en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas	122
6.2.2.	Intensidad evento 1993 para el frente cordillerano de Santiago	123
6.2.3.	Intensidad peor evento posible	124
6.3.	Peligro asociado a flujos	125
6.3.1.	Peligro de flujos en quebradas menores	129
6.3.2.	Peligro de flujos en quebradas mayores	131
7.	Discusiones	134
7.1.	Susceptibilidad de remociones en masa	134
7.2.	Antecedentes del evento de calibración	135
7.3.	Calibración de los modelos	135
7.3.1.	LAHARZ	135
7.3.2.	RAMMS	136
7.4.	Peligro de flujos	138
8.	Conclusiones	142
8.1.	Recomendaciones	144

Bibliografía	145
Anexos	152
A. Tipos de remociones en masa	153
A.1. Caídas	153
A.2. Volcamientos	153
A.3. Deslizamientos	154
A.4. Propagaciones Laterales	154
A.5. Flujos	155
B. Glosario términos de peligro geológico	157
C. Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills, Chile	159
D. Modelos hidráulicos para flujos	170
E. Simulaciones RAMMS Macul	172
F. Simulaciones RAMMS Ran Ramón	175
G. Simulaciones RAMMS Lo Cañas	179
H. Datos para análisis de sensibilidad	181
I. Simulaciones LAHARZ Macul	185
J. Simulaciones LAHARZ Macul	187
K. Simulaciones LAHARZ Macul	190
L. Factores de conversión	192

Índice de Tablas

2.1. Escala de velocidades de remociones en masa (Cruden y Varnes, 1996)	6
2.2. Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978)	7
2.3. Nueva versión del sistema de clasificación de Varnes (Hungr, Leroueil, y Picarelli, 2014)	8
2.4. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa (Hauser, 1993)	9
2.5. Ponderación máxima de factores condicionantes de caídas de rocas (Lara, 2007) . .	12
2.6. Factores condicionantes de caídas de rocas. Modificado de Lara (2007)	13
2.7. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en roca (Lara, 2007)	13
2.8. Factores condicionantes de deslizamientos en rocas. Modificado de Lara (2007) . .	14
2.9. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en suelo (Lara, 2007)	15
2.10. Factores condicionantes de deslizamientos en suelo. Modificado de Lara (2007) . .	15
2.11. Factores condicionantes de deslizamientos en suelo (continuación). Modificado de Lara (2007).	16
2.12. Ponderación máxima de factores condicionantes de flujos (Lara, 2007)	17
2.13. Factores condicionantes de flujos de detritos. Modificado de Lara (2007).	17
2.14. Factores condicionantes de flujos de detritos (continuación). Modificado de Lara (2007).	18
2.15. Clasificación de flujos de Hungr, Evans, Bovis, y Hutchinson (2001)	19
2.16. Continuación clasificación de flujos de Hungr et al. (2001)	20
2.17. Parámetros friccionales encontrados en la literatura	24
4.1. Resumen de susceptibilidad de caídas de rocas en la zona sur oriente de Santiago .	60
4.2. Resumen de susceptibilidad de deslizamiento en rocas en la zona sur oriente de Santiago	62
4.3. Resumen de susceptibilidad de deslizamiento de suelo en la zona sur oriente de Santiago	64
4.4. Resumen de susceptibilidad de flujos en la zona sur oriente de Santiago	66
5.1. Cronología del evento en quebrada de Macul (Naranjo y Varela, 1996)	72
5.2. Antecedentes Quebrada de Macul (Q_l : caudal líquido, Q_s : caudal sólido y Q_t : caudal peak total; V_s : volumen de sólidos y V_T : volumen total del flujo).	73
5.3. Información Geográfica de la Quebrada de Macul, obtenida mediante software SIG	75
5.4. Secciones transversales Quebrada de Macul	76
5.5. Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas.	77
5.6. Volúmenes y espesores flujo en quebrada de Macul 1993.	77
5.7. Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de Macul	78
5.8. Resumen datos de entrada Macul 1993 para RAMMS	78
5.9. Resumen datos de entrada Macul 1993 para LAHARZ	78
5.10. Información geográfica de la Quebrada de San Ramón, obtenida mediante software SIG	80
5.11. Secciones transversales Quebrada de San Ramón	80

5.12. Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas quebrada de San Ramón.	81
5.13. Volúmenes y espesores flujo en quebrada de San Ramón 1993.	82
5.14. Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de San Ramón	82
5.15. Resumen datos de entrada San Ramón 1993 para RAMMS	82
5.16. Resumen datos de entrada San Ramón 1993 para LAHARZ	82
5.17. Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de Lo Cañas	84
5.18. Volúmenes y espesores flujo en quebrada de Lo Cañas 1993.	84
5.19. Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas quebrada de Lo Cañas	85
5.20. Secciones transversales Quebrada de Lo Cañas	86
5.21. Información geográfica de la Quebrada de Lo Cañas, obtenida mediante software SIG	86
5.22. Resumen datos de entrada Lo Cañas 1993 para RAMMS	87
5.23. Resumen datos de entrada Lo Cañas 1993 para LAHARZ	87
5.24. Resumen datos de calibración evento 1993	88
5.25. Rangos para parámetros friccionales encontrados en la literatura	90
5.26. Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS Macul	93
5.27. Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS San Ramón	97
5.28. Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS Lo Cañas	100
5.29. Escenarios para simulación de pulsos en quebrada de Macul	102
5.30. Resumen datos de calibración evento 1993 para LAHARZ	108
5.31. Rangos para coeficientes encontrados en la literatura para LAHARZ	108
5.32. Resumen escenarios y coeficientes para LAHARZ	115
6.1. Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS	117
6.2. Resumen escenarios y parámetros de fricción para el peor escenario	119
6.3. Resumen escenarios y parámetros de fricción extendida al frente cordillerano de Santiago	120
6.4. Resumen escenarios y parámetros de fricción extendida al frente cordillerano de Santiago para el peor caso	121
6.5. Categorías para intensidad de flujos de detritos	121
6.6. Matriz de peligro de flujos para el frente cordillerano de Santiago	126
D.1. Modelos hidráulicos para flujos	170
D.2. Modelos hidráulicos para flujos (continuación)	171
E.1. Datos Escenario 1 Quebrada de Macul	172
E.2. Datos extra Escenario 1 Quebrada de Macul	173
E.3. Datos Escenario 2 Quebrada de Macul	174
F.1. Datos Escenario 1 3.995.000 m ³ Quebrada de San Ramón	175
F.2. Datos Escenario 2 3.995.000 m ³ Quebrada de San Ramón	176
F.3. Datos Escenario 1 5.295.000 m ³ Quebrada de San Ramón	177
F.4. Datos Escenario 2 7.515.000 m ³ Quebrada de San Ramón	178
G.1. Datos Simulación Quebrada de Lo Cañas	179
G.2. Datos Simulación Quebrada de Lo Cañas continuación	180
H.1. Datos Análisis de Sensibilidad para Caudal	181
H.2. Datos Análisis de Sensibilidad para Densidad	182

H.3.	Datos Análisis de Sensibilidad para Velocidad	183
H.4.	Datos Análisis de Sensibilidad para Volumen	184
I.1.	Datos escenario 2.200.000 m ³ LAHARZ para Macul	185
I.2.	Datos escenario 2.725.000 m ³ LAHARZ para Macul	186
J.1.	Datos escenario 3.995.000 m ³ LAHARZ para San Ramón	187
J.2.	Datos escenario 5.295.000 m ³ LAHARZ para San Ramón	188
J.3.	Datos escenario 7.515.000 m ³ LAHARZ para San Ramón	189
K.1.	Datos escenario 168.000 m ³ LAHARZ para Lo Cañas	190
K.2.	Datos escenario 180.000 m ³ LAHARZ para Lo Cañas	191
L.1.	Factores conversión Macul	192
L.2.	Factores conversión San Ramón	192
L.3.	Factores conversión Lo Cañas	193

Índice de Figuras

1.1. Ubicación ciudad de Santiago. En rojo se presenta el área de estudio correspondiente al frente cordillerano de Santiago.	1
1.2. Frente cordillerano de Santiago. En amarillo límites de las hoyas hidrográficas asociadas a cada quebrada y en negro los límites comunales de la ciudad.	4
2.1. Tipos de remociones en masa. A. Deslizamiento rotacional; B. Deslizamiento traslacional de suelo; C. Deslizamiento traslacional de roca; D. Caídas o Desprendimientos de rocas; F. Volcamiento; F. Flujos de detritos; G. Avalancha de detritos; H. Propagación lateral; I. Reptación. Extraído y modificado de (Highland y Bobrowsky, 2008)	7
2.2. Esquema de flujos canalizados (Izquierda) y no canalizados (Derecha) (Cruden y Varnes, 1996).	21
2.3. Morfología de un pulso de un flujo (Pierson, 1986).	21
2.4. Trayectoria idealizada de un lahar, en donde se puede observar la relación geométrica entre H y L, el límite entre la zona de peligro proximal y la zona de peligro distal, y las secciones transversales (A) y la zona de inundación planimétrica (B). Extraído de Schilling (2014).	25
3.1. Unidades morfoestructurales, en rojo la zona de estudio. Modificada de Fock (2005).	26
3.2. Geología de la zona. Extraída de Fock (2005).	28
3.3. Leyenda geología de la zona. Extraída de Fock (2005).	29
3.4. Zonas sísmicas de subducción según la norma NCH 433, Of. 96	31
4.1. Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.	33
4.2. Mapa geológico y geomorfológico de la zona sur-oriente de Santiago	34
4.3. Fotografía de Quebrada las Vizcachas, tomada en ladera sur. Depósitos coluviales en zona media de ladera Norte y Escombros de falda en la zona inferior derecha en ladera Sur.	37
4.4. Fotografía de zona media de Quebrada San Ramón, depósito de remoción en masa antiguo aterrazado.	37
4.5. Imagen de depósito de abanico aluvial antiguo en quebrada Las Vizcachas, se puede apreciar un bloque métrico sobre suelo fino. Árboles frenan el movimiento del flujo y, gracias a ello, quedan ligeramente deformados.	38
4.6. Depósito aluvial reciente de la quebrada Lo Cañas, imagen mirando hacia el oriente, se puede observar una propiedad adyacente al cauce.	39
4.7. Mapa del frente cordillerano, donde se pueden observar los depósitos por edad, las unidades rocosas y la Falla San Ramón. Modificado de (Rauld, 2011).	40
4.8. Mapa de pendientes de la zona sur oriente de Santiago.	42
4.9. Mapa de aspecto de la zona sur oriente de Santiago.	43
4.10. Morfologías y afloramientos de la zona sur-oriente de Santiago	44
4.11. Depósito del abanico aluvial de quebrada Las Perdices.	45
4.12. Fotografía con vista a la quebrada de Lo Cañas, cauce con gravas y material coluvial desde las zonas altas de las laderas.	46

4.13. Fotografía del cauce de la quebrada Lo Cañas, granulometría varía desde arenas hasta bloques de aproximadamente 1 m de diámetro.	47
4.14. Fotografía de ladera norte del sistema de quebradas Tarapacá - Santa Rosa, vegetación acojinada y depósitos de escombros de falda y suelo residual en la zona alta.	49
4.15. Fotografía con depósito aluvional del sistema de quebradas en el bosque Panul, bloques heterométricos polimícticos en matriz limo-arenosa.	50
4.16. Fotografía del camino de las torres de alta tensión en bosque Panul, bloques métricos en depósito aluvionales.	50
4.17. Fotografía con bloque métrico de lava andesítica porfírica en depósitos aluvionales de la quebrada La Morfilana.	51
4.18. Fotografía con escarpe de deslizamiento de suelo actual en zona media de la quebrada Las Vizcachas.	54
4.19. Fotografía con cicatriz de deslizamiento de suelo de pequeña escala en ladera norte de la quebrada Las Vizcachas.	54
4.20. Bloque de 65 m ³ de volumen, en medio del abanico aluvial de la quebrada Las Vizcachas.	55
4.21. Unidades geomorfológicas definidas para la zona sur oriente de Santiago. En gris se muestran los límites de los polígonos y en amarillo los límites de las subcuencas	57
4.22. Mapa de Susceptibilidad de Caída de rocas, zona sur oriente de Santiago.	59
4.23. Mapa de Susceptibilidad de Deslizamiento en rocas, zona sur oriente de Santiago. .	61
4.24. Mapa de Susceptibilidad de Deslizamiento de suelo, zona sur oriente de Santiago. .	63
4.25. Mapa de Susceptibilidad de Flujos, zona sur oriente de Santiago.	65
4.26. Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.	67
4.27. Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.	68
4.28. Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.	69
4.29. Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.	70
5.1. Mapa de la zona oriente de Santiago donde se aprecian las zonas de depositación de los flujos ocurridos en 1993 y los límites de las cuencas hidrográficas del frente cordillerano de la ciudad. (1) Quebrada de San Ramón. (2) Quebrada de Macul. Las curvas de nivel representan intervalos de 100 m. Extraído de Sepúlveda et al. (2006a).	71
5.2. Distribución generalizada del flujo de detritos de la Quebrada de Macul. Extraído de Naranjo y Varela (1996).	74
5.3. Sección transversal de la zona apical de la quebrada de Macul.	76
5.4. Distribución del flujo de barro de la Quebrada San Ramón. Extraído de Naranjo y Varela (1996).	79
5.5. Sección transversal de la zona apical de la quebrada de San Ramón.	80
5.6. Distribución del flujo de detritos de la Quebrada de Lo Cañas. Extraído de Sepúlveda et al. (2006a).	83
5.7. Sección transversal de la zona apical de la quebrada de Lo Cañas.	85
5.8. Polígonos que representan distintas rugosidades para la representación de la situación en 1993 en un DEM con información topográfica de 2011.	89

5.9. Resultado de simulación 105, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	91
5.10. Resultado de simulación 69, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	92
5.11. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para escenario 1 con volumen 2.200.000 m ³ y caudal de 620 m ³ /s	93
5.12. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para escenario 2 con volumen 2.725.000 m ³ y caudal de 745 m ³ /s	93
5.13. Resultado de simulación 86, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	94
5.14. Resultado de simulación 124, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	95
5.15. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 3.995.000 m ³ y caudal de 1.318 m ³ /s	96
5.16. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 5.295.000 m ³ y caudal de 1.318 m ³ /s	96
5.17. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para quebrada de San Ramón en escenario 2 con volumen 3.995.000 m ³ y un caudal de 1.780 m ³ /s	97
5.18. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 3.995.000 m ³ y caudal de 1.780 m ³ /s	97
5.19. Resultado de simulación 111, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).	98
5.20. Resultado de simulación 124, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).	99
5.21. Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para simulaciones con un μ definido.	100
5.22. Relación entre el área de la cuenca hidrográfica y el volumen de flujo generado . .	101
5.23. Relación entre el área de la cuenca hidrográfica y el volumen de flujo generado . .	101
5.24. Simulación Caso 1	102
5.25. Simulación Caso 2	103
5.26. Simulación Caso 3	103
5.27. Relación entre el caudal y la distancia de runout	104
5.28. Relación entre la densidad y la distancia de runout para la quebrada de Macul . . .	105
5.29. Relación entre la velocidad y la distancia de runout	106
5.30. Relación entre el volumen y la distancia de runout	106

5.31. Relación entre todos los datos de entrada y la distancia de runout	107
5.32. Resultado de simulación 16, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	109
5.33. Resultado de simulación 53, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	110
5.34. Resultado de simulación 35, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	111
5.35. Resultado de simulación 16, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario medio determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	112
5.36. Resultado de simulación 58, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).	113
5.37. Resultado de simulación 4, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).	114
5.38. Resultado de simulación 33, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).	115
6.1. Ejemplo de matriz de peligro. Extraída de Hürlimann, Rickenmann, Medina, y Bateman (2008).	117
6.2. Ejemplo de rásters de altura y velocidad para caso mínimo en quebrada de Macul .	122
6.3. Ejemplo de rásters de altura y velocidad para caso máximo en quebrada de Macul .	122
6.4. Mapa de intensidad para evento de 1993.	123
6.5. Mapa de intensidad para evento de 1993 para el frente cordillerano de Santiago. . .	124
6.6. Mapa de intensidad para peor evento posibles en el frente cordillerano de Santiago.	125
6.7. Mapa preliminar de peligro asociado a flujos en el frente cordillerano de Santiago. .	127
6.8. Mapa final de peligro asociado a flujos en el frente cordillerano de Santiago.	128
6.9. Mapa de peligro asociado a flujos de detritos en quebradas menores	129
6.10. Mapa de peligro de flujos de detritos quebrada de Lo Cañas	130
6.11. Mapa de peligro de flujos en Quebrada de San Ramón	131
6.12. Mapa de peligro de flujos en la Quebrada de Macul	132
7.1. Comparación del mapa de peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago (Antinao et al., 2003) con el mapa de peligro de flujos propuesto.	139
7.2. Comparación del mapa de peligro de detritos en la quebrada de Macul (Garrido, 2012) con el mapa de peligro de flujos propuesto.	140

1. Introducción

1.1. Formulación del estudio

La ciudad de Santiago (Figura 1.1) en los últimos años ha experimentado una acelerada expansión hacia las zonas aledañas, es así como se ha poblado la zona precordillerana donde las condiciones geomorfológicas y climáticas generan una condición favorable a la generación de eventos de remoción en masa.

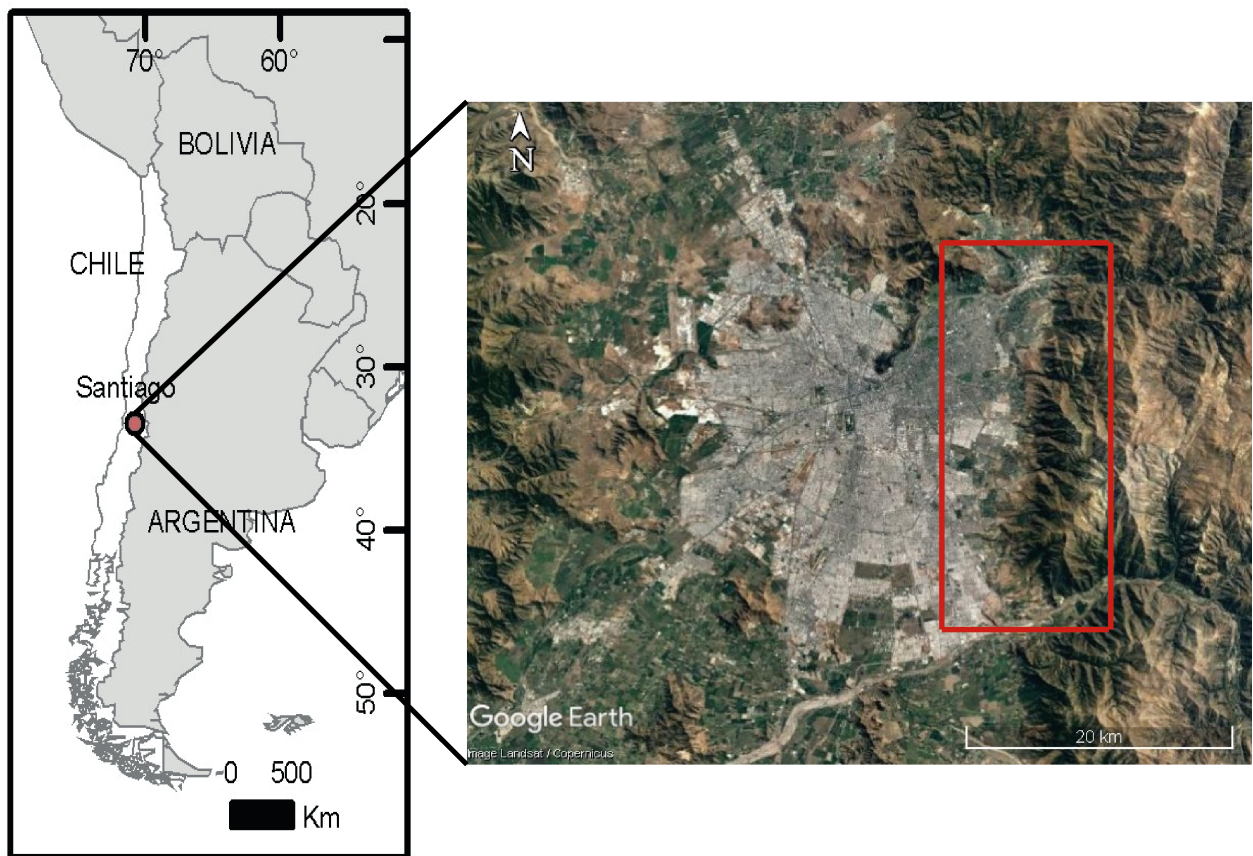


Figura 1.1: Ubicación ciudad de Santiago. En rojo se presenta el área de estudio correspondiente al frente cordillerano de Santiago.

Los fenómenos más comunes en la parte alta y media de la zona de estudio corresponden a deslizamientos de diversas magnitudes, junto con desprendimientos de rocas en las cabeceras de las hoyas hidrográficas. Estos eventos generan depósitos no consolidados que pueden fluidizarse durante episodios de precipitaciones intensas, movilizándose por las numerosas quebradas que alcanzan a la urbanización de Santiago en su parte oriental. Razón por la que las remociones de tipo flujo son consideradas como uno de los fenómenos más peligrosos para la población, debido a su gran alcance, alta energía y su gran capacidad destructiva.

Las remociones de tipo flujo generalmente son desencadenadas por lluvias intensas, ya sean abundantes en un corto periodo de tiempo o moderadas extendidas durante varias horas. El fenómeno El Niño, asociado a eventos de intensas precipitaciones, ha mostrado tener una correlación positiva con la aparición de este tipo de fenómenos de remoción en masa (Sepúlveda et al., 2006a). Otro factor importante a considerar es el cambio climático, ya que el pronóstico indica una disminución de la precipitación anual en la zona centro-sur del país, asociado a episodios de intensas precipitaciones o niveles mayores de altura de línea de nieves (Garreaud, 2011), lo que agravaría la situación en el área de estudio.

Otro de los factores desencadenantes de remociones en masa son los sismos, responsables principalmente de caídas de rocas y deslizamientos de material. Esto, junto con las condiciones de alta erosión que se dan en zonas montañosas genera otro de los factores más importantes para la generación de flujos, la disponibilidad de material. En la zona de estudio la Falla San Ramón es, potencialmente, el foco de peligro sísmico más cercano, y se debe considerar debido a que un sismo puede generar deslizamientos en taludes o caídas de rocas, y este material puede ser retransportado posteriormente por cursos de agua o durante lluvias intensas.

Chile, en general, se ve afectado con una periodicidad anual/mensual por eventos sísmicos de magnitudes medias y, en la zona central, por precipitaciones de considerable orden seguidas por estaciones secas prolongadas, por lo que la probabilidad de activación de remociones en masa es relativamente alto.

Los antecedentes históricos de la precordillera de Santiago hacen imperativo el tener una evaluación completa de la susceptibilidad de remociones en masa y con ello, en zonas donde lo amerite, evaluar el peligro geológico. Al tratarse de fenómenos naturales, este peligro no se puede eliminar, pero se puede disminuir la vulnerabilidad de la población expuesta a estos procesos, reduciendo así el riesgo geológico, o mitigar de alguna forma el daño que estos podrían generar.

En los últimos años y gracias a la creciente preocupación por el riesgo asociado a estos eventos, el número de estudios en la zona precordillerana de Santiago al respecto se ha incrementado, tanto en métodos para la evaluación de susceptibilidad de generación de remociones en masa (Sepúlveda, 1998; Lara, 2007; Schachter, 2008), su evaluación en zonas precordilleranas (Sepúlveda, 1998; Lara, 2007; Martínez, 2009; Territorio y Ciudad Consultores, 2013; Ferrando, 2014; Ceballos, 2016) y el modelamiento de flujos de detritos (Garrido, 2012).

Asimismo, las investigaciones sobre el comportamiento de los flujos de detritos ha aumentado en el tiempo, consistente con la necesidad de generar evaluaciones de peligro y así poder mitigar este tipo de fenómenos (Naef et al., 2006). Para evaluar flujos de detritos es necesario utilizar una herramienta que entregue de manera simple y eficaz los resultados de las simulaciones realizadas, además de requerir una cantidad de datos de entrada de fácil obtención, tanto para la calibración de un modelo, como para la evaluación de escenarios particulares.

El objetivo principal de este estudio es evaluar el peligro de flujos en el frente cordillerano, para ello es necesario completar los mapas de susceptibilidad asociados a cada tipo de remoción en masa en el área de estudio, complementando los estudios que se han realizado en la zona norte del frente, en la quebrada de Apoquindo (Ceballos, 2016), la quebrada de San Ramón (Lara, 2007),

las quebradas de la zona centro (Territorio y Ciudad Consultores, 2013), la quebrada de Macul (Martínez, 2009), la quebrada de Lo Cañas (Sepúlveda, 1998) y la zona centro-sur (Ferrando, 2014).

Para ello se evalúa la susceptibilidad con la metodología propuesta por Lara (2007) en la zona sur del frente cordillerano de Santiago, desde la quebrada de Macul hasta la quebrada Las Vizcachas. Para unificar los mapas de los otros estudios, se modifican algunos límites y, en el caso de la quebrada de Macul se redefinen las unidades geomorfológicas y se vuelve a analizar la susceptibilidad de cada remoción utilizando los datos de Martínez (2009).

Para la evaluación de peligro de flujos se utiliza el programa RAMMS-DF, que simula flujos de detritos mediante un modelo dinámico para volumen finito, el cual resuelve ecuaciones 2D de aguas someras (Schneider et al., 2014) con un modelo reológico de Voellmy para fluidos viscoso-turbulentos (Voellmy, 1955; Salm et al., 1990; Salm, 1993). Este programa es capaz de entregar datos de velocidad, altura y presión del flujo en cada punto de la simulación, por lo que corresponde a una potente herramienta para la evaluación del peligro asociado a este tipo de fenómenos. Además se utiliza el programa LAHARZ para verificar las zonas inundadas por los flujos de detritos y así poder verificar las simulaciones entregadas por RAMMS.

Se utilizan como antecedentes los flujos de detritos del 3 de mayo de 1993, en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas, y con ello se calibran los modelos para los eventuales flujos de detritos en un escenario climático dado. Esta información se utiliza para realizar un mapa de peligro de flujos en todo el frente cordillerano de Santiago.

1.2. Ubicación

El área de estudio se ubica entre los faldeos cordilleranos y el relleno de la cuenca cuaternaria de la ciudad de Santiago, entre los ríos Mapocho y Maipo, aproximadamente entre las coordenadas N: 6.307.340; S: 6.281.7625; E: 355.830 y O: 367.500. En este sector se emplazan las comunas de Vitacura, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida y Puente Alto, la Figura 1.2 muestra la distribución de las quebradas en el frente cordillerano de Santiago.

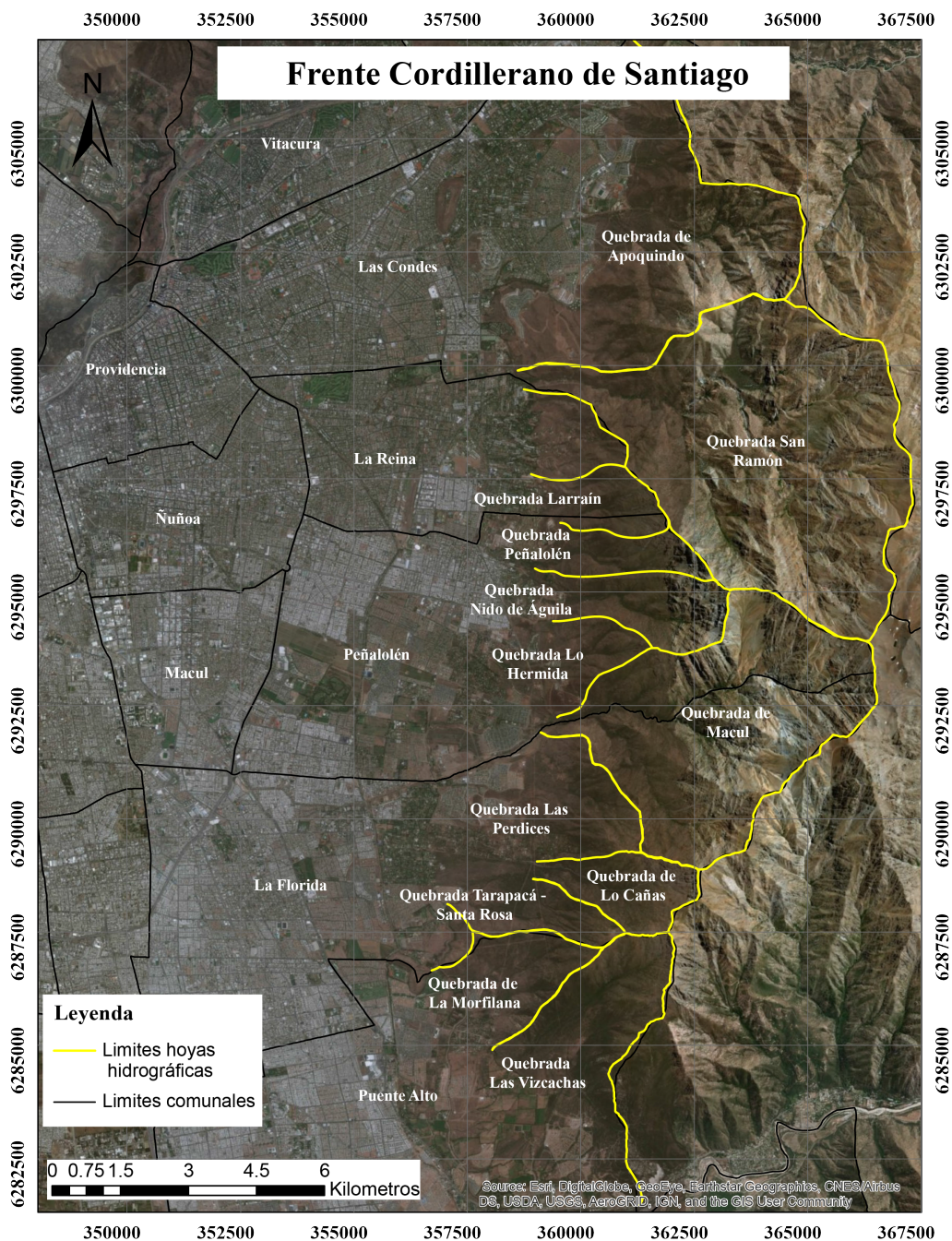


Figura 1.2: Frente cordillerano de Santiago. En amarillo límites de las hoyas hidrográficas asociadas a cada quebrada y en negro los límites comunales de la ciudad.

Las vías de acceso a cada quebrada corresponden, en general, a calles principales o secundarias de rápido acceso. Las quebradas de Apoquindo, San Ramón, Larráin, Peñalolén y Macul se encuentran dentro de la red de Parques Naturales de Asociación Parque Cordillera, por lo que el ingreso se encuentra regulado. Asimismo, se puede acceder a varias de estas quebradas desde el camino "Senderos de Chile", el que corresponde a una serie de rutas públicas, habilitadas para el senderismo, que fueron coordinadas y financiadas por la Comisión Nacional de Medio Ambiente (actual Ministerio del Medio Ambiente).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

- Evaluar la susceptibilidad de remociones en masa en la zona sur oriente del frente cordillerano y el peligro de flujos de detritos originados en la zona precordillerana de Santiago entre los ríos Mapocho y Maipo.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Construir mapas de susceptibilidad de los distintos tipos de remociones en masa para la zona sur oriente de Santiago.
- Unificar los mapas de susceptibilidad de la zona sur oriente con los mapas antecedentes de las distintas zonas del frente cordillerano de Santiago.
- Modelar mediante los softwares RAMMS y Laharz las zonas de peligro potencial asociadas a la generación de flujos de detritos en las distintas quebradas de la zona de estudio.
- Construir un mapa de peligro de flujos para la zona oriente de la ciudad de Santiago.

1.4. Metodología

La metodología general de trabajo corresponde a:

- Recopilar información geológica, geotécnica y geomorfológica de las distintas quebradas de la zona de estudio mediante campañas de terreno.
- Implementar la metodología propuesta por Lara (2007) para evaluar la susceptibilidad de remociones en masa en la zona sur oriente de Santiago.
- Uniformar los resultados de los mapas de susceptibilidad de remociones en masa de las distintas zonas del frente cordillerano.
- Recopilar los datos de entrada para los softwares RAMMS y LAHARZ para los flujos de detritos del 3 de mayo de 1993.
- Identificar un escenario climático de la peor tormenta esperable, para la simulación del flujo de detritos más destructivo posible en la zona de estudio.
- Modelación de flujos con los softwares RAMMS y LAHARZ en las distintas quebradas del frente cordillerano de Santiago.
- Determinación del peligro asociado a la generación de flujos en la ciudad de Santiago.

2. Marco Teórico

2.1. Remociones en Masa

Los fenómenos de remoción en masa incluyen a todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca, detritos o tierra por efectos de la gravedad (Cruden, 1991). Posteriormente, fueron definidos como un proceso de transporte de material, de movilización lenta o rápida de un volumen de suelo y/o roca, generados por una serie de factores, especialmente gravitacionales (Cruden y Varnes, 1996; Hungr et al., 2014).

Cada tipo de remoción en masa puede alcanzar distintas velocidades, tener o no límites definidos (Glade et al., 2005), además de volúmenes de distintas magnitudes, alcances y posibles efectos (Highland y Bobrowsky, 2008). En la Tabla 2.1 se presentan los valores de tasa de movimiento en términos cualitativos de rapidez (Cruden y Varnes, 1996), parámetro importante ya que se relaciona con la intensidad y la amenaza que puede llegar a significar un evento de este tipo.

Tabla 2.1: Escala de velocidades de remociones en masa (Cruden y Varnes, 1996)

Clase de velocidad	Descripción	Velocidad [mm/s]	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	$>5 \times 10^3$	>5 m/s
6	Muy rápido	$5 \times 10^3 - 5 \times 10$	5 m/s – 3 m/min
5	Rápido	$5 \times 10 - 5 \times 10^{-1}$	3 m/min – 1,8 m/h
4	Moderada	$5 \times 10^{-1} - 5 \times 10^{-3}$	1,8 m/hr – 13 m/mes
3	Lenta	$5 \times 10^{-3} - 5 \times 10^{-5}$	13 m/mes – 1,6 m/año
2	Muy lenta	$5 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-7}$	1,6 m/año – 16 mm/año
1	Extremadamente lenta	$<5 \times 10^{-7}$	<16 mm/año

2.1.1. Clasificación de Remociones en Masa

A través de los años han existido muchas clasificaciones de movimientos en masa, la mayoría basadas en el tipo de materiales, mecanismos de movimiento, el grado de deformación del material y el grado de saturación. Las más aceptadas son las propuestas por Varnes (1958, 1978) y Hutchinson (1968, 1988).

Varnes (1958, 1978) utiliza como criterio principal el tipo de movimiento y, en segundo lugar, utiliza el tipo de material, como se muestra en la Tabla 2.2. Cruden y Varnes (1996) proponen una modificación a la anterior clasificación, introduciendo un marco taxonómico, al asignar términos específicos a cada fase del movimiento, sin embargo, conduce a nombres largos y complicados. En la Figura 2.1 se pueden observar los principales tipos de remociones en masa.

Tabla 2.2: Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978)

Tipo de movimiento		Tipo de material	
Caída		Roca	Suelo
Volcamiento			
Deslizamiento	Rotacional		
	Traslacional		
Extensiones laterales			
Flujos			
Complejos			
		Grano Grueso (Detritos, <80 % Partículas <2 mm)	Grano fino (Barro, >80 % Partículas <2 mm)

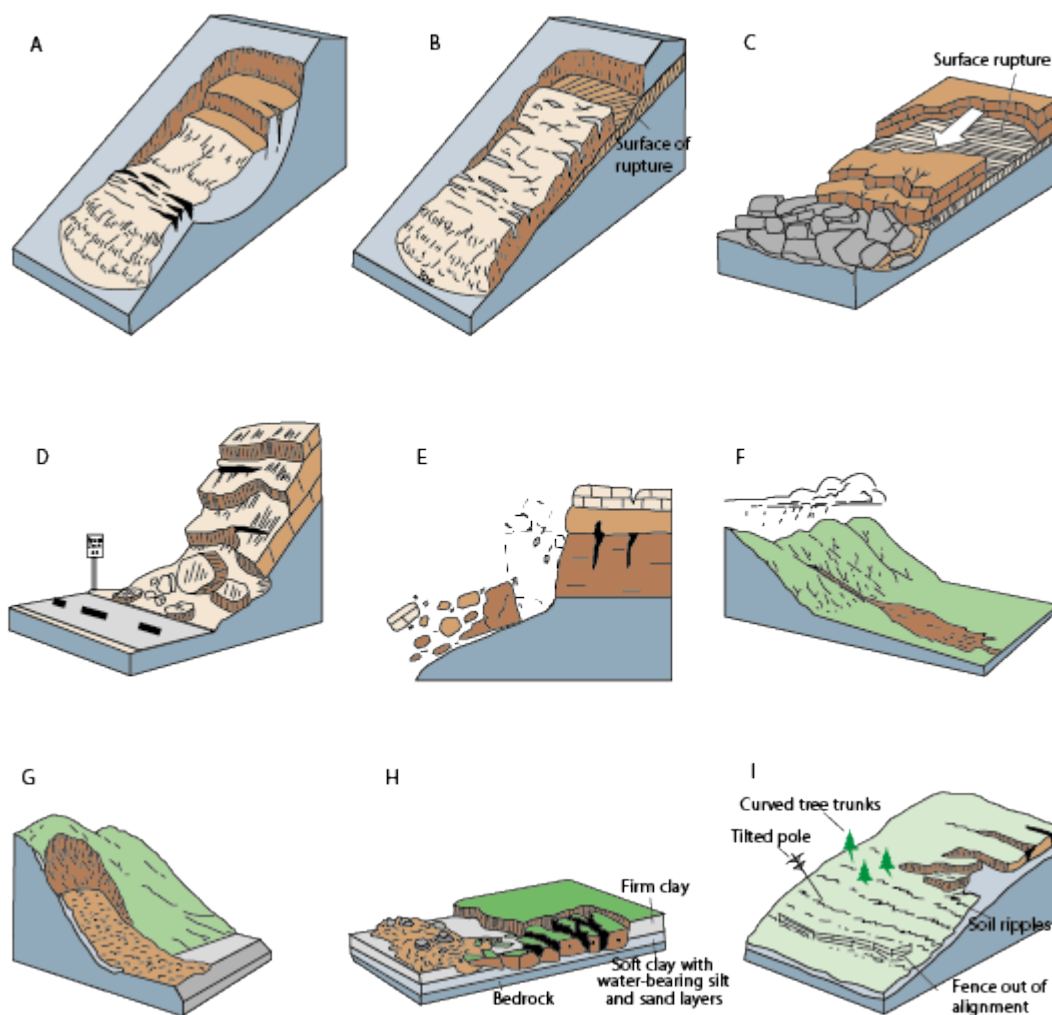


Figura 2.1: Tipos de remociones en masa. A. Deslizamiento rotacional; B. Deslizamiento traslacional de suelo; C. Deslizamiento traslacional de roca; D. Caídas o Desprendimientos de rocas; E. Volcamiento; F. Flujos de detritos; G. Avalancha de detritos; H. Propagación lateral; I. Reptación. Extraído y modificado de (Highland y Bobrowsky, 2008)

Una versión actualizada de clasificación es la propuesta por Hungr et al. (2014), presentada en la Tabla 2.3, en donde se entregan definiciones simples a 32 tipos de remociones en masa asignadas a cada tipo de movimiento existente, complementando su anterior trabajo para flujos (Hungr et al., 2001).

Tabla 2.3: Nueva versión del sistema de clasificación de Varnes (Hungar et al., 2014)

Tipo de movimiento	Roca	Suelo
Caída	1. Caída de roca/hielo	2. Caída de bloques/detritos/limo
Volcamiento	3. Vuelco de bloques 4. Vuelco flexural de roca	5. Volcamiento de grava/arena/limo
Deslizamiento	6. Deslizamiento rotacional	11. Deslizamiento rotacional de arcilla/limo
	7. Deslizamiento planar	12. Deslizamiento planar de arcilla/limo
	8. Deslizamiento en cuña	13. Deslizamiento de grava/arena/detritos
	9. Deslizamiento compuesto 10. Deslizamiento irregular	14. Deslizamiento compuesto de arcilla/limo
Propagación lateral	15. Propagación de talud	16. Propagación por licuefacción de arena/limo
		17. Propagación por arcillas sensitivas
Flujo	18. Avalancha de rocas/hielo	19. Flujo seco de arena/limo/detritos
		20. Desl. por flujo de arena/limo/detritos
		21. Desl. por flujo de arcillas sensitivas
		22. Flujo de detritos
		23. Flujo de barro
		24. Crecida de detritos
		25. Avalancha de detritos
26. Flujo de tierra		
Deformaciones de talud	28. Deformación de montaña	27. Flujo de turba
		30. Deformación de talud de suelo
	29. Def. de talud de roca	31. Reptación de suelos
		32. Solifluxión/gelifluxión

Es importante tener en cuenta que la mayoría de los procesos de remoción en masa son complejos y tienen comportamientos diferentes a lo largo de su trayectoria, por lo cual es difícil clasificarlos en un tipo de movimiento en particular. Además, existen factores externos que pueden influir en el tipo de movimiento que se genera, como por ejemplo la humedad (Glade et al., 2005).

En el Anexo A se presenta un resumen más detallado de los distintos tipos de remociones en masa, correspondientes a caídas, volcamientos, deslizamientos, propagaciones laterales y flujos, junto con los subtipos correspondientes a la clasificación de Hungar et al. (2014).

2.1.2. Factores condicionantes

Son aquellos factores que pueden generar una situación potencialmente peligrosa o inestable, es decir, actúan controlando la susceptibilidad de una zona a generar eventos de remoción en masa. Cada uno de estos fenómenos tiene una génesis y comportamiento distinto, por lo cual cada uno puede ser influenciado por diversos factores de maneras y grados diferentes (Hauser, 1993). La Tabla 2.4 presenta los distintos factores en estudio y el rol que juegan en cada uno de los diferentes tipos de remoción en masa.

Tabla 2.4: Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa (Hauser, 1993)

Condicionante	Tipo de RM				
	Caídas	Deslizamientos	Volcamientos	Flujos	P. laterales
Geología y Geotecnia	x	x	x	x	x
Geomorfología	x	x	x	x	x
Hidrología e Hidrogeología	x	x	x	x	x
Vegetación y Clima		x		x	x
Actividad Antrópica	x	x	x	x	

2.1.2.1. Geomorfología

Corresponde principalmente a la topografía, pendientes de las laderas, extensión y altura de las laderas, factores que inciden en la velocidad, energía y volumen de las remociones potenciales. Cualquier modificación de estos puede transformar una ladera estable en inestable y generar remociones en masa (Popescu, 2002). Otro factor importante es la exposición al sol de una ladera, ya que tiene control en el grado de humedad, presencia de vegetación y nivel de erosión.

En general, una topografía escarpada y altas pendientes son propicios para la generación de remociones en masa. Pendientes mayores a 25° son favorables para el desarrollo de flujos (Hauser, 1993), aunque pueden llegar a formarse en pendientes incluso menores a 15° (Sepúlveda, 1998).

2.1.2.2. Geología y geotecnia

Comprende el tipo de depósito y su composición, ya que influyen el comportamiento mecánico del material al ser movilizado. En caso de tratarse de suelo, densidad, plasticidad, humedad y permeabilidad. En el caso de roca, litología, estructura, alteración y meteorización.

2.1.2.3. Hidrología e hidrogeología

Corresponde a la red de drenaje, posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y de infiltración, los cuales están directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos (Lara, 2007).

El agua genera presiones intersticiales que reducen la resistencia, aumentan los esfuerzos de corte por el incremento del peso del terreno y generan fuerzas desestabilizadoras en grietas y discontinuidades (González de Vallejo et al., 2002). El suelo saturado presentará variaciones en los rangos de cohesión dependiendo de la granulometría, pero además, genera una disminución de la tensión efectiva producto de la generación de presiones de poros (Lambe y Whitman, 1972).

2.1.2.4. Clima

Estos factores contribuyen a la erosión en las laderas y corresponden a temperaturas, viento, radiación solar y precipitaciones. En general, las situaciones climáticas más críticas se vinculan a la frecuencia y severidad de los fenómenos extremos, como sequías e inundaciones (Hauser, 2002).

Las precipitaciones son el factor más influyente, puesto que condicionan la estabilidad del macizo, al disminuir la resistencia de las estructuras. Es así como grandes eventos de flujos de detritos y barro han sido condicionados por lluvias intensas cercanas al día del evento, las que aumentan el nivel de saturación del material, disminuyendo la estabilidad de la ladera (Lara, 2007).

2.1.2.5. Vegetación

Según Selby (1993) la vegetación contribuye a disminuir el efecto erosivo sobre las laderas, generado por factores como el clima, propiedades del suelo y la topografía. Además, permite la absorción de agua, disminuyendo el grado de saturación del suelo y ayuda a la estabilización de la ladera actuando como anclaje, dependiendo de la especie.

Sin embargo, en zonas climáticas lluviosas con abundante vegetación, como Aysén en el sur de Chile, se observaron deslizamientos de masas de suelo con abundante vegetación tras el terremoto de abril del 2007.

2.1.2.6. Actividad Antrópica

Este tipo de factores modifican las condiciones y esfuerzos que actúan sobre las laderas, entre ellos están las excavaciones, construcción de presas y embalses, construcción de edificios, etc. Éstos modifican los estados tensionales del terreno y sus propiedades geotécnicas, generando inestabilidades. Las principales causas de desestabilización son los cambios de geometría y pendiente, los cambios en las condiciones hidrogeológicas y las fuerzas estáticas externas. Las excavaciones más desfavorables son las realizadas al pie de las laderas, ya que esta zona soporta las mayores tensiones (González de Vallejo et al., 2002).

2.1.3. Factores Desencadenantes

Estos factores modifican la estabilidad preexistente del terreno y gatillan la ocurrencia de un evento de remoción en masa (González de Vallejo et al., 2002). Se caracterizan principalmente por la existencia de un corto lapso entre causa y efecto. Los principales factores son las lluvias de gran intensidad y los sismos, secundariamente se encuentran las erupciones volcánicas, la intervención antrópica, la fusión de nieve, entre otros.

2.1.3.1. Precipitaciones

Este factor se relaciona fundamentalmente con el volumen, intensidad y distribución de las precipitaciones (González de Vallejo et al., 2002), por lo cual, precipitaciones de poca o alta intensidad en periodos largos de tiempo pueden desencadenar remociones en masa profundas, mientras que precipitaciones de gran intensidad en periodos cortos pueden desencadenar eventos más superficiales en zonas donde la susceptibilidad a estos fenómenos sea alta (Aleotti, 2004).

El agua infiltrada genera presiones que alteran los estados tensionales, provocado por presiones intersticiales y el aumento del peso, procesos de erosión interna y externa, y cambios mineralógicos, aspectos que modifican las propiedades y resistencia de los materiales. Precipitaciones intensas, además, aumentan la escorrentía superficial, lo que se traduce en un mayor grado de erosión de laderas.

En Chile central, varios estudios han determinado que existe una clara correlación entre la presencia del fenómeno El Niño, en donde existe una tendencia al exceso de precipitaciones y el desarrollo de tormentas desencadenadoras de eventos de remoción en masa (García, 2000; Padilla, 2006). Otro tipo de acciones relacionadas al clima son los procesos de hielo-deshielo estacionales, los que provocan inestabilidades superficiales en laderas de suelos de zonas frías y desprendimientos en macizos rocosos (González de Vallejo et al., 2002).

2.1.3.2. Sismos

Estos fenómenos pueden provocar movimientos de todo tipo en las laderas, dependiendo de las características de los materiales y la magnitud y distancia al epicentro del sismo. Durante eventos sísmicos se pueden generar desprendimientos de bloques, deslizamientos, flujos y avalanchas rocosas. En zonas con suelos saturados no cohesivos, la vibración puede causar remociones debido a la licuefacción del material.

La zonificación del peligro de remociones debe estar íntimamente ligada a la zonificación sísmica, a través de la evaluación de la respuesta de los materiales a la aceleración, amplitud y duración del evento sísmico, junto con los intervalos de recurrencia de éste (Varnes, 1984). Chile es un país altamente sísmico, por lo cual el peligro sísmico es una de las herramientas más utilizadas para prevenir las numerosas pérdidas humanas y materiales (Leyton et al., 2010). La aceleración sísmica horizontal máxima (PGA o “peak ground acceleration”) es utilizada por su relación con fuerzas inerciales sobre los cuerpos afectados (Lara, 2007).

2.2. Evaluación de Susceptibilidad de remociones en masa

La susceptibilidad corresponde a la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada o generar un proceso geológico determinado, mientras que el peligro es la condición o proceso geológico potencialmente catastrófico y su probabilidad de afectar una zona determinada (glosario en Anexo B).

Para evaluar el peligro asociado a cada uno de los tipos de remociones en masa en un lugar determinado es fundamental evaluar la susceptibilidad que posee, dado que existen unidades geomorfológicas o geológicas que son más propensas que otras a ser afectadas por sismos, lluvias o actividad antrópica, desencadenando una remoción en masa. Para la evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa existen diversas metodologías, tanto cualitativas, como cuantitativas y mixtas. En este trabajo se utiliza una metodología semi-cuantitativa (Lara, 2007), la que permite resultados menos subjetivos que las metodologías cualitativas.

Esta metodología se basa en que cada grupo de factor condicionante de remociones en masa posee un peso (en porcentaje) que define su grado de importancia en la generación del evento específico. Lara (2007) asigna un peso numérico a cada uno de los factores de acuerdo a su grado de incidencia en la generación de cada tipo de remoción en masa, considerando que, en general, las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas son las más relevantes en este aspecto. A continuación se detallan las ponderaciones para cada tipo de remociones asignado por Lara (2007), en donde también se añaden algunas modificaciones de Ceballos (2016).

2.2.1. Caídas de rocas

La máxima ponderación de cada factor se puede encontrar en la Tabla 2.5.

Tabla 2.5: Ponderación máxima de factores condicionantes de caídas de rocas (Lara, 2007)

Factor		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35 %
Geología- Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35 %
Clima	Acumulación de nieve	10 %
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	5 %
Antecedentes	Caídas de rocas declaradas en la ladera	15 %

Las ponderaciones presentadas en la Tabla 2.5 corresponden al máximo porcentaje otorgado a cada factor, es decir, el caso crítico para generar la remoción, bajo el cual la suma corresponde a un 100 %. El Índice de Susceptibilidad (IS) para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la ecuación 2.1:

$$IS_{CR} = \left(\sum_{i=1}^5 f_i \right) * f_6 \quad (2.1)$$

En este tipo de remoción cualquier unidad asociada sólo a suelo entregará un $IS = 0$, pues $f_6 = 0$. Debe tenerse en cuenta, que las zonas que geológicamente representan unidades de roca pero que presentan suelo superficial de espesor >1 m -1,5 m deberán tener siempre un $f_6 = 1$, pues podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca. En la Tabla 2.6 se muestran los factores desglosados en diversos rangos dependiendo de las condiciones que presenta la unidad estudiada (Lara, 2007).

Tabla 2.6: Factores condicionantes de caídas de rocas. Modificado de Lara (2007)

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Pendientes de laderas (f_1)	Promedio de la unidad	15° - 20°	4 %
		20° - 25°	10 %
		25° - 30°	18 %
		30° - 40°	25 %
		40° - 60°	32 %
		>60°	35 %
Características geológicas-geotécnicas del material (f_2)	Será más favorable a medida que presente estructuras subverticales en el macizo, alta frecuencia de fracturas y orientación de fracturas en el sentido de la ladera. Se consideran además los factores generadores de deslizamientos	Muy favorable	35 %
		Favorable	24 %
		Medianamente favorable	15 %
		Poco favorable	9 %
		Muy poco favorable	3 %
Acumulación de nieve (f_3)	Según estacionalidad	Estacional	10 %
		Siempre	4 %
		Esporádica	2 %
		Nula	0 %
Desestabilización artificial de laderas (f_4)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	Importante	5 %
		Poco importante	3 %
		No observado	0 %
Caídas declaradas en la ladera (f_5)	Presencia de bloques caídos	Presente	15 %
		Sin antecedentes	5 %
		No observado	0 %
Tipo de material (f_6)	Suelo no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	Suelo	0
		Roca (<1-1,5 m de suelo)	1

2.2.2. Deslizamientos en roca

La máxima ponderación de cada factor se puede encontrar en la Tabla 2.7.

Tabla 2.7: Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en roca (Lara, 2007)

Factor		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35 %
Geología- Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35 %
Clima	Acumulación de nieve	10 %
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	5 %
Antecedentes	Caídas de rocas declaradas en la ladera	15 %

Las ponderaciones presentadas en la Tabla 2.7 corresponden al máximo porcentaje otorgado a cada factor, es decir, el caso crítico para generar la remoción, bajo el cual la suma corresponde a un 100 %. El IS para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la ecuación 2.2:

$$IS_{CR} = \left(\sum_{i=1}^5 f_i \right) * f_6 \quad (2.2)$$

En este tipo de remoción cualquier unidad asociada sólo a suelo entregará un IS = 0, pues $f_6 = 0$. Debe tenerse en cuenta, que las zonas que geológicamente representan unidades de roca pero que presentan suelo superficial de espesor >1 m -1,5 m deberán tener siempre un $f_6 = 1$, pues podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca. En la Tabla 2.8 se muestran los factores desglosados en diversos rangos dependiendo de las condiciones que presenta la unidad estudiada (Lara, 2007).

Tabla 2.8: Factores condicionantes de deslizamientos en rocas. Modificado de Lara (2007)

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Pendientes de laderas (f_1)	Promedio de la unidad	15° - 20°	11 %
		20° - 25°	15 %
		25° - 30°	20 %
		30° - 40°	25 %
		40° - 60°	30 %
		>60°	35 %
Características geológicas-geotécnicas del material (f_2)	Condiciones muy favorables son alto fracturamiento, meteorización y presencia de agua en el macizo. La orientación de fracturas permite determinar el tipo de deslizamiento. RMR>30 es una condición muy favorable	Muy favorable	35 %
		Favorable	28 %
		Medianamente favorable	18 %
		Poco favorable	11 %
		Muy poco favorable	4 %
Acumulación de nieve (f_3)	Según estacionalidad	Estacional	5 %
		Siempre	2 %
		Esporádica	1 %
		Nula	0 %
Desestabilización artificial de laderas (f_4)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	Importante	5 %
		Poco importante	3 %
		No observado	0 %
Deslizamientos declarados en la ladera (f_5)	Información escrita y/u observación de superficies de deslizamiento	Presente	15 %
		Sin antecedentes	5 %
		No observado	0 %
Tipo de material (f_6)	Suelo no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	Suelo	0
		Roca (<1-1,5 m de suelo)	1

2.2.3. Deslizamientos en suelo

Al igual que en los otros tipos de remociones la máxima ponderación de cada factor se puede encontrar en la Tabla 2.9.

Tabla 2.9: Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en suelo (Lara, 2007)

Factor		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35 %
	Exposición al sol	
Geología- Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	30 %
	Condiciones de humedad y saturación	
Clima-Vegetación	Acumulación de nieve	10 %
	Cobertura vegetal	
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10 %
Antecedentes	Deslizamientos declarados en la ladera	15 %
	Deslizamientos declarados en la unidad de suelo	

Las ponderaciones presentadas en la Tabla 2.9 corresponden al máximo porcentaje otorgado al factor, es decir, el caso más crítico para generar la remoción, bajo el cual la suma de todos ellos corresponde a un 100 %. De esta manera, el IS para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la ecuación 2.3:

$$IS_{DS} = \left(\sum_{i=1}^9 f_i \right) * f_{10} \quad (2.3)$$

En este caso cualquier unidad asociada sólo a roca entregará un $IS = 0$, pues $f_{10} = 0$. Debe tenerse en cuenta, que las zonas que geológicamente representan unidades de roca pero que presentan suelo superficial de espesor >1 m -1,5 m deberán tener siempre un $f_{10} = 1$, pues podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca. En las tablas 2.10 y 2.11 se muestran los factores desglosados en diversos rangos dependiendo de las condiciones que presenta la unidad estudiada (Lara, 2007).

Tabla 2.10: Factores condicionantes de deslizamientos en suelo. Modificado de Lara (2007)

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Pendientes de laderas (f_1)	Promedio de la unidad	15° - 20°	9 %
		20° - 25°	15 %
		25° - 30°	21 %
		30° - 40°	26 %
		>40°	30 %
Exposición al sol (f_2)	Alta: laderas mirando al N. Parcial: laderas mirando al E-W. Bajo: laderas mirando al S	Alta	5 %
		Parcial	3 %
		Baja	1 %

Tabla 2.11: Factores condicionantes de deslizamientos en suelo (continuación). Modificado de Lara (2007).

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Características geológicas-geotécnicas del material (f ₃)	Condiciones muy favorables son baja densidad, baja resistencia, alta cantidad de finos en su composición. Además de la estructura y estratificación del suelo, junto con la alta meteorización y alteración	Muy favorable	20 %
		Favorable	14 %
		Medianamente favorable	10 %
		Poco favorable	6 %
		Muy poco favorable	2 %
Condiciones de humedad y saturación (f ₄)	Alta saturación y almacenaje son favorables para la generación de deslizamientos. Relación del nivel freático y el espesor del suelo cercana a 0 es muy favorable	Muy favorable	10 %
		Favorable	7 %
		Poco favorable	3 %
		Sin antecedentes	2 %
Acumulación de nieve (f ₅)	Según estacionalidad	Siempre	5 %
		Estacional	2 %
		Esporádica	1 %
		Nula	0 %
Cobertura vegetal (f ₆)	Densidad en la ladera	Nula a baja	5 %
		Moderada	2 %
		Alta	0 %
Desestabilización artificial de laderas (f ₇)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	Importante	10 %
		Poco importante	5 %
		No observado	0 %
Deslizamientos en la unidad geomorfológica (f ₈)	Información escrita y/u observación de escarpes y superficies de deslizamiento	Presente	10 %
		Sin antecedentes	3 %
		No observado	0 %
Deslizamientos en la unidad geológica de suelo (f ₉)	Información escrita y/u observación de escarpes y superficies de deslizamiento	Presente	5 %
		Sin antecedentes	2 %
		No observado	0 %
Tipo de material (f ₁₀)	Roca no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	Suelo	1
		Roca (<1-1,5 m de suelo)	0

2.2.4. Flujos de detritos

Al igual que en los otros tipos de remociones la máxima ponderación de cada factor se puede encontrar en la Tabla 2.12.

Tabla 2.12: Ponderación máxima de factores condicionantes de flujos (Lara, 2007)

Factor		%
Geomorfología	Pendientes de laderas	35 %
	Pendiente del canal de drenaje	
	Encajonamiento del canal de drenaje	
	Exposición al sol	
Geología- Geotecnia	Características geológicas-geotécnicas del material	35 %
	Condiciones de humedad y saturación	
Clima-Vegetación	Acumulación de nieve	10 %
	Cobertura vegetal	
Antrópico	Desestabilización artificial de laderas	10 %
	Obstrucción del canal de drenaje	
Antecedentes	Aluviones declarados en la hoya	10 %

Las ponderaciones presentadas en la Tabla 2.12 corresponden al máximo porcentaje otorgado al factor, es decir, el caso más crítico para generar la remoción, bajo el cual la suma de todos ellos corresponde a un 100 %. De esta manera, el IS para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la ecuación 2.4:

$$IS_{DS} = \left(\sum_{i=1}^{11} f_i \right) * f_{12} \quad (2.4)$$

En este caso cualquier unidad asociada sólo a roca entregará un IS = 0, pues $f_{12} = 0$. Debe tenerse en cuenta, que las zonas que geológicamente representan unidades de roca pero que presentan suelo superficial de espesor >1 m -1,5 m deberán tener siempre un $f_{12} = 1$, pues podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca que luego pueden desencadenar en un flujo dependiendo de la cantidad de agua disponible. En las tablas 2.13 y 2.14 se muestran los factores desglosados en diversos rangos dependiendo de las condiciones que presenta la unidad estudiada (Lara, 2007).

Tabla 2.13: Factores condicionantes de flujos de detritos. Modificado de Lara (2007).

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Pendientes de laderas (f_1)	Promedio de la unidad	10° - 15°	3 %
		15° - 20°	6 %
		20° - 25°	9 %
		25° - 30°	11 %
		30° - 40°	13 %
		>40°	15 %
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (f_2)	Promedio de la unidad. Si la unidad es sólo canal de drenaje f_2 se asocia a f_1	Sin canal de drenaje	0 %
		<5°	1 %
		5° - 10°	5 %
		>10°	10 %

Tabla 2.14: Factores condicionantes de flujos de detritos (continuación). Modificado de Lara (2007).

Factor	Especificaciones	Rangos	%
Encajonamiento canal de drenaje (f ₃)	Relación profundidad/ancho. Encajonamiento alto corresponde a valores >0,7	Alto	7 %
		Medio	4 %
		Bajo	1 %
Exposición al sol (f ₄)	Alta: laderas mirando al N. Parcial: laderas mirando al E-W. Bajo: laderas mirando al S	Alta	3 %
		Parcial	2 %
		Baja	0 %
Características geológicas-geotécnicas del material (f ₅)	Condiciones muy favorables son baja compacidad, permeabilidad y espesores críticos de suelo, presencia de estructuras y finos. En roca, alta meteorización, bajo GSI, litología y alteraciones	Muy favorable	25 %
		Favorable	18 %
		Medianamente favorable	13 %
		Poco favorable	8 %
		Muy poco favorable	3 %
Condiciones de humedad y saturación (f ₆)	Capacidad de saturación, almacenaje de agua y variaciones estacionales de humedad. Alta saturación y almacenaje son favorables para la generación de flujos	Muy favorable	10 %
		Favorable	7 %
		Poco favorable	3 %
		Sin antecedentes	2 %
Acumulación de nieve (f ₇)	Según estacionalidad	Siempre	5 %
		Estacional	2 %
		Esporádica	1 %
		Nula	0 %
Cobertura vegetal (f ₈)	Densidad en la ladera	Nula a baja	5 %
		Moderada	3 %
		Alta	0 %
Obstrucción de canal de drenaje (f ₉)	No considera estructuras destinadas a contener flujos	Importante	5 %
		Moderada	4 %
		Baja	2 %
		No observado	0 %
Desestabilización artificial de laderas (f ₁₀)	Por ejemplo, cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	Importante	5 %
		Poco importante	3 %
		No observado	0 %
Aluviones declarados en la hoya hidrográfica (f ₁₁)	Información escrita y/u observación de depósitos de flujos. Eventos frecuentes con recurrencia <10 años	Históricos frecuentes	10 %
		Históricos poco frecuentes	7 %
		Prehistóricos	4 %
		Sin antecedentes	1 %
Tipo de material (f ₁₂)	Roca no está en estudio, por lo tanto, pondera por 0 al resto de los factores	Suelo	1
		Roca (<1-1,5 m de suelo)	0

2.3. Flujos

Los flujos son procesos que afectan a una masa de suelo, en que el material está saturado de agua y puede alcanzar una concentración de partículas, tal que se comporte mecánicamente como un fluido no newtoniano (relación stress-strain no lineal), tendiendo a un comportamiento reológico de un fluido plástico viscoso. Pueden tener distintas velocidades, estados de humedad, y en muchos casos se originan por otro tipo de movimiento, ya sea un deslizamiento o una caída (Varnes, 1978).

El suelo involucrado se caracteriza en tierra o barro (>80 % partículas menores a 2 mm), y detritos (20 % - 80 % partículas mayores a 2 mm). En donde la proporción fina controla el comportamiento de la masa, siendo la proporción crítica alrededor de 10 %. Si se tiene un valor menor a esta proporción, el flujo es de tipo granular, controlado por el choque entre las partículas. En cambio, si la porción fina es mayor a la proporción crítica, el flujo es de tipo viscoso y es controlado por el fluido intersticial.

Por otro lado, se considera la concentración de sólidos, si ésta es menor al 20 % el flujo se denomina crecida de agua o inundación (Costa y Schuster, 1988); si posee una concentración entre 20 % a 50 % se trata de un flujo hiperconcentrado o inundación de detritos; finalmente, si la concentración es mayor al 50 % se considera como un flujo de detritos (Sepúlveda, 1998).

2.3.1. Clasificación de flujos

Hungr et al. (2001) presenta una clasificación de flujos basada en el material, el contenido de agua, la velocidad y condiciones especiales (tablas 2.15 y 2.16).

Tabla 2.15: Clasificación de flujos de Hungr et al. (2001)

Material	Contenido de agua	Condiciones especiales	Velocidad	Nombre
Limo, arena, grava, detritos (coluvios)	Seco, húmedo o saturado	Sin exceso de presión de poros. Volumen limitado	Variada	Flujo de material sin licuefacción
Limo, arena, detritos, roca meteorizada y/o poco resistente	Saturado en la superficie de ruptura	Material susceptible a licuefacción. Humedad constante	Extremadamente rápido	Flujo por deslizamiento de material
Arcillas sensitivas	En o sobre el límite líquido	Licuefacción in situ. Contenido constante de agua	Extremadamente rápido	Flujo por deslizamiento de arcilla
Turba	Saturado	Exceso de presión de poros	Lento a muy rápido	Flujo de turba
Arcilla o tierra	Cerca del límite plástico	Lentos. Cuerpo más rígido desliza.	<Rápido	Flujo de tierra

Tabla 2.16: Continuación clasificación de flujos de Hungr et al. (2001)

Material	Contenido de agua	Condiciones especiales	Velocidad	Nombre
Detritos	Saturado	En canal preexistente. Contenido de agua en aumento	Extremadamente rápido	Flujo de detritos
Barro	En o sobre el límite líquido	Flujo de detritos de grano fino	>Muy rápido	Flujo de barro
Detritos	Presencia libre de agua	Inundación	Extremadamente rápidos	Inundación de detritos
Detritos	Parcial o totalmente saturados	Sin encauzamiento. Superficiales y con fuente en zonas de alta pendiente	Extremadamente rápidos	Avalancha de detritos
Roca fragmentada	Variado, principalmente secos	Roca intacta en la fuente. Grandes volúmenes	Extremadamente rápidos	Avalancha de rocas

2.3.2. Propiedades de los flujos

En general, los tipos de flujos más comunes en la ciudad de Santiago son los flujos de detritos, flujos de barro e inundaciones de detritos (o flujos hiperconcentrados). Un flujo de detritos es un movimiento muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos ($IP < 5\%$) que transcurre confinado a lo largo de un canal o cauce preexistente (Cruden y Varnes, 1996).

La diferencia principal entre un flujo de detritos y un flujo hiperconcentrado es sólo la cantidad de agua, mientras que la diferencia entre un flujo de detritos y uno de barro es la proporción de finos de la masa. Por lo tanto, si se tiene un flujo de detritos plástico ($IP > 5\%$), se convierte en un flujo de barro, en donde la fracción fina modifica la reología del material, entregándole un comportamiento no newtoniano (Hungr et al., 2001).

Las remociones de tipo flujo son complejas, por lo que es necesario precisar que un flujo de detritos es un movimiento en masa canalizado, mientras que una avalancha de detritos es un movimiento que se desliza sobre laderas de alta pendiente (Figura 2.2), el que puede confinarse y desencadenar un flujo.

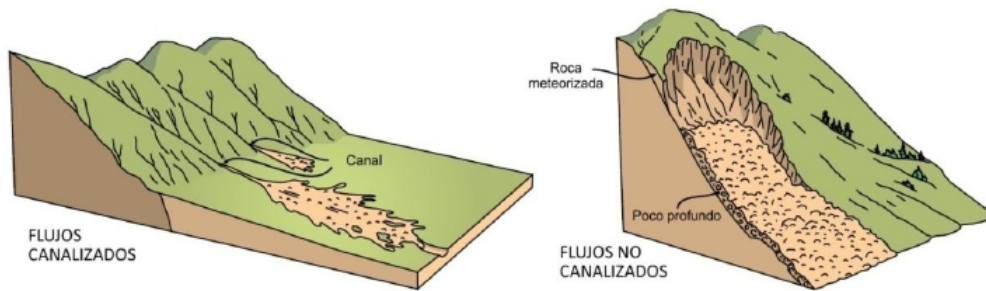


Figura 2.2: Esquema de flujos canalizados (Izquierda) y no canalizados (Derecha) (Cruden y Varnes, 1996).

2.3.3. Morfología

Los flujos durante su desarrollo presentan una morfología típica, usualmente compuestos por oleadas o pulsos (Pierson, 1986), tal como se puede observar en la Figura 2.3. En estos pulsos se presentan zonas donde priman distintos mecanismos de transporte de material fino y granular, niveles de energía y volumen de material.

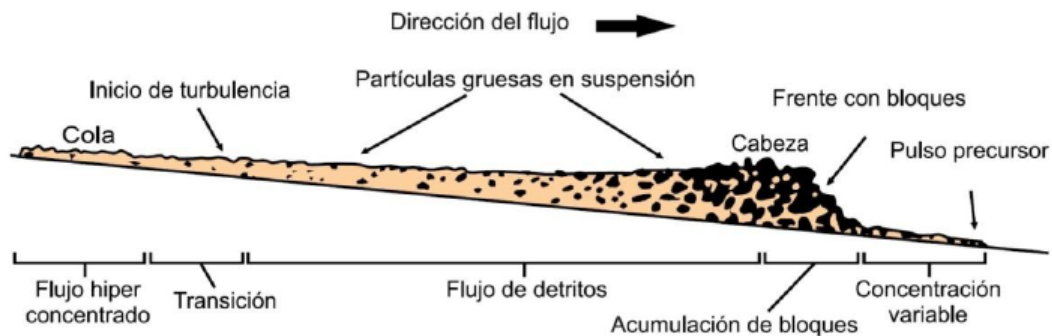


Figura 2.3: Morfología de un pulso de un flujo (Pierson, 1986).

Se distinguen tres regiones principales en un pulso de un flujo (Pierson, 1986):

- **Frente o cabeza**
El cual posee un comportamiento turbulento, transporta material granular, incluyendo grandes bloques (dependiendo del material disponible) y corresponde a la zona más alta del flujo, pudiendo superar los 10 m. Esta característica es la que le otorga el gran nivel destructivo a estos procesos.
- **Cuerpo**
Corresponde a la zona que sigue a la cabeza, es la más extensa, tiene un comportamiento semi-turbulento y transporta gran porcentaje de partículas gruesas en suspensión.
- **Cola**
Es la zona que sigue al cuerpo, es la zona de menor altura en un pulso, tiene un comportamiento laminar, transporta partículas finas y en función de la disponibilidad de estas, puede presentarse de líquida a hiperconcentrada.

Es importante mencionar que el primer pulso de un flujo no necesariamente es el mayor y/o el más destructivo, como ocurrió en el evento de 1993 en la quebrada de Macul (Naranjo y Varela, 1996). Esto puede ocurrir por la destrucción de represamientos en el cauce de la quebrada, debido a obstáculos previos o gracias al mismo material que moviliza el pulso, este fenómeno, en caso de ocurrir, genera una ola de mayor energía posteriormente.

2.3.4. Modelos hidráulicos para flujos

Los flujos de detritos se comportan mecánicamente como un fluido no-newtoniano, ya que a medida que aumenta la cantidad de sólidos transportados y la densidad de la mezcla sobrepasa la densidad del agua, la resistencia a la deformación crece, de tal forma que la relación entre tensión de corte y tasa de deformación es no-lineal. En cambio, en un fluido newtoniano esta relación es lineal.

Si la concentración de finos (tamaño limo o arcilla) supera el 10 %, el fluido intersticial lubrica los granos y controla la dinámica de la mezcla, por lo que para un bajo tamaño de partículas la viscosidad domina en la mecánica de ésta. Se reconocen dos modelos que permiten simular la resistencia de un flujo de detritos para estas concentraciones: Modelo de Bingham y el Modelo de Herschel-Bulkley.

En cambio, si los finos son menos del 10 %, el control está dominado por el contacto entre los granos, siendo las fuerzas inerciales quienes adquieren mayor relevancia. En este caso el Modelo de Bagnold permite simular la resistencia, dado que asume colisión entre granos y no considera tensión de fluencia.

La definición de varios modelos hidráulicos para flujos se muestran en las tablas D.1 y D.2 del Anexo D, recopiladas por Bono (2014) y Muñoz (2018), en donde se pueden observar las ecuaciones y parámetros involucrados en las resistencias al cizalle definidas para flujos.

2.4. Programas de Simulación

2.4.1. RAMMS-Debris flow

2.4.1.1. Ecuaciones de simulación

RAMMS-debris flow es un programa para la simulación de un amplio espectro de remociones tipo flujo, físicamente basado en un modelo dinámico que utiliza un volumen finito para resolver ecuaciones 2D de aguas someras (Schneider et al., 2014). La resistencia, en este caso, está descrita por el modelo de Voellmy, el cuál considera una reología de fluido viscoso-turbulento (Voellmy, 1955; Salm et al., 1990; Salm, 1993).

La ley de Voellmy divide la resistencia friccional en dos componentes (2.5): la primera corresponde a la fricción seca de Coulomb ($\mu = \tan(\Phi)$, con Φ ángulo de fricción interna), la que se escala con el stress normal y domina en el sector terminal del flujo. La segunda, se denomina fricción viscosa-turbulenta (ξ) y controla la sección donde el flujo corre rápidamente.

$$S = \mu\rho hg\cos(\varphi) + \rho gU^2/\xi \quad (2.5)$$

donde:

S	resistencia friccional [Pa o kg/ms ²]	ρ	densidad del flujo [kg/m ³]
μ	fricción seca de Coulomb	g	aceleración de gravedad [m/s ²]
ξ	fricción viscosa-turbulenta [m/s ²]	φ	ángulo del talud
U	velocidad del flujo [m/s]		

Para llevar a cabo este modelo, se deben calibrar los parámetros friccionales, debido a que estos son los responsables del comportamiento del flujo. Es importante mencionar que no se han encontrado evidencias que indiquen que los parámetros friccionales están relacionados con el volumen del evento (Zimmermann et al., 1997).

Para reducir la difusión exagerada de los flujos al expandirse en las áreas de inundación, en la versión 1.6 de RAMMS, se modificó la ley de Voellmy para incluir la cohesión (C), como se observa en la ecuación 2.6.

$$S = \mu N + (1 - \mu)C - (1 - \mu)Ce^{-N/C} + \rho gU^2/\xi \quad (2.6)$$

donde:

$$N = \rho hg\cos(\varphi) \quad \text{y} \quad C \text{ en [Pa]}$$

Los datos que se deben ingresar al modelo corresponden a datos topográficos (DEM), el área de liberación del flujo o un hidrógrafo, el volumen del evento y los parámetros de fricción.

Los datos de salida principales que se obtienen luego de la simulación son:

1. Volumen depositado (m³)
2. Área superficial del flujo (m²)
3. Altura del depósito (m), velocidad (m/s) y presión de impacto (kPa) del flujo en cada punto
4. Perfiles longitudinales y secciones transversales del flujo
5. Animaciones del flujo completo en formato GIF

2.4.1.2. Parámetros friccionales

Para la simulación de los flujos de detritos es necesario determinar los valores de los parámetros de fricción, μ y ξ , además del valor de la cohesión del flujo, que son los que definen el comportamiento de estos eventos según la ley de Voellmy. Para obtener dichos parámetros se debe contar con datos reales de los flujos en estudio. De esta manera los valores se modifican hasta que los resultados de las simulaciones se asemejan a los datos históricos.

En la literatura se puede encontrar una gran variedad de parámetros reológicos utilizados para el modelamiento de distintas remociones en masa. Estos se encuentran resumidos en la Tabla 2.17.

Tabla 2.17: Parámetros friccionales encontrados en la literatura

Referencia	Flujo granular		Flujo viscoso		Hiperconcentrado		Inundación	
	μ	ξ [m/s ²]	μ	ξ [m/s ²]	μ	ξ [m/s ²]	μ	ξ [m/s ²]
Hungr y Evans (1996)	-	-	0,1	500	-	-	-	-
Scheuner et al. (2011)	0,15	125	-	-	-	-	-	-
Hussin et al. (2012)	-	-	0,06	500	-	-	-	-
Deubelbeiss y Graf (2013)	0,225	130	-	-	-	-	-	-
(WSL, 2013)	0,05 - 0,4	100 - 200	0,05 - 0,4	200 - 1000	-	-	-	-
Schneider et al. (2014)	0,16	500	0,08	500	0,04	500	0,01	500

Usualmente, los coeficientes de fricción basal o fricción seca (μ) afectan el runout del evento, mientras que los coeficientes de turbulencia (ξ) controlan la velocidad del flujo (Hürlimann et al., 2008). Se ha observado, también, una relación directa entre la altura de los depósitos y la fricción seca (Vollmer, 2017).

Por otra parte, la cohesión, está sujeta a la concentración de finos en la matriz del flujo, es decir, mientras mayor sea la concentración de éstos, mayor será la cohesión y viceversa. Para efectos prácticos, Muñoz (2018) sugiere que para flujos con concentraciones de finos <10% ,se considere cohesión = 0 Pa, porque en estos casos la dinámica de la mezcla está controlada por el contacto entre granos (fuerzas inerciales) y no por el fluido intersticial.

2.4.2. LAHARZ

LAHARZ (Schilling, 1998) es un software diseñado para calcular, automatizadamente, las zonas de peligro de inundación de un lahar, utilizando un Sistema de Información Geográfica (GIS) sobre una topografía 3D. El programa fue diseñado con un lenguaje AML (ArcInfo Macro Language) que funciona con una porción GRID de ArcInfo Workstation y fue diseñado para delimitar las áreas potenciales de inundación de un lahar.

El programa está diseñado para automatizar el cálculo de las ecuaciones generadas por Iverson et al. (1998), que relacionan el volumen (V) de un evento con el área de inundación planimétrica (B) y el área de inundación de la sección transversal (A) por donde fluye el material. Estas fórmulas se pueden expresar generalmente como 2.7 y 2.8.

$$A = c_1 V^{2/3} \quad (2.7)$$

Área de inundación sección transversal

$$B = c_2 V^{2/3} \quad (2.8)$$

Área de inundación planimétrica

Iverson et al. (1998) combinaron el análisis de escala y el análisis estadístico con los datos más relevantes de 27 eventos de lahares, en donde determinan que los parámetros más comunes son $c_1 = 0,05$ y $c_2 = 200$. Además, determinan que los coeficientes dependen de el volumen, la descarga, secciones transversales, áreas de inundación y velocidad promedio de los eventos.

El análisis se basa, inicialmente, en la delimitación de un “cono de energía” (Malin y Sheridan, 1982), el que se intersecta con la topografía del sector y corresponde al límite entre la zona de peligro proximal y la zona de peligro distal. El cono de energía está determinado por la razón entre el descenso vertical (H) y la distancia de runout (L) de la quebrada (Figura 2.4). Los valores más comunes de H/L fluctúan entre 0,1 a 0,3 (Hayashi y Self, 2018). La intersección de este cono con la topografía corresponde usualmente al ápice de la quebrada, que es el sector donde inicia la sedimentación en este tipo de procesos.

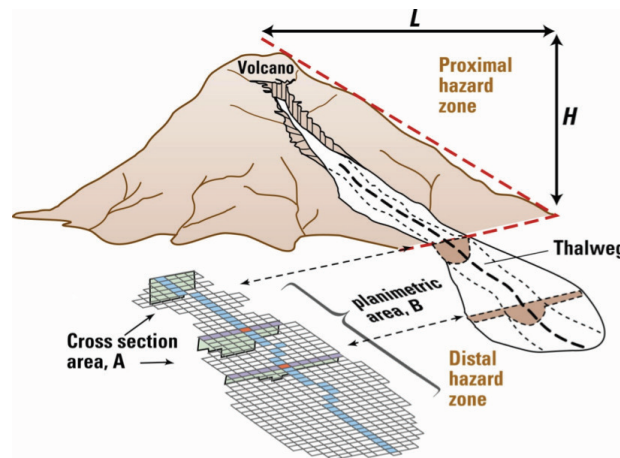


Figura 2.4: Trayectoria idealizada de un lahar, en donde se puede observar la relación geométrica entre H y L, el límite entre la zona de peligro proximal y la zona de peligro distal, y las secciones transversales (A) y la zona de inundación planimétrica (B). Extraído de Schilling (2014).

2.4.2.1. Coeficientes de simulación

Iverson et al. (1998) determinaron empíricamente que valores de $c_1 = 0,05$ y $c_2 = 200$ producen resultados cercanos a la realidad para flujos hiperconcentrados y flujos de detritos volcánicos o lahares. Valores de $c_1 = 0,01$ y $c_2 = 20$ generan resultados cercanos a la realidad para la simulación de flujos de detritos según el estudio de Griswold y Iverson (2008).

3. Marco Geológico

3.1. Geomorfología regional

En Chile Central, Fernández (2001) y Rauld (2002) reconocen cinco unidades morfoestructurales, las cuales son paralelas entre sí y de orientación N-S, aproximadamente. Estas son: la Fosa Oceánica, la Plataforma Continental, la Cordillera de la Costa, la Depresión Intermedia y la Cordillera Principal, como se observa en la Figura 3.1.

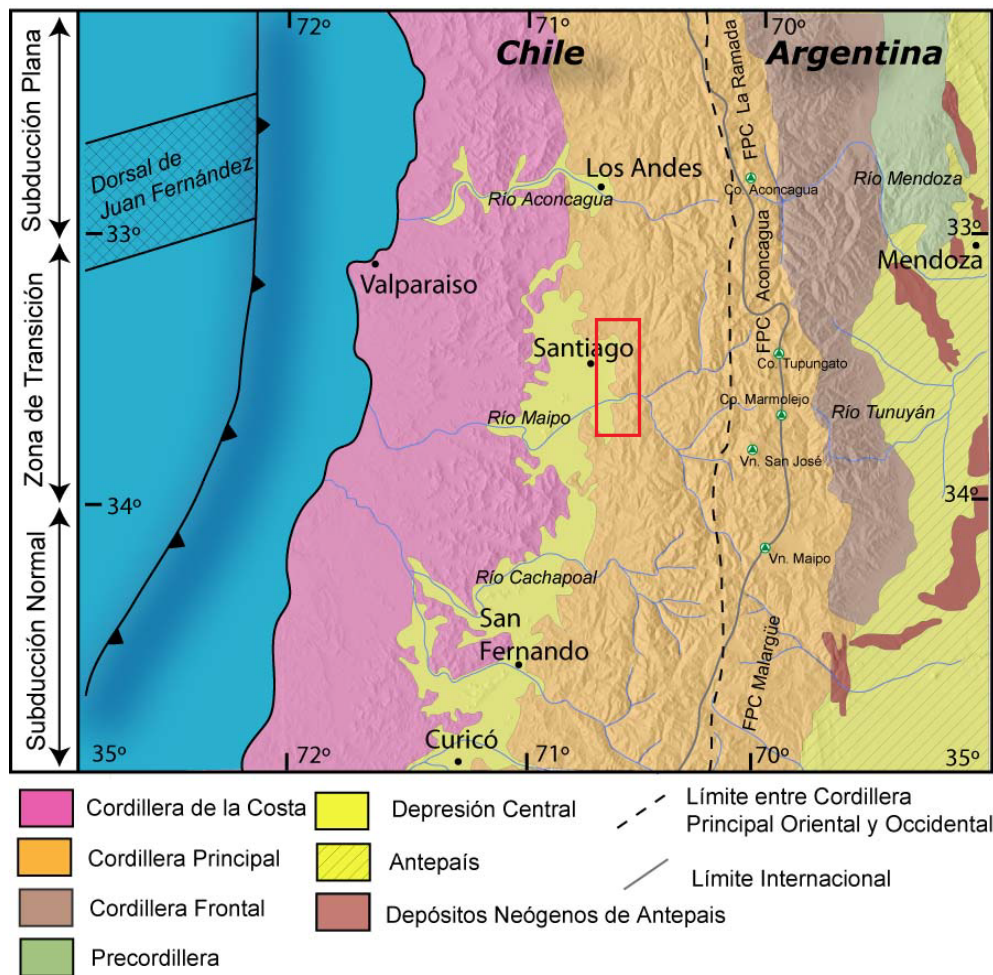


Figura 3.1: Unidades morfoestructurales, en rojo la zona de estudio. Modificada de Fock (2005).

La Depresión Intermedia, en Santiago, presenta alturas entre 450-650 m s.n.m. y está rellena por sedimentos no consolidados fluvioaluviales y fluvio-glaciales los cuales provienen de las hoyas hidrográficas de los ríos Maipo y Mapocho; sedimentos fluviales de los esteros Lampa, Colina y Angostura; depósitos de cenizas volcánicas de los volcanes de la Cordillera Principal; y abanicos aluviales producto del relieve montañoso.

La Cordillera Principal, en esta zona, está compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y Cenozoico, intruidas por cuerpos de diversa composición. Esta unidad morfoestructural aporta la mayor parte de los sedimentos que rellenan la Depresión Intermedia, los cuales son transportados, principalmente, por los ríos Maipo y Mapocho.

La ciudad de Santiago se encuentra en el límite entre la cuenca de la Depresión Intermedia y el frente occidental de la Cordillera Principal en Chile Central. La morfología de este frente está controlada por la zona de cizalle, de magnitud regional, de la Falla Pocuro, la cual genera un escalón topográfico y formas suaves que preceden a pendientes abruptas producto del desnivel (Garrido, 1984). En el frente cordillerano de Santiago, se puede observar la Falla San Ramón, la cual posee un carácter inverso de movimiento (Rauld, 2002, 2011) y representa un peligro sísmico potencial para la ciudad (Armijo et al., 2010).

El escalón generado corresponde a un plano inclinado con una serie de abanicos aluviales que coalescen hacia el oeste formando el piedemonte (Naranjo y Varela, 1996). Además, existen espolones de cerros con orientación E-W, lo que se puede explicar con un escarpe de falla con erosión retrógrada (Sepúlveda, 1998). El piedemonte engrana hacia el oeste con los depósitos aluviales de los ríos Maipo y Mapocho, los cuales corresponden a la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca.

3.2. Geología regional

En la zona occidental y central del valle afloran rocas piroclásticas ácidas de la Formación Lo Valle (Thomas, 1958), de edad Cretácico superior.

En la zona oriental de la Depresión Intermedia, Aguirre (1960) reconoce una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales, asignadas a la Formación Abanico, de edad Eoceno a Mioceno inferior (Charrier et al., 1996; Gana y Wall, 1997), que aflora en dos franjas de rumbo N-S con manteos suaves de 25°-30°E en general. Esta formación comprende tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas riolíticas a andesíticas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios clásticos lacustres. Estas rocas se encuentran falladas y plegadas con vergencia Oeste en su tramo occidental y vergencia Este en su parte oriental. La formación se encuentra intruida por cuerpos pequeños, de edad Miocena, con composiciones que varían de micro-granodiorítica a andesítica porfírica (Naranjo y Varela, 1996).

Sobre la Formación Abanico, en discordancia angular (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990) y separando ambas franjas, se reconoce una secuencia de lavas, ignimbritas y tobas con intercalaciones de brechas y depósitos sedimentarios correspondientes a conglomerados, areniscas y lutitas. Klohn (1960) asigna estas rocas a la Formación Farellones, de edad Mioceno inferior a Mioceno medio (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990), las cuales afloran como una franja N-S en la Cordillera Principal. A diferencia de la Formación Abanico, esta secuencia está mejor estratificada, menos plegada y mantiene una disposición subhorizontal (Thiele, 1980).

El material perteneciente a las rocas que conforman estas dos formaciones, y en consecuencia a la Cordillera Principal han sido transportadas y depositadas en la Depresión Intermedia por diversos agentes, entre ellos los ríos Maipo y Mapocho y diversos procesos de remoción en masa.

Estructuralmente, en el sector oriental de la Región Metropolitana se encuentra el Sistema de falla regional Pucuro. En la ciudad de Santiago, la falla San Ramón (Rauld, 2002), parte de este sistema, afecta las rocas de la Formación Abanico en el frente cordillerano. Esta falla posee carácter inverso, y según características geomorfológicas, orientación aproximadamente N-S, variando en algunos tramos a NNW-SSE (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010; Rauld, 2011) y genera un desnivel de aproximadamente 400 m en entre el bloque colgante y yacente (Naranjo y Varela, 1996). Las rocas afectadas están altamente micro fracturadas y/o alteradas (Hauser, 1985).

En las figuras 3.2 y 3.3 se presenta la geología del frente cordillerano de Santiago, mapa confeccionado por Fock (2005).

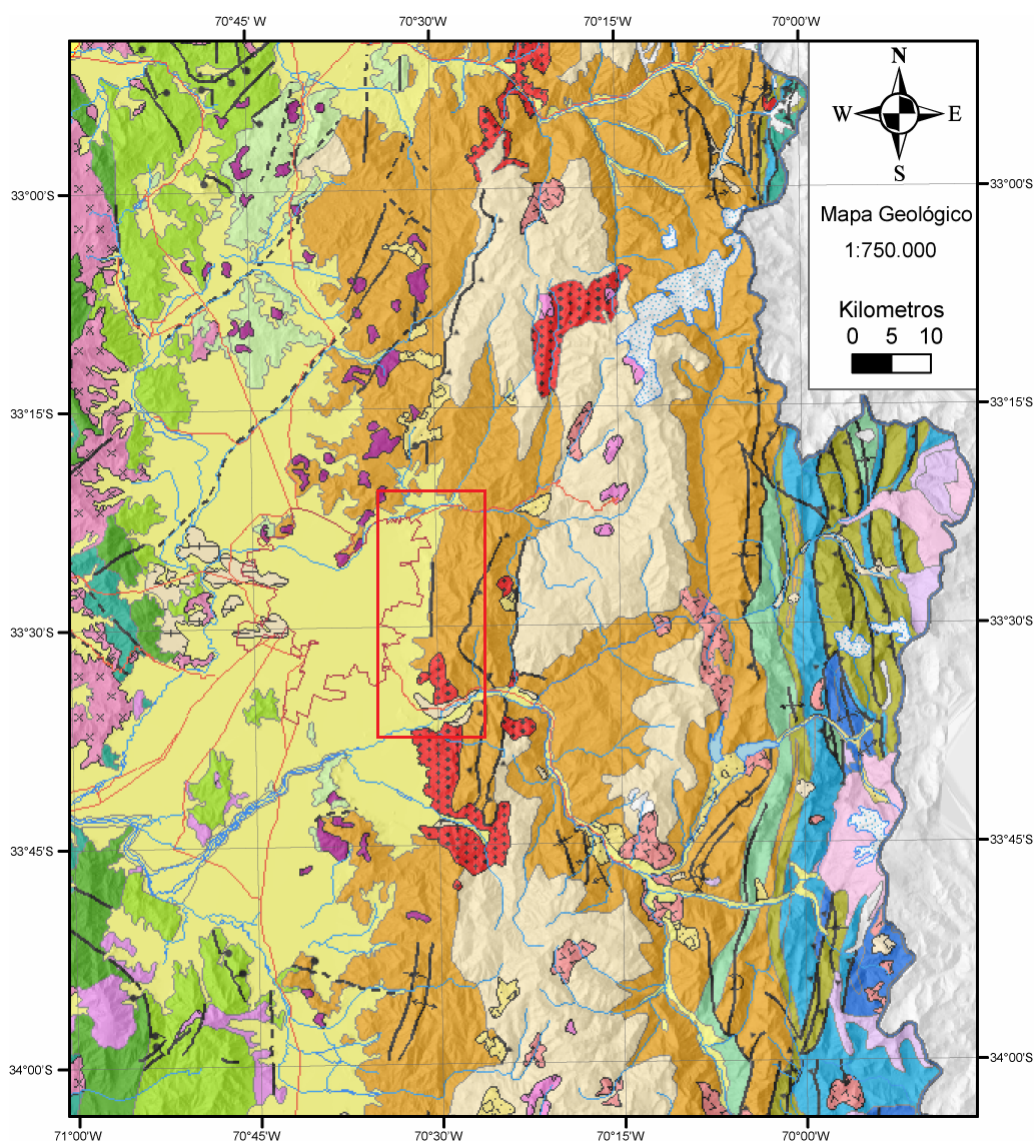


Figura 3.2: Geología de la zona. Extraída de Fock (2005).

Leyenda



Figura 3.3: Leyenda geología de la zona. Extraída de Fock (2005).

3.3. Vegetación

La zona de estudio presenta una vegetación compuesta principalmente por espinos y árboles de hojas perennes, con una alta densidad en las laderas con exposición sur, en relación a las con exposición norte. En la región biogeográfica es común encontrar litres, quillayes y maquis (Garrido, 1984). Los arbustos se presentan en la mayor parte del territorio, pero con mayor densidad en depósitos de suelo con más de 2 m de espesor y cercanos a las quebradas.

Existe también una alta presencia de árboles pequeños con 2-3 m de altura, lo que se presentan en depósitos de suelos antiguos. Árboles grandes, de 6-7 m de altura, se presentan principalmente en bordes de cauces por el continuo flujo de agua durante el año y la mayor densidad se encuentra en zonas de saltos rápidos de agua, ya que el desnivel genera depósitos de material. Las unidades de suelo en que preferentemente se observa este tipo de vegetación son depósitos de remoción en masa y aluviales, y nuevamente, la mayor densidad de ellos está en las laderas con baja exposición al sol.

Se observa que la vegetación y su densidad varían con la altitud. En general, bajo los 1700 m s.n.m. se presenta un bosque esclerófilo acompañado con especies xerófitas, la que varía hacia una vegetación acojinada y muy dispersa hacia los 2000 m s.n.m., situación que se vuelve crítica entre los 2300-3000 m s.n.m. (AC Ingenieros Consultores, 1996). Además, existe un marcado contraste en la densidad de la vegetación entre laderas y quebradas.

3.4. Clima

El sector se caracteriza por un clima templado cálido con estación seca prolongada la cual presenta un periodo seco de 7 a 8 meses, los cuales poseen un promedio de precipitaciones menor a 40 mm. Las precipitaciones líquidas se concentran en los meses de Mayo a Septiembre y la altura de la línea de nieve se encuentra sobre los 1500 m s.n.m. generalmente. Las características climáticas de Chile son condicionadas por dos principales factores atmosféricos: el Anticiclón del Pacífico y sistemas frontales asociados a depresiones migratorias extratropicales, los que condicionan directamente el régimen pluviométrico en Chile Central.

Según el Centro del Clima y Resiliencia (CR)², la temperatura media promedio entre los años 2000 a 2017 es de aproximadamente 14,9°C. La humedad promedio anual en la zona es de un 64 %, la amplitud térmica anual es de 14,5°C entre el mes más cálido (enero) y el más frío (julio) y la diferencia promedio entre la temperatura máxima y mínima diarias varían entre 14°C -16°C (DMC, 2014). Los vientos predominantes son sur y sudoeste, asociados a buen tiempo. Mientras que vientos norte y noroeste, con influencia marina, están asociados a lluvias (Valenzuela, 1978).

En Santiago, según datos del explorador climático del Centro del Clima y Resiliencia, entre los años 2000 y 2017, el promedio anual de precipitaciones es de 286 mm en la estación Quinta Normal, mientras que la zona oriente de la ciudad presenta precipitaciones medias de 405 mm (Antupirén), concentradas desde abril a septiembre. Los eventos de precipitaciones más frecuentes corresponden a los de una duración de 1 a 2 días (Garreaud, 1993), los que comprenden el 80 % de todos los eventos, acumulando un 50 % de la precipitación anual de la ciudad (Montecinos, 1998).

En la zona precordillerana las precipitaciones aumentan con la altitud con un gradiente de 30 mm/100 m en valor medio anual (Escobar y Aceituno, 1998). La línea de nieve en tormentas invernales se encuentra entre los 1500 - 2900 m s.n.m., con un valor medio de 2100 m s.n.m. (Garreaud y Rutllant, 1996).

A nivel global, el Fenómeno de El Niño comprende un aumento en la cantidad de precipitaciones y una alta variación interanual de precipitaciones, lo que desencadena en sequías intensas y periodos de inundaciones. Se observa un alza en los días con precipitaciones durante años húmedos (Garreaud, 1993), lo que genera un gran número de tormentas con intensidades moderadas (10-20 mm/día) y extremas (>50 mm/día). La probabilidad de que se generen precipitaciones con intensidades mayores a 5 mm/hora es 7 veces mayor que en años sin la presencia de este fenómeno (Garreaud y Rutllant, 1996) y las intensidades pueden llegar a ser siete veces más intensas que en circunstancias normales (AC Ingenieros Consultores, 1996). La ocurrencia de eventos de remoción en masa aumenta en años con la presencia de este fenómeno (Sepúlveda et al., 2006b; García, 2000; Grijalba, 2016).

3.5. Sismicidad

El margen de subducción chileno es un margen convergente, que se caracteriza por una alta tasa de sismicidad, ejemplos de esto son el terremoto del Maule en 2010 de Mw 8.8 y el de Valdivia en 1960 de Mw 9.5. En la zona central de Chile se pueden distinguir los siguientes tipos de sismos: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, intraplaca continental e intraplaca oceánica (outer-rise).

Según la norma NCH 433, Of. 96, el área de estudio corresponde al sector 2 de la zona sísmica de subducción, asociada a aceleraciones sísmicas máximas de 0,2g (Figura 3.4). Gracias a esta configuración, en el flanco occidental de la Cordillera Principal (latitud 70-71°S) se desarrolla sismicidad superficial, entre 0 y 20 km de profundidad (Barrientos et al., 2004).



Figura 3.4: Zonas sísmicas de subducción según la norma NCH 433, Of. 96

El último gran evento sísmico en Santiago corresponde al terremoto de marzo de 1985, el que fue un sismo de interplaca de bajo ángulo con una magnitud $M_w = 7.8^\circ$. El epicentro se ubicó a 20 km costa afuera entre Valparaíso y Algarrobo, a 15 km de profundidad (Comte et al., 1986). Gracias a este evento, Fernández (2001) pudo identificar las intensidades sísmicas esperadas en los depósitos sedimentarios del sector ubicado entre Til – Til y Santiago, con esto se deduce que el piedemonte está en el área de peligrosidad sísmica media, asociada a intensidades sísmicas de 7 a 7.5 grados.

Los terremotos superficiales generan altas intensidades sísmicas que podrían ascender a los 9 grados en la escala MSK en la zona epicentral, cuando la magnitud del sismo bordea los 7 grados. Los sismos más importantes de este tipo son el de Las Melosas del 4 de Septiembre de 1958, fue una secuencia de 3 sismos en un intervalo de 6 minutos, todos con profundidad focal estimada en 8 km y de magnitudes calculadas de $M_w=6.3$. Y el sismo de Curicó, el 30 de Agosto de 2004 con magnitud de $M_w=6.2$ (Farías, 2007).

En la zona de estudio se puede observar la Falla San Ramón, la cual afecta a las rocas de la Formación Abanico (Rauld, 2002, 2011) y depósitos superficiales (Vargas et al., 2014). Presenta una orientación aproximada N-S, variando en algunos tramos a NNW-SSE y posee carácter inverso (Rauld, 2002, 2011). Estudios geomorfológicos y estructurales han permitido estimar tasas de desplazamiento promedio del orden 0.13 mm/año - 0.40 mm/año, lo que a escala de los últimos años, indica que se trata de una falla que representa un peligro sísmico potencial para la ciudad de Santiago (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011).

Leyton et al. (2010) utilizan métodos probabilísticos para obtener valores de aceleración horizontal máxima de 0,55g para un periodo de retorno de 475 años y de 0,72g para 1950 años, en la zona urbana de Santiago. Ensayos realizados por Pérez et al. (2014), arrojan valores promedio de aceleración horizontal máximos de 0,7-0,8g para un sismo de magnitud $M_w = 6.9$ en la Falla San Ramón, mientras que el estudio de Vargas et al. (2014) plantea que incluso se pueden alcanzar aceleraciones de 0,8-1,0g. Estas grandes aceleraciones y dada la cercanía de la falla con la zona urbana, podría generar un efecto importante en el área.

4. Susceptibilidad de remociones en masa

4.1. Antecedentes de la zona Sur Oriente de Santiago

4.1.1. Geología de la zona de estudio

La geología del área fue reconocida mediante revisión bibliográfica, interpretación de imágenes satelitales y visitas a terreno. Las fuentes bibliográficas para la geología local fueron Naranjo y Varela (1996) y Rauld (2002, 2011). La escala de trabajo para el mapeo geológico fue 1:15.000. En la Figura 4.1 se puede observar la zona de estudio y las quebradas asociadas.

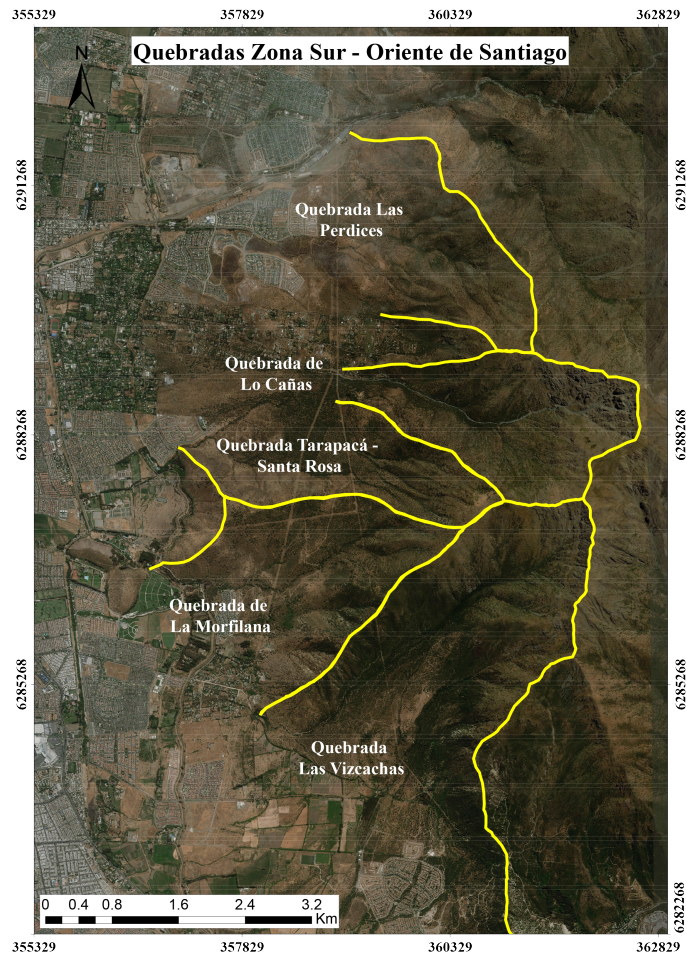


Figura 4.1: Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.

En la Figura 4.2 se pueden observar las distintas unidades geológicas de la zona, este mapa se construye en base a la información entregada por Rauld (2011), Ferrando (2014) y campañas de terreno.

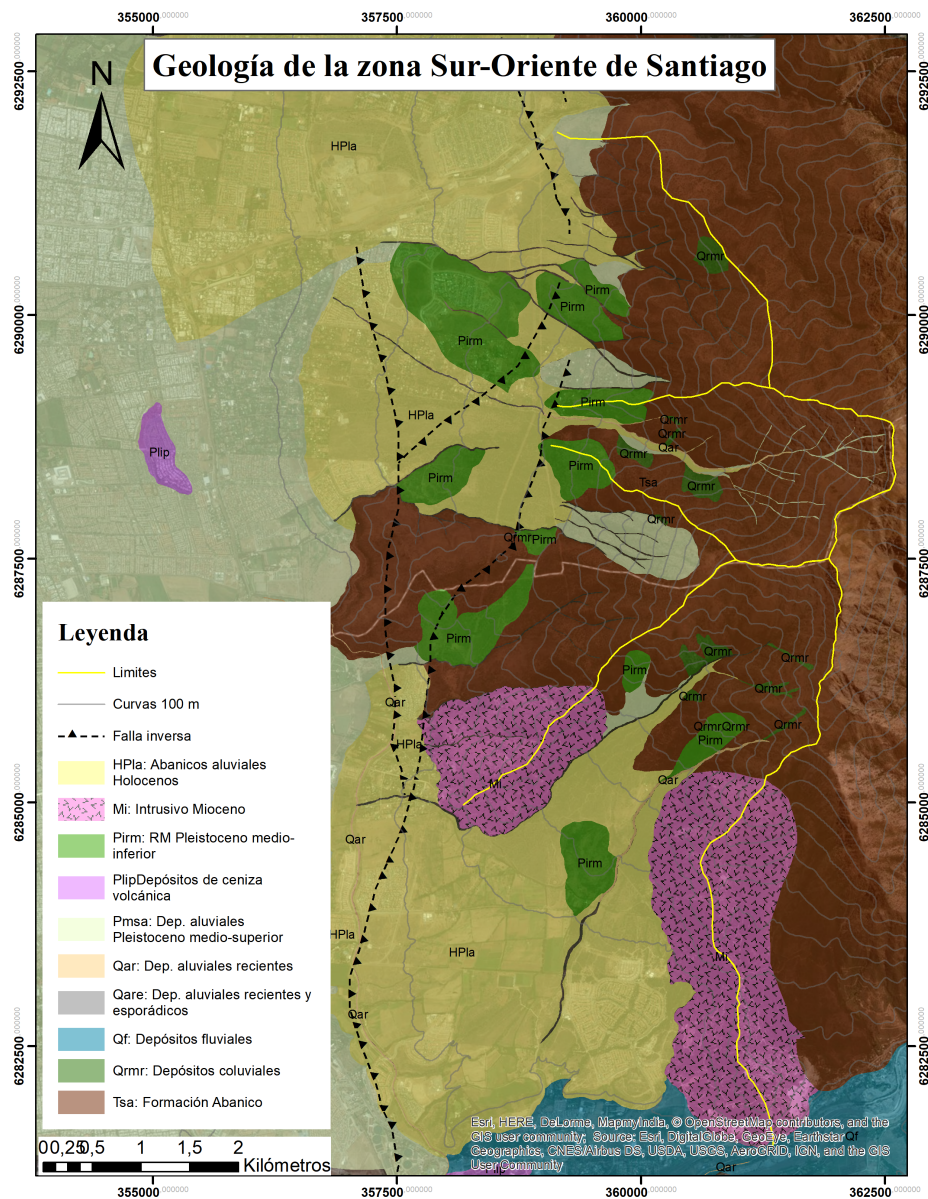


Figura 4.2: Mapa geológico y geomorfológico de la zona sur-oriental de Santiago

En la zona de estudio afloran rocas volcánicas, correspondientes a tobas, brechas y lavas, con algunas intercalaciones sedimentarias de areniscas y lutitas, asignadas a la Formación Abanico. Estas rocas están intruidas por cuerpos miocenos de tamaño variable con composiciones que varían de granodiorítica a andesítica (Naranjo y Varela, 1996). Producto de diaclasas, pliegues y zonas de falla a distintas escalas, el macizo se encuentra fragmentado, especialmente en las cabeceras de las hoyas hidrográficas, lo que genera una gran cantidad de material detrítico disponible.

En el área se reconocen lineamientos que se pueden asociar a estructuras mayores. Éstos pueden ser los posibles causantes de las trazas de quebradas y la configuración de depósitos actuales. En total se definen dos unidades geológicas de roca y cinco unidades de suelo, entre ellas están los depósitos aluviales, coluviales, depósitos de remoción en masa antiguas y actuales y escombros de falda en laderas y suelo residual.

En general, los materiales se presentan mayoritariamente en estado suelto en laderas o cauces, siendo susceptibles a ser removilizados posteriormente mediante procesos de flujo o deslizamiento. En la zona de estudio los depósitos más antiguos son los depósitos de remoción en masa asociados a eventos de deslizamientos. En las quebradas, posteriormente, se forman abanicos aluviales, mientras que en las laderas se generan depósitos coluviales y escombros de falda.

Algunos autores reconocen acumulaciones alargadas, de orden métrico, de depósitos de cenizas. Estas acumulaciones se asocian al evento que dio origen a la Ignimbrita Pudahuel (Naranjo y Varela, 1996; Wall et al., 1996), de edad 450.000 + 60.000 A.P (Stern et al., 1984), en donde la edad mínima puede asociarse a los depósitos que cubren a la Formación Abanico.

4.1.1.1. Unidades de roca

1. Formación Abanico (Tsa)

Esta unidad aflora en toda el área oriental de la zona de estudio. Está compuesta por lavas, brechas volcánicas y tobas, de colores pardos rojizos y grises, con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios que incluyen lutitas y areniscas de grano fino. Estas rocas muestran estratificaciones a nivel general de rumbo aproximado N-S y manteo 60°-70° E.

El espesor total de la Formación Abanico es de aproximadamente 3000 m, aunque aparece aumentada por diversas intrusiones inter-estratigráficas, entre ellas, un filón de composición basáltica que presenta orientación N-S. Hacia el oeste de este intrusivo la secuencia volcánica presenta un manteo aproximado de 30°E y al este del intrusivo, un manteo aproximado de 45° W.

En general, la roca presenta fracturamiento alto y una alteración que va de grado medio a fuerte (Ferrando, 2000). Las rocas menos competentes corresponden a lavas de grano fino (andesitas) e intercalaciones sedimentarias (lutitas y areniscas finas), mientras que las rocas más competentes (de grano grueso) se fracturan en bloques mayores entre los sets de estructuras.

La formación presenta un desarrollo de suelo residual superficial de no más de 2 m de espesor, principalmente en zonas de alta pendiente. Este suelo corresponde a un suelo arenoso suelto, con bajo porcentaje de material fino limoso (<2 %) y depósitos coluviales de poco espesor producto de la intemperización de las rocas de la unidad.

2. Cuerpos Intrusivos (Mi)

En la zona de estudio se reconocen cuerpos intrusivos de tamaños variables que afectan a la Formación Abanico. Corresponden a roca relativamente fresca, de color claro, grano medio y composiciones que comprenden granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas, y edad Miocena (Aguirre et al., 1974; M. Vergara y Drake, 1979). Aflora al sur de la Quebrada San Ramón y está presente hasta el límite de las comunas de La Florida y Puente Alto, en donde se reconoce un cuerpo de mayor tamaño, designado como el Plutón La Obra. La unidad se encuentra fracturada y alterada por intemperización, lo que genera afloramientos denudacionales provistos de bloques inestables susceptibles a caídas (Ferrando, 2014).

Además, existe una serie de cuerpos intrusivos menores, hacia el norte de la ciudad, con composiciones que varían de graníticas a dioríticas y que afectan, igualmente, a las rocas de la Formación Abanico. Estos cuerpos están medianamente alterados y bastante fracturados, generando bloques de rocas que posteriormente pueden ser removilizados por procesos gravitacionales o por escurrimiento de agua.

4.1.1.2. Unidades de suelo

Estas unidades han sido definidas por Sepúlveda (1998) en la quebrada de Lo Cañas, Lara (2007) en la quebrada de San Ramón, Martínez (2009) en la quebrada de Macul, por Ferrando (2014) en las quebradas de la comuna de La Florida y Ceballos (2016) en la quebrada de Apoquindo.

1. Suelo Residual de la Formación Abanico (TQr)

Corresponde a un suelo con un espesor de 2 m aproximadamente, el cual es generado por la descomposición in situ de la Formación Abanico. Se presenta en las zonas altas de las laderas que componen a las quebradas y está cubierta con arbustos y pastizales, vegetación que disminuye con la altitud. La granulometría varía desde partículas tamaño limo a grava, la compacidad es firme a blanda y es estable geotécnicamente, excepto en laderas con alta pendiente, en donde deriva en escombros de falda.

2. Depósitos Coluviales y Escombros de Falda

Se presentan en laderas y se generan a partir del material producto de la meteorización de macizos rocosos que posteriormente es transportado gravitacionalmente. La granulometría de los depósitos varía desde arcillas a bloques y el porcentaje de matriz varía desde 0 %, en depósitos coluviales, a 90 %, en escombros de falda (Figura 4.3).

- **Depósitos coluviales (Qc)**

Corresponden a depósitos con compacidad suelta, sin cobertura vegetal y con escasa matriz. Los fragmentos rocosos corresponden a lavas, lavas brechosas y brechas de la Formación Abanico. Se presentan en laderas con alta pendiente, bajo afloramientos rocosos y en pequeñas quebradas de la cabecera, usualmente con espesores mayores a 1 m. Los bloques de mayor tamaño (0,5 - 1 m) se concentran en el centro de los depósitos y generalmente se encuentran en equilibrio inestable, donde sólo la angulosidad de los clastos permite la estabilización en pendientes de aproximadamente 35°-38°. Son inestables ante lluvias y sismos, por lo cual son susceptibles a remociones en masa tanto lentas como rápidas.

- **Escombros de falda (Qe)**

Depósitos gravitacionales con abundante matriz, compacidad blanda, de más de 1 m de espesor, los cuales derivan de afloramientos rocosos y de suelo residual. Se ubican en las laderas de los cerros y presentan zonas de vegetación. Se pueden encontrar bloques angulosos de hasta 2 m de diámetro, algo de grava fina o gravilla y una matriz limo-arenosa de color pardo. Los fragmentos pertenecen a lavas y brechas de la Formación Abanico y son susceptibles a erosión.



Figura 4.3: Fotografía de Quebrada las Vizcachas, tomada en ladera sur. Depósitos coluviales en zona media de ladera Norte y Escombros de falda en la zona inferior derecha en ladera Sur.

3. Depósitos de Remoción en Masa Antiguos (Qrma)

Definidos por Sepúlveda (1998) como depósitos diamictíticos antiguos y por Naranjo y Varela (1996) como depósitos de remoción en masa. Su morfología sugiere su origen en algún proceso de tipo deslizamiento. Son depósitos diamictíticos con fragmentos rocosos volcánicos de tamaño variable, de hasta más de 2 m con algunos signos de meteorización in situ. Se presentan clastos angulosos a subangulosos en una matriz abundante, que varía desde un 60 % a 70 %. La matriz que varía desde limo arenosa a arcillosa, con plasticidad media a alta. La compacidad de estos depósitos es firme a dura, con textura caótica y desarrollos locales de estratificación. Se disponen en cerros pequeños con pendientes suaves, generalmente de más de 20 m de espesor y su calidad geotécnica es moderada a buena (Figura 4.4).



Figura 4.4: Fotografía de zona media de Quebrada San Ramón, depósito de remoción en masa antiguo aterrazado.

4. Depósitos Aluvionales Antiguos (Qaa)

Corresponden a los abanicos aluviales de las quebradas del sector, son depósitos de granulometría variable con gravas y bloques de origen volcánico y sedimentario. Se pueden observar, en general, bloques con un tamaño promedio de 0,5 m en la zona media del depósito y de 0,3 m en zonas distales. Existe también presencia de grandes bloques de 3 m en la zona media y de 1,5 m en las zonas distales. Este tipo de materiales implica una construcción del abanico por torrentes esporádicos con alta carga de sólidos, responsable de los sedimentos más finos, y flujos de detritos, responsable de la movilización de material con bloques métricos por la quebrada, debido a su alta energía (Figura 4.5).

Los conos de las quebradas principales y secundarias, se engranan junto a los depósitos de conos aluviales del río Maipo y río Mapocho (Naranjo y Varela, 1996), generando el piedemonte del frente cordillerano de la región. Presentan un mayor grado de compactación que depósitos aluvionales más recientes, pero aún son susceptibles a erosión por los canales de drenaje y flujos de detritos recientes.



Figura 4.5: Imagen de depósito de abanico aluvional antiguo en quebrada Las Vizcachas, se puede apreciar un bloque métrico sobre suelo fino. Árboles frenan el movimiento del flujo y, gracias a ello, quedan ligeramente deformados.

5. Depósitos Aluvionales Recientes (Qar)

Conforman el relleno actual del cauce principal, así como sus tributarios en las zonas altas de la quebrada. Corresponde a sedimentos depositados por los últimos eventos de flujos de detritos y en menor grado por otros procesos aluviales, y son susceptibles a ser removilizados por futuros flujos. En general, desde la cabecera hasta la zona apical se presenta una mayor cantidad de bloques y una escasa matriz. Luego, progresivamente va aumentando la proporción de matriz a medida que los bloques disminuyen su tamaño. Los fragmentos corresponden a rocas volcánicas asignadas a la Formación Abanico. La compactación es suelta en todo el depósito, el tamaño máximo de bloques es de 10 m y se presentan a los flancos del cauce levés con gravas y alturas de más de 2 m. El espesor del depósito es mayor a 3 m (Figura 4.6).



Figura 4.6: Depósito aluvional reciente de la quebrada Lo Cañas, imagen mirando hacia el oriente, se puede observar una propiedad adyacente al cauce.

4.1.1.3. Estructuras

Un aspecto a considerar en la producción de detritos y la estabilidad de las laderas es la relación del manto del estrato y la orientación de la ladera en donde se encuentra (Ferrando, 2014). Según Thiele (1980) y Araya-Vergara (1985) el manto en esta zona es contrario a la ladera, por lo que se observan frentes con alta exposición a la meteorización, lo que genera un sector altamente productor de detritos y taludes detríticos que pueden ser removilizados posteriormente.

En la zona de estudio se puede observar una estructura mayor, correspondiente a la Falla San Ramón, la cual afecta a las rocas de la Formación Abanico (Rauld, 2002, 2011) y depósitos superficiales (Vargas et al., 2014), ésta se puede observar en la Figura 4.7. Presenta una orientación aproximada N-S, variando en algunos tramos a NNW-SSE y posee carácter inverso del movimiento (Rauld, 2002, 2011). Estudios geomorfológicos y estructurales de los depósitos y rocas afectados por la falla, han permitido estimar tasas de desplazamiento promedio del orden 0.13 mm/año - 0.40 mm/año, lo que a escala de los últimos años, indica que se trata de una falla que representa un peligro potencial para la ciudad de Santiago (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011).

Además, existe una serie de fallas menores que afectan a las formaciones del sector, especialmente a la Formación Abanico, estas quedan en evidencia por una serie de bloques desnivelados dentro del sistema de laderas en donde se generan abruptos quiebres de pendientes y entre ellos facetas trapezoidales, como la que se puede observar en la cabecera de la quebrada de Lo Cañas (Ferrando, 2014). Además, Lara (2007) reconoce la presencia de roca argilizada y salbanda de falla en el tramo inferior de la quebrada San Ramón, cercano al camino de las torres de alta tensión, aspecto que se repite en la zona de estudio más al sur, la disposición general es NNW-SSE variando a N-S, con manteos que varían de 60°E a subvertical.

Según Rauld (2002) la configuración tectónica de la cuenca es el principal controlador de posibles eventos sísmicos. Los escarpes producto de esta configuración representan caras rocosas expuestas a procesos exógenos, como la gelifración en sectores superiores a la isoterma 0° C. Estos procesos, junto al fracturamiento por procesos tectónicos y orogénicos y dinamizado por los eventos telúricos, comunes en la zona, generan una alta producción de materiales detríticos medios y gruesos que posteriormente pueden ser removilizados.

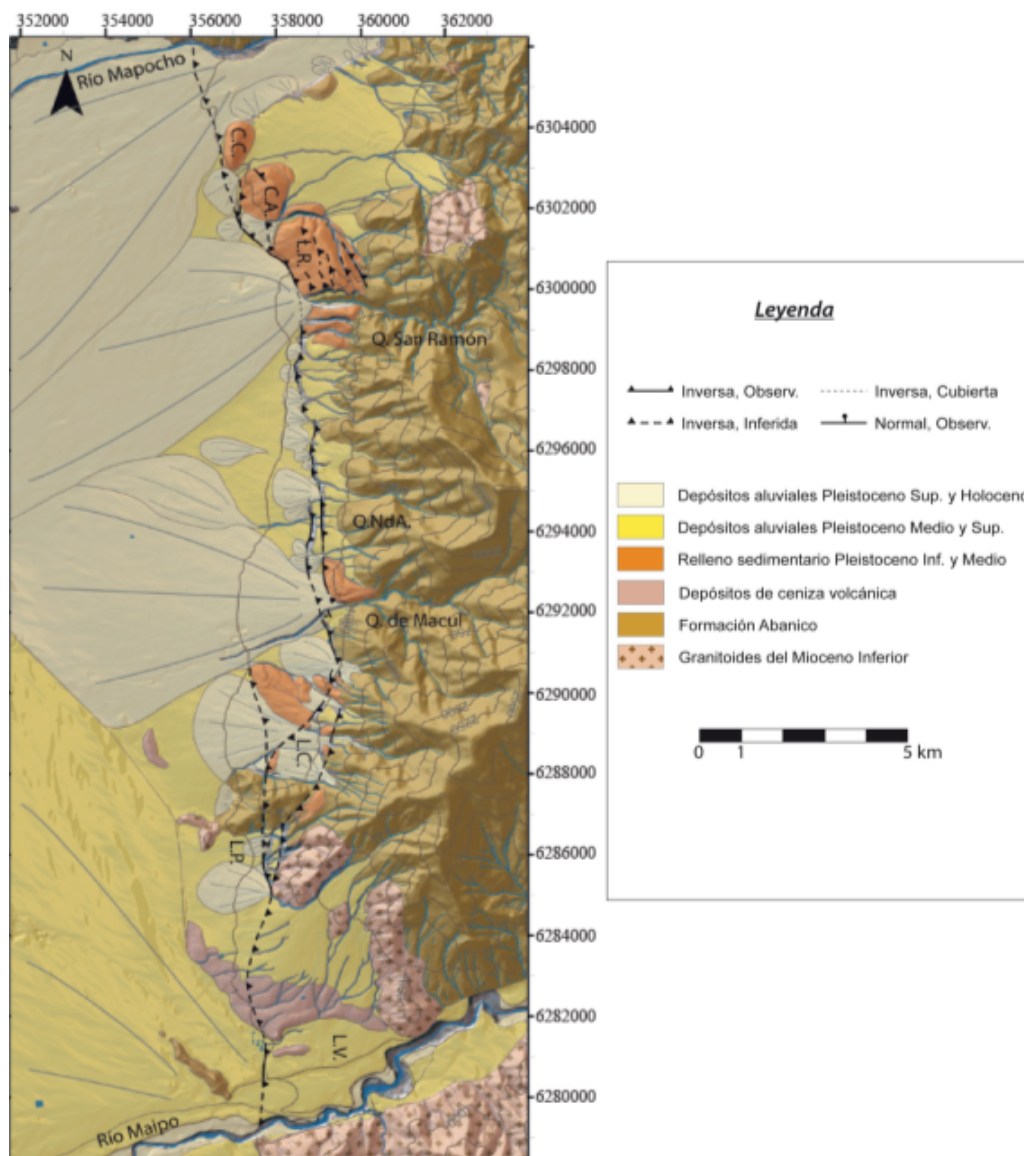


Figura 4.7: Mapa del frente cordillerano, donde se pueden observar los depósitos por edad, las unidades rocosas y la Falla San Ramón. Modificado de (Rauld, 2011).

4.1.2. Geomorfología de la zona de estudio

El área de estudio está ubicada en el límite de la Depresión Intermedia y la Cordillera Principal, abarcando los faldeos cordilleranos de la zona oriente de Santiago.

En el sector es posible distinguir tres morfoestructuras principales. La primera morfoestructura es el Frente Cordillerano, el cual se aprecia como una estructura de orientación N-S con quebradas que lo surcan en dirección E-W. Principalmente, está formado por rocas y suelo residual de la Formación Abanico, afectados por la actividad cuaternaria de la falla San Ramón, lo que genera escarpes de falla facetados y desalineados (Araya-Vergara, 1985). La parte superior de las laderas se presenta rocosa y escalonada, junto a taludes no consolidados. La parte media de las laderas presentan abundantes mantos detríticos inestables, mientras que la parte inferior se encuentra estabilizada por la vegetación de la zona. Las laderas de esta zona son las que aportan mayor proporción de material detrítico por el gran dinamismo y actividad que existe sobre los 2500 m s.n.m. (Ferrando, 2008).

La siguiente morfoestructura es el Piedemonte, contacto principal entre el frente cordillerano y la depresión intermedia (Araya-Vergara, 1985). Ferrando (2008) distingue tres tipos de depósitos en esta zona, los cuales son:

- Depósitos de remoción en masa, los que se disponen en colinas o cerros de suave pendiente coalescentes, presentan material conglomerádico y de corrientes de barro, consolidados y con matriz arcillosa y/o pumicítica.
- Depósitos de ladera con clastos angulosos y matriz fina producto de la meteorización de los sectores altos, generando escombros de falda y depósitos coluviales con material suelto, gran espacio intersticial y gran capacidad de reacomodo, por lo que su estabilidad depende del grado de humedad, su compacidad y la granulometría.
- Abanicos aluviales, los que representan la morfología más importante del sector, desarrollados por el sistema hídrico de la zona y dependen de la cantidad de material disponible y la extensión de la quebrada en la que se generan.

Rauld (2011) presenta depósitos del piedemonte por edad (Figura 4.7):

- Depósitos aluviales del Pleistoceno inferior y medio: Correspondientes a depósitos de gravas fluviales con imbricaciones, aportados por el río Mapocho. En la cabecera se presentan depósitos de flujos de detritos con arenas, limos y gravillas. El sector al norte de la quebrada de Lo Cañas y en la quebrada Lo Planella contienen clastos angulosos con matriz arcillosa y sin estructura interna consolidada, correspondiente a un deslizamiento antiguo (Rauld, 2011).
- Depósitos aluviales del Pleistoceno medio y superior: Generados principalmente por flujos de detritos y barro, presentan bloques angulosos con matriz de material fino, con intercalaciones de arenas. Se encuentran disectados por abanicos más recientes y se intercalan con depósitos de ceniza de edad máxima Pleistoceno medio-superior.
- Depósitos aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno: Corresponden a los abanicos aluviales más recientes, escasamente erosionados, con bloques heterogéneos y angulosos. Depósito generado por flujos de detritos y/o barro.

Es importante mencionar que las laderas precordilleranas presentan morfologías escarpadas y escalonadas, con secciones superiores con presencia de depósitos detríticos coluviales no consolidados, secciones medias con mantos detríticos inestables y, finalmente, laderas son estabilizadas por la vegetación y la mayor formación de suelo. Además, el principal factor que influye en la dinámica de laderas es la pendiente y con ello en los procesos que en ellas ocurren.

En general, las pendientes de la zona de estudio se encuentran entre los rangos de 15° a más de 30° (Figura 4.8), lo que corresponde a pendientes muy fuertes a muy escarpadas, por lo que el sector posee una probabilidad media a alta de tener un alto nivel de susceptibilidad a la ocurrencia de remociones en masa. En la Figura 4.9 se puede observar la disposición de las laderas respecto al sol.

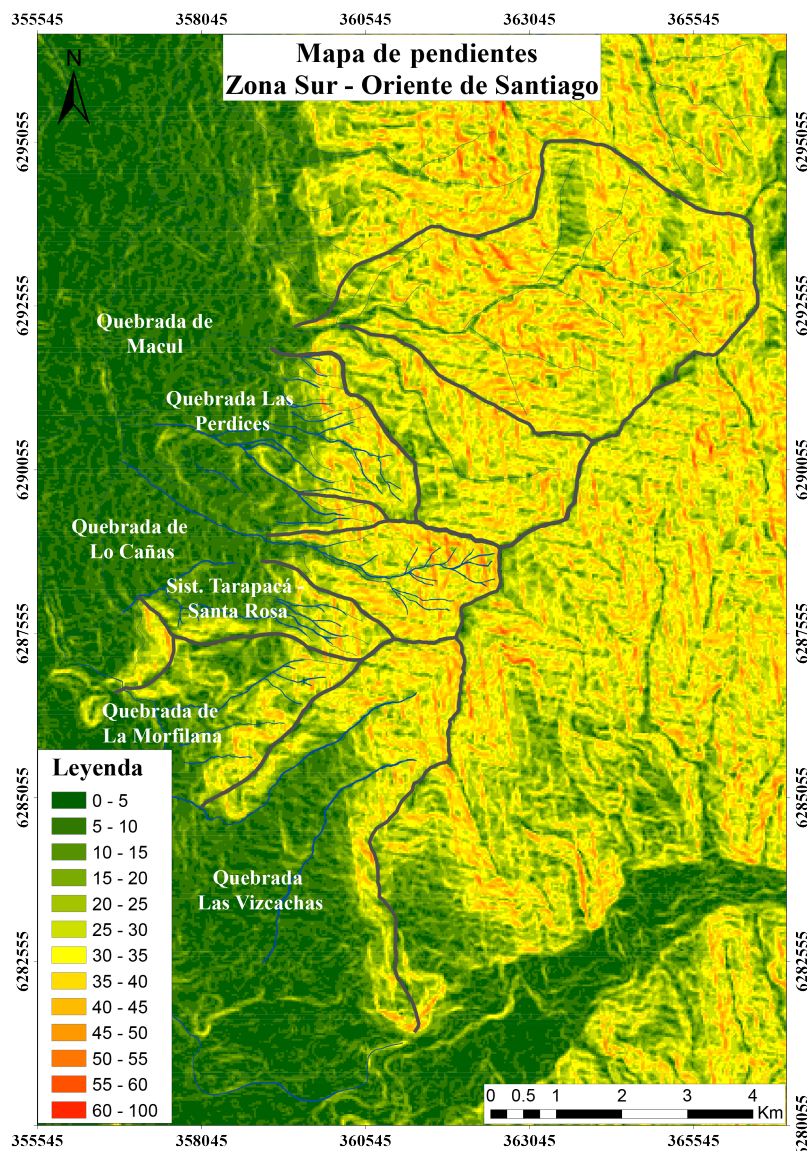


Figura 4.8: Mapa de pendientes de la zona sur oriente de Santiago.

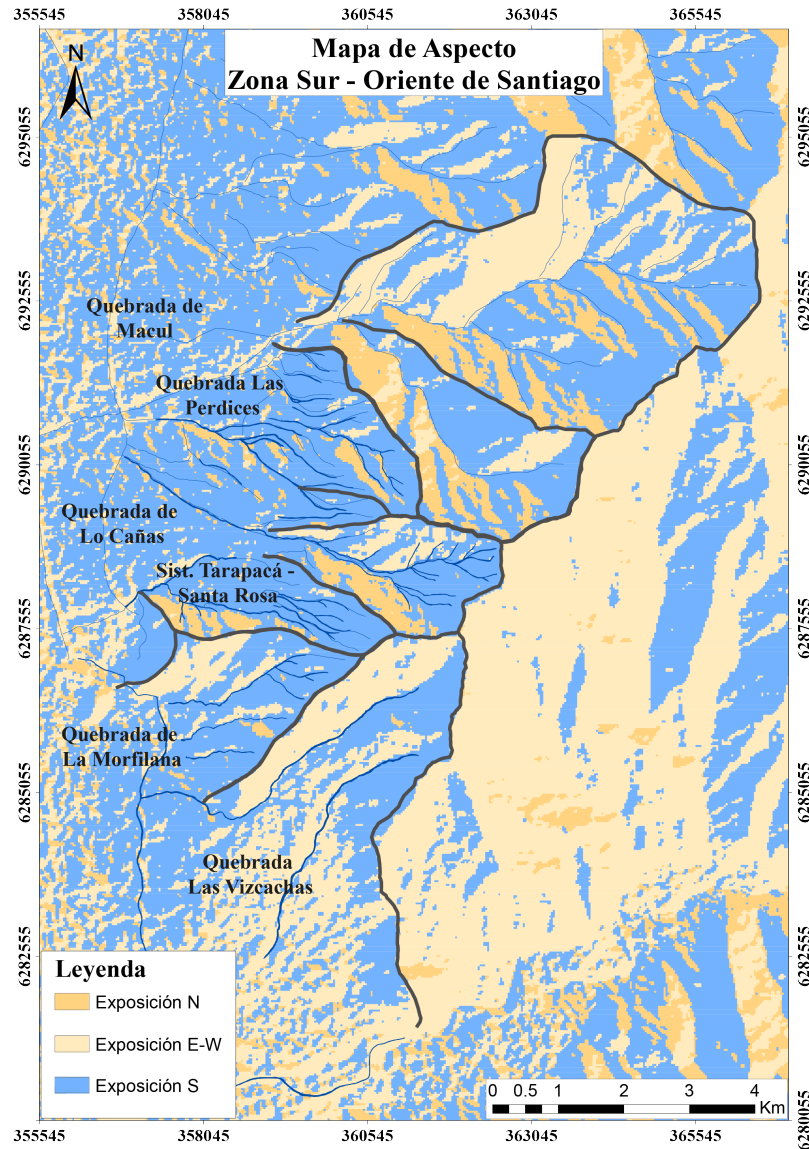


Figura 4.9: Mapa de aspecto de la zona sur oriente de Santiago.

Finalmente, la última morfoestructura corresponde a las principales quebradas del sector. Las cuales comprenden desde el sur de la quebrada El Durazno, comuna de La Florida, hasta la ladera sur de la quebrada Las Vizcachas, en las cercanías al sector de La Obra, comuna de Puente Alto. Para una mejor comprensión de la información, se analizan las quebradas por separado.

Se presenta la Figura 4.10 en donde se pueden observar las distintas morfologías de la zona, este mapa se construye en base a campañas de terreno y es útil a la hora de definir las unidades geomorfológicas para evaluar la susceptibilidad de remociones en masa.

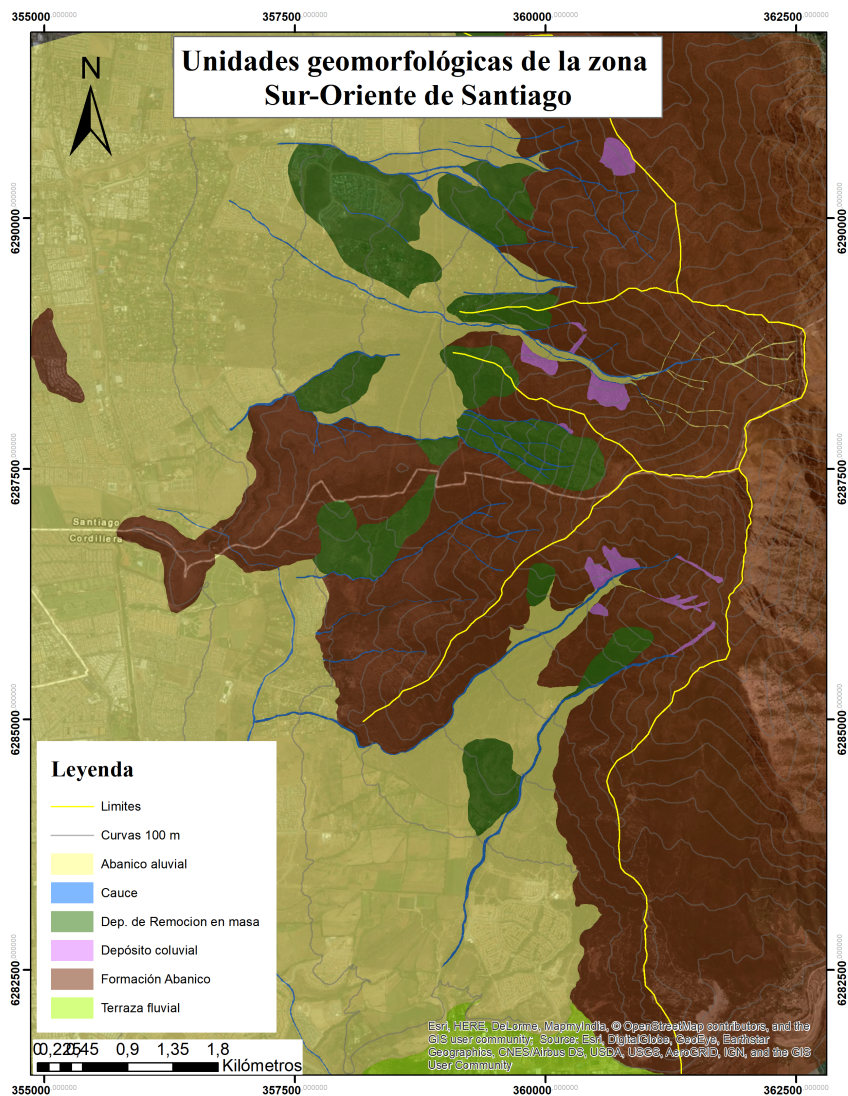


Figura 4.10: Morfologías y afloramientos de la zona sur-oriente de Santiago

4.1.2.1. Quebrada Las Perdices

Esta quebrada nace de la intersección de las cabeceras de las quebradas El Durazno y Lo Cañas, formando una meseta triangular de aproximadamente 1,5 km² de superficie (Ferrando, 2014). La altura máxima comprende los 2500 m s.n.m., con una extensión aproximada de 2 km y la comprenden al menos 6 quebradas secundarias.

Las laderas superiores presentan pendientes fuertes, mayores a 30°, con escarpes en suelo en vez de roca como sucede en las quebradas de Macul y Lo Cañas. En los sectores medios las pendientes varían de 10° a 25° y están conformadas por depósitos de remociones en masa antiguos (Martínez, 2009). El piedemonte de esta quebrada se forma a partir de depósitos aluviales de la misma quebrada y la quebrada de Macul, junto con remociones en masa antiguas (Figura 4.11).



Figura 4.11: Depósito del abanico aluvial de quebrada Las Perdices.

Dinámica de laderas

La sección superior corresponde a los 2000-1500 m s.n.m., zona de la cabecera de la quebrada, la que presenta pendientes fuertes de 25° . La unidad predominante son algunos afloramientos rocosos y suelo residual, de aproximadamente 1 m de espesor, de la Formación Abanico. Las quebradas en este sector presentan algo de detritos y vegetación. No se presenta una acumulación de nieve, por lo que la meteorización se genera a partir de cambios de temperatura y precipitaciones tanto sólidas como líquidas.

La sección media abarca desde los 1500-1250 m s.n.m., zona que corresponde al término de la cabecera y el quiebre de la pendiente del cauce principal, con pendientes entre los 15° y 25° . La ladera norte presenta tres quebradas que bajan desde los 1500 m s.n.m., con vegetación densa por su exposición sur, lo que genera una alta estabilidad, aunque se pueden observar algunos depósitos coluviales que bajan hasta el cauce. La ladera sur consiste en dos quebradas que descienden hasta el cauce, los escasos coluvios que se generan quedan entrampados en la vegetación existente. En este sector sólo hay presencia de precipitaciones líquidas, por lo que la meteorización se genera principalmente por la erosión que causa el escurrimiento de agua.

La sección inferior comprende desde los 1250 a los 1000 m s.n.m., lo que corresponde al quiebre de pendiente del cauce y el comienzo del piedemonte. La ladera norte se abre, a los 1230 m s.n.m., hacia el norte con al menos 4 quebradas; a los 1180 m s.n.m. se presentan lomajes relacionadas con remociones en masa y a los 1150 m s.n.m. Ferrando (2008) define un gran depósito coluvial. La ladera sur está constituida por depósitos coluviales, aluviales y de remociones en masa antiguas. A los 1240 m s.n.m. se puede observar una meseta con abundante vegetación y, al igual que en la ladera norte, a los 1180-930 m s.n.m. se presentan depósitos de remociones en masa. Las precipitaciones de la zona son líquidas y la vegetación entrapa materiales detríticos.

Los conos torrenciales de este sector corresponden a la convergencia de depósitos aluviales de la quebrada Las Perdices, junto con la quebrada de Macul. Presentan relieves suaves y pendientes de 10° aproximadamente. A los 1180 m s.n.m. se presentan depósitos de remociones en masa antiguas y a los 850 m s.n.m. inicia la urbanización bordeando dichos depósitos.

4.1.2.2. Quebrada de Lo Cañas

Su cabecera se ubica en el cerro Minillas, y posee una forma elongada de orientación E-W y una extensión aproximada de 3 km. Presenta pendientes fuertes de más de 30° y alturas máximas de más de 2500 m s.n.m. (Ferrando, 2008).

Secciones altas de la quebrada presentan laderas irregulares y homoclinales que generan fuertes pendientes, mayores a 35° y alta rugosidad superficial, razón por la cual este sector es fuente de abundante material detrítico sobre los 1500 m s.n.m. (Figura 4.12). Al contrario, secciones bajas presentan mayor cobertura detrítica, ya que la pendiente disminuye y por lo tanto aumenta la acumulación, además, presenta mayor cobertura vegetal, produciendo una mayor estabilidad.



Figura 4.12: Fotografía con vista a la quebrada de Lo Cañas, cauce con gravas y material coluvial desde las zonas altas de las laderas.

Se pueden observar cicatrices en las cabeceras y depósitos en forma de lenguas y lomas suaves con vegetación, lo que indica la presencia de antiguos depósitos de remoción en masa. Esta quebrada presenta un constante cambio en el trazado de su cauce, razón de su encajonamiento bajo y su gran inestabilidad ante flujos de detritos que se presentan mayoritariamente en invierno.

En los primeros 3 km, desde la cabecera hasta el ápice de la quebrada, el cauce principal recibe afluentes mayoritariamente desde el costado norte, exhibiendo un cierto paralelismo en sus orientaciones y ángulos de confluencia bajos, conformando una red de drenaje dendrítico paralelo (Sepúlveda, 1998). En el sector sur de la cabecera se forma un canal cuya afluencia se ve impedida por la presencia de material de desprendimientos de roca, lo que desvía el curso del canal, el que corre paralelo al cauce principal entre los 1.400 - 1.350 m s.n.m. hasta desaparecer (Sepúlveda, 1998).

Dinámica de laderas

La sección superior comprende desde los 2000-1630 m s.n.m., zona de la cabecera de la quebrada con pendientes de 20° - 30° . Corresponde a afloramientos rocosos de la Formación Abanico con un alto fracturamiento interno y erosión por procesos de ambiente de montaña. La cabecera norte

corresponde a tres quebradas que confluyen a los 1700 m s.n.m. y la cabecera sur presenta dos quebradas que confluyen a los 1600 m s.n.m. Ambas aportan material coluvial y aluvial suelto al cauce principal, por lo que coexiste material tanto antiguo como reciente. La vegetación posee una densidad considerable hasta los 1635 m s.n.m., luego disminuye para luego tener una densidad baja a nula sobre los 1680 m s.n.m. Entre los 2000-1680 m s.n.m. se presenta un ambiente de alta precordillera, es decir, nieve en invierno y deshielos en verano, por lo que se tiene una alta producción de material detrítico y se presentan procesos coluviales en pendientes entre 20°-30° y procesos aluviales por aumento de agua. Bajo los 1680 m s.n.m. predominan las lluvias y los procesos gravitacionales.

La sección media abarca desde los 1630-1320 m s.n.m. en donde el lecho principal se curva hacia el sur y se presentan pendientes entre 15°-20°. La ladera norte presenta depósitos coluviales y escombros de falda con abundante matriz y compacidad blanda, la vegetación es densa y estabiliza la ladera, por lo que es susceptible a remociones lentas de tipo reptación. Existen al menos dos quebradas activas que aportan material coluvial y aluvial reciente al cauce principal. La ladera sur presenta tres quebradas activas que confluyen a los 1550 m s.n.m. y tres subunidades, una sección próxima al lecho con depósitos coluviales y aluviales antiguos, una sección media, desde 1430-1340 m s.n.m., con depósitos de escombros de falda recientes, y una sección alta con depósitos de suelo residual de la Formación Abanico. El rol nival no es predominante, pero los deshielos aguas arriba aportan erosión y material a las laderas, junto con las lluvias invernales.

La sección inferior corresponde a pendientes moderadas, entre los 1320-1000 m s.n.m. (Figura 4.13). La ladera norte presenta depósitos de escombros de falda con abundante matriz y compacidad blanda, susceptibles a reptación, a la salida de la quebrada se presenta un depósito diamictítico de una posible remoción en masa antigua, la vegetación es densa y el material coluvial está entrampado en ella. La ladera sur corresponde a depósitos aluviales y de escombros de falda, similares a la ladera norte, con presencia de suelo residual y material detrítico entrampado en la vegetación existente, desde los 1240-1260 m s.n.m. se pueden observar sectores desprovistos de vegetación, cubiertos con material coluvial reciente. Las lluvias invernales son el principal agente erosivo y de transporte en la zona.



Figura 4.13: Fotografía del cauce de la quebrada Lo Cañas, granulometría varía desde arenas hasta bloques de aproximadamente 1 m de diámetro.

Los conos torrenciales de esta quebrada corresponden a la convergencia de los flujos de detritos provenientes de la quebrada de Lo Cañas y las quebradas del sector Panul. Corresponde a dos sectores, desde los 700-1000 m s.n.m. los cuales son:

- El sector de Santa Sofía de Lo Cañas, al norte de la quebrada, con depósitos diamictíticos, mal clasificados y sin estratificación, lo que puede indicar un antiguo flujo de detritos o de barro. Presenta bloques de 2-3 m de diámetro repartidos por el sector. A los 970-1000 m s.n.m. se presenta alta vegetación y bajo los 970 m s.n.m. la vegetación disminuye por intervención antrópica, coincidente con el inicio de la zona urbana.
- El sector Bosque Panul, al sur de la quebrada, con depósitos volcánicos y sedimentarios aportados por la quebrada de Lo Cañas. Depósitos presentan granulometría variada y bloques de 2-3 m de diámetro, en la zona distal los bloques son de 0,3-1,5 m con material más fino, por lo que la construcción del cono pudo deberse a distintos flujos esporádicos. La vegetación es densa hasta los 700 m s.n.m. y los materiales se entrapan fácilmente. Hacia Santa Sofía de Lo Cañas se puede observar una pradera de matorral abierto con depósitos coluviales antiguos y recientes.

4.1.2.3. Quebrada Tarapacá – Santa Rosa

Este sector comprende un sistema de 5 pequeñas quebradas con orientación E-W, las que finalizan en los 750 m s.n.m., en el sector del parque comunal Panul. Se presentan con abundante vegetación en su interior y se pueden observar depósitos coluviales en sus nacimientos.

La cabecera de este sistema es la intersección de la cabecera de la quebrada de Lo Cañas y la quebrada de Las Vizcachas. Su extensión es de 3 km aproximadamente, con alturas máximas de 2000 m s.n.m. y pendientes fuertes de 35°. Sus laderas también poseen pendientes fuertes, pero de 20° aproximadamente, con suelos residuales de la Formación Abanico y depósitos coluviales en sus secciones superiores. El piedemonte está conformado a partir de flujos de detritos, lo que genera un depósito heterogéneo con bloques de hasta 3m en la parte proximal del abanico aluvial y fragmentos más pequeños en la zona distal.

Dinámica de laderas

La sección superior abarca desde los 1770-2000 m s.n.m. en la cabecera del sistema de quebradas, con pendientes fuertes entre 25°-35°. El escarpe de la quebrada presenta una alta proporción de suelo residual de la Formación Abanico y los intrusivos miocenos. Se observan pocos afloramientos rocosos, por lo que la cantidad de material producido es baja y se presentan pocos depósitos coluviales y escombros de falda con abundante matriz. La vegetación es de tipo sub-andina, el ambiente es de alta precordillera, la acción nival es mínima y los deshielos no afectan en mayor medida al sector.

La sección media corresponde al inicio de las quebradas a los 1770 m s.n.m., hasta el quiebre de pendiente a los 1270 m s.n.m. y se presentan pendientes entre 15°-25°. Las cinco quebradas del sistema nacen en los 1770 m s.n.m., con pendientes de 25° y están estabilizadas por vegetación, junto con algunas acumulaciones de detritos. La ladera norte presenta suelos

residuales cubiertos por vegetación, depósitos coluviales y escombros de falda (Figura 4.14). A los 1500 m s.n.m. aumenta la pendiente hasta más de 25° , se observan pequeños deslizamientos de suelo cubiertos y retenidos por la vegetación. La ladera sur corresponde al cerro Santa Rosa, se presenta material coluvial con fragmentos de 10 cm de diámetro, suelto y atrapado en la vegetación. A los 1360 m s.n.m. se observa una mayor cantidad de afloramientos rocosos y algunos depósitos detríticos, las pendientes van de moderadas a fuertes (5° a 25°). El material se genera por cambios de temperatura y por fracturamiento interno y desde los 1700 m s.n.m. la producción de material disminuye y aumenta la acumulación.



Figura 4.14: Fotografía de ladera norte del sistema de quebradas Tarapacá - Santa Rosa, vegetación acojinada y depósitos de escombros de falda y suelo residual en la zona alta.

La sección inferior abarca desde los 1270-1000 m s.n.m., correspondiente al quiebre de la pendiente y transición a los conos torrenciales (Figura 4.15). La ladera norte presenta depósitos coluviales escasos y escombros de falda, el cauce presenta material detrítico de menor diámetro y este disminuye su granulometría hacia la zona distal, por lo que correspondería a un flujo de detritos, los abanicos aluviales en este sector son de fuerte pendiente.

En la ladera sur predominan los depósitos coluviales y escombros de falda, a los 1400-1060 m s.n.m. se observan depósitos de remoción en masa antiguas, con bajas pendientes y forma de meseta, coincidiendo con la zona de falla de la falla San Ramón. Desde los 1060 m s.n.m. se observa suelo residual de la Formación Abanico en el cerro Santa Rosa y existe una gran cantidad de afloramientos rocosos, por lo que hay una alta producción de material detrítico. En el sector sigue existiendo mayor acumulación en relación a la producción, el material que se genera queda atrapado en la vegetación existente.



Figura 4.15: Fotografía con depósito aluvional del sistema de quebradas en el bosque Panul, bloques heterométricos polimícticos en matriz limo-arenosa.

El cono torrencial de esta quebrada corresponde a la convergencia de los flujos de detritos provenientes de la quebrada de Lo Cañas y las quebradas del sector Panul (Figura 4.16). Corresponde al sector Bosque Zavala, desde los 700-1000 m s.n.m., el cual corresponde a los sedimentos transportados por las cinco quebradas de este sistema. En la parte media y distal se presentan bloques de 2-3 m de diámetro con material más fino y existen al menos dos lechos principales desde 1000-700 m s.n.m. estabilizados con abundante vegetación. A los 880 m s.n.m. Ferrando (2014) describe un pequeño lomaje con material anguloso e irregular en una matriz de arcilla, el cual correspondería a un depósito de deslizamiento antiguo. Desde los 940-820 m s.n.m. se observa una abundante intervención antrópica de tipo deportivo, el suelo se presenta compacto, fuertemente erosionado y con baja proporción de materia orgánica y árboles.



Figura 4.16: Fotografía del camino de las torres de alta tensión en bosque Panul, bloques métricos en depósito aluvionales.

4.1.2.4. Quebrada La Morfilana

Esta quebrada está ubicada en el sector de Lo Planella, el cual corresponde a depósitos de remociones en masa antiguas, tipo deslizamiento. En este sector actúa la quebrada La Morfilana y dos pequeñas sub-quebradas ubicadas en la ladera sur. El sistema posee orientación E-W, con alturas máximas de 1800 m s.n.m., llegando a los 750 m s.n.m. con un alcance máximo de 3 km de extensión aproximadamente.

La cabecera del sistema corresponde a la intersección entre la cabecera del sistema de quebradas Tarapacá – Santa Rosa y la quebrada de Las Vizcachas, zona que se presenta con escarpes en suelo residual de la Formación Abanico y pendientes mayores a 30° . En zonas medias se pueden observar formas lobulares de pendientes suaves, las que bajan por la quebrada en dirección al valle desde la ladera norte y que corresponden a depósitos de remociones en masa, por lo que se observan pendientes menores a 20° en promedio, mientras que en la ladera sur las pendientes son mayores, aproximadamente 30° y corresponden a suelo residual de los intrusivos miocenos que afloran en el sector. El piedemonte está conformado por depósitos de remoción en masa antiguos y pequeños flujos de detritos que remobilizan el material de estos mismos (Figura 4.17).

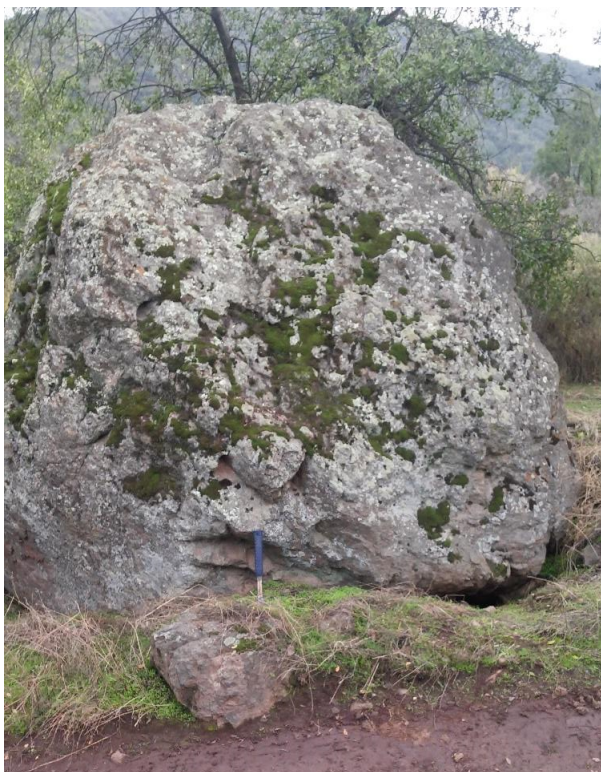


Figura 4.17: Fotografía con bloque métrico de lava andesítica porfírica en depósito aluvionales de la quebrada La Morfilana.

Dinámica de laderas

La sección superior abarca desde los 1800-1350 m s.n.m., sector de la cabecera de la quebrada, con pendientes entre 25° - 30° . Corresponde a depósitos coluviales escasos, principalmente entrampados en cauces, y escombros de falda, junto con suelo residual de la Formación Abanico. La zona está estabilizada por la vegetación y se observa poca producción de material detrítico.

La ladera norte presenta pendientes menores en relación a la ladera sur, mientras que esta última corresponde a dos quebradas que aportan material al cauce principal. En esta zona no existe acumulación de nieve, por lo que la producción y transporte de material se debe principalmente a las precipitaciones líquidas y la vegetación tiene una densidad media.

La sección media comprende desde los 1350-950 m s.n.m. y abarca desde el final de la cabecera de las quebradas y el inicio del cauce principal, hasta el quiebre de la pendiente. La ladera norte corresponde al cerro Santa Rosa y a los 1100 m s.n.m. presenta cerros con morfología de lengua que descienden hacia el poniente, descritos como depósitos de deslizamiento de suelo. Las pendientes de esta ladera son aproximadamente 15° . La ladera sur, en cambio, presenta pendientes promedio de 25° , y comprende tres quebradas que descienden al cauce principal de la quebrada La Morfilana y dos quebradas que descienden al sector de Lo Planella, paralelamente, en esta ladera se observa material detrítico correspondiente al intrusivo miocénico. La producción de material en este sector es relativamente baja en relación a la acumulación, la mayor parte se distribuye como depósitos coluviales entrampados en la vegetación, junto con escombros de falda. La densidad de esta vegetación es mayor que en la zona superior, sobre todo en la ladera sur, donde se encuentra el intrusivo miocénico.

La sección inferior corresponde al quiebre de la pendiente del cauce de la quebrada La Morfilana, hasta el final del cerro Santa Rosa, entre los 950-750 m s.n.m. En este sector se puede encontrar el final de los depósitos de deslizamiento de suelo aproximadamente a los 800 m s.n.m. Las pendientes en promedio son 25° en la ladera del cerro Santa Rosa, y de 15° al sur de la quebrada La Morfilana. Al piedemonte descienden paralelamente las tres quebradas del sector Lo Planella hasta el canal Las Perdices. En este sector una intervención antrópica relativamente alta, ubicándose desde los 800 m s.n.m. una serie de complejos habitacionales al pie de los depósitos de remoción en masa. Además, en la ladera sur se observan sectores de extracción de material rocoso que generan inestabilidad en la ladera.

El cono torrencial de esta zona es relativamente pequeño en comparación a las quebradas del sector y lo componen las tres quebradas que descienden hasta el sector Lo Planella, junto con los depósitos fluviales del río Maipo y aluviales de la quebrada Las Vizcachas.

4.1.2.5. Quebrada Las Vizcachas

Su cabecera se ubica en la intersección de la quebrada de Lo Cañas y el límite oriental del frente cordillerano, límite que separa también a las comunas de La Florida y Puente Alto del sector de San José de Maipo. Corresponde a 2 quebradas principales, una ubicada al norte, Las Vizcachas, y otra que aparece en su inicio dividida en dos brazos, Ramal Norte y Ramal Sur, que luego confluyen para formar un solo torrente, y una serie de quebradas secundarias que tributan a ellas. Ambas quebradas principales fluyen, paralelamente, con orientación NE-SW y una extensión de más de 5 km hasta el sector de Las Vizcachas. Aunque sólo poseen 2 km desde la cabecera hasta el ápice del abanico aluvial en el caso de la quebrada Las Vizcachas y 1,5 km en el caso de Ramal Norte y Ramal Sur. Presenta en promedio pendientes de alrededor de 30° y alturas máximas de 2200 m s.n.m.

La cabecera de la quebrada Las Vizcachas se ubica en el punto más alto de la hoya hidrográfica y presenta un frente rocoso, similar a la quebrada de Lo Cañas, con pendientes fuertes mayores a 30° y alta rugosidad superficial, por lo que aporta abundante material detrítico al cauce principal, este frente rocoso también incluye a la cabecera de las quebradas Ramal Norte y Ramal Sur.

Secciones medias, presentan pendientes de 25° en promedio y, pese a poseer mayor vegetación que el sector alto, sus pendientes permiten la formación de depósitos coluviales y escombros de falda en la parte baja de las laderas, además de observarse en el sector depósitos lobulares de pendientes suaves y abundante vegetación, correspondientes a depósitos de remoción en masa antiguos tipo deslizamiento.

La sección inferior de la quebrada, en la ladera norte y sur, corresponde a suelo residual de los intrusivos miocenos, con pendientes de 20° aproximadamente, relativamente estables. Pese a la baja inestabilidad de la zona se aprecian depósitos coluviales atrapados en una abundante cobertura vegetal.

Dinámica de laderas

La sección superior comprende desde los 2200-1650 m s.n.m., lo que corresponde a la cabecera de la quebrada Las Vizcachas y Ramal Norte y Sur, hasta el inicio de los cauces principales de cada una de ellas. Se observan pendientes fuertes de 30-35°. En esta zona se observan cabeceras rocosas y rugosas con una alta producción de material detrítico, el cual desciende como depósitos coluviales y aluviales por pequeños canales hacia los cauces principales de las quebradas. Además, se aprecia una capa métrica de suelo residual de la Formación Abanico, la cual se presenta relativamente estabilizada en la ladera norte. Los afloramientos rocosos se presentan con un alto fracturamiento interno y altamente erosionados, esto por el ambiente de montaña existente en la zona, es decir, nieve en invierno y deshielos en verano, junto con cambios de temperatura diarios durante el año. La vegetación presente en la zona posee una densidad baja a nula con el aumento de la altura.

La sección media abarca desde los 1650-1225 m s.n.m., comprendiendo el inicio de los cauces principales y el inicio aproximado de los ápices de los abanicos en ambas quebradas, las pendientes promedio de este sector se encuentran entre los 20°, aproximadamente. En este sector se observa una gran cantidad de depósitos coluviales y escombros de falda con material detrítico atrapado en la vegetación, que es mucho más densa que en la sección superior. Aproximadamente a los 1450 m s.n.m. se aprecia una morfología alargada y de pendiente suave que desciende en la ladera norte, el cual llega a un depósito que se describe como un abanico aluvial antiguo. Cercano a la quebrada Ramal Norte, en su ladera norte, se puede apreciar un antiguo depósito de deslizamiento de suelo (Figura 4.18), el cual en al menos dos sectores se ha reactivado y se puede observar las cicatrices características en este tipo de procesos. El cuerpo intrusivo mioceno en la ladera norte se puede observar desde los 1325 m s.n.m. y en la ladera sur a partir de los 1625 m s.n.m., coincidente también con un suelo residual granulométricamente más grueso y de colores más blanquecinos. En el sector imperan las precipitaciones líquidas, las que corresponden al principal agente erosivo y transporte de la zona.



Figura 4.18: Fotografía con escarpe de deslizamiento de suelo actual en zona media de la quebrada Las Vizcachas.

La sección inferior comprende los 1225-850 m s.n.m., sector que abarca desde los ápices de los abanicos aluviales hasta el término de los faldeos cordilleranos. Las pendientes del sector, en promedio, son menores a 20° y corresponde a suelo residual del cuerpo intrusivo, con una abundante vegetación y material detrítico entrampado en ella. No se observan grandes depósitos coluviales, pero sí escombros de falda. A los 1225 m s.n.m., en la ladera norte, se puede observar una cicatriz correspondiente a un deslizamiento de suelo (Figura 4.19), el cual es visible cerca del camino que lleva las torres de alta tensión. En la zona inicia la intervención antrópica, aproximadamente a los 980 m s.n.m. en caminos en el talud y a los 900 m s.n.m. en zonas de extracción de material del sector La Obra en la ladera sur de la quebrada. La vegetación asociada al cuerpo intrusivo es más densa que en las otras quebradas y en las zonas superiores del sector.



Figura 4.19: Fotografía con cicatriz de deslizamiento de suelo de pequeña escala en ladera norte de la quebrada Las Vizcachas.

El cono torrencial corresponde a la convergencia de los depósitos aluviales de las quebradas Las Vizcachas y Ramal. Estas quebradas poseen una gran cantidad de vegetación en sus cauces y de tipo arbóreo estable en su abanico. En general, se tiene un suelo de tipo limo arenoso con fragmentos volcánicos que van desde 1-5 cm hasta bloques métricos de 2-3 m, hasta más de 10 m de diámetro,

como se puede observar en la Figura 4.20, en donde un gran bloque volcánico de aproximadamente 65 m^3 se encuentra enterrado profundamente en una matriz limo-arenosa. Estos bloques métricos indican un flujo de alta energía, pero la vegetación estable y la falta de escurrimiento superficial indican que la quebrada posiblemente no es tan activa como la quebrada de Lo Cañas, pese a la gran magnitud de su abanico aluvial.



Figura 4.20: Bloque de 65 m^3 de volumen, en medio del abanico aluvial de la quebrada Las Vizcachas.

4.1.3. Hidrología e Hidrogeología

Los cauces principales del sector corresponden a las quebradas descritas anteriormente, es decir, las quebradas Las Perdices, Lo Cañas, Tarapacá - Santa Rosa, La Morfilana, Las Vizcachas y Ramal Norte y Sur. Cada quebrada es el resultado de los tributarios que las componen aguas arriba, naciendo desde las cabeceras de cada una de ellas.

Ninguna de estas quebradas presenta una escorrentía continua durante el año y sólo se asocian a caudales superficiales esporádicos, dependientes de la cantidad de agua caída en cada evento de precipitaciones o el deshielo presente en los periodos estivales. Por lo que el caudal presente en cada una depende completamente de la captación de agua desde vertientes aguas arriba, precipitaciones y deshielos en las zonas altas.

Hacia el pie de los abanicos aluviales que posee cada una de las quebradas, el nivel freático se encuentra, aproximadamente entre 130-150 m de profundidad, correspondientes a datos de la Dirección General de Aguas (DGA) y el Banco Nacional de Aguas (BNA) (Vergara y Verdugo, 2015). La permeabilidad de los suelos corresponde a $10^{-5} - 10^{-4} \text{ m/s}$ para la Formación Abanico, $10^{-5} - 10^{-7} \text{ m/s}$ para los depósitos aluviales, $10^{-5} - 10^{-2} \text{ m/s}$ para la zona apical de abanicos aluviales y $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/s}$ para la zona distal de abanicos aluviales (Garrido, 1984).

4.1.4. Factores antrópicos

Las quebradas de esta zona presentan una baja intervención antrópica en sus laderas, pero no así con sus cauces y abanicos aluviales. De manera transversal es posible observar un camino que atraviesa las quebradas desde sur a norte, en el cual existe una línea de alta tensión, hoy llamado Sendero de Chile, además de los caminos que pertenecen a las obras de extracción de material en la zona cercana a Las Vizcachas.

En la quebrada Las Perdices existen obras de toma y almacenamiento de agua en su zona inferior, junto con los proyectos habitacionales que están directamente sobre el fin del abanico aluvial del sector.

En la zona de la quebrada de Lo Cañas se observan viviendas cercanas al cauce principal, lo que genera preocupación, ya que esta quebrada es la más activa de la zona sur oriente, hecho que queda demostrado en las frecuentes salidas del caudal en los eventos de altas precipitaciones afectando las viviendas.

Se pueden observar diversas obras para la canalización de pequeños flujos en las quebradas del bosque Panul (Tarapacá – Santa Rosa), las cuales no serían contención suficiente en el caso de un aumento del caudal y funcionarían como una presa artificial, la que, en el caso de falla, aumentaría la energía de un posible evento aluvial. En la zona baja del bosque Panul existe intervención de tipo deportiva, con senderos para la realización de mountain bike y trekking.

El sector de la quebrada La Morfilana se presenta poco intervenido en su zona alta, pero se puede observar un complejo habitacional (Lo Planella) directamente bajo la quebrada, en conjunto con zonas aptas para mountain bike y trekking. El cerro Santa Rosa se encuentra intervenido en su zona baja, en donde existe un camino y la canalización del canal Las Perdices.

Finalmente, las quebradas Las Vizcachas y Ramal, presentan complejos inmobiliarios directamente en el abanico aluvial que componen, junto con los sectores de extracción de granito en La Obra y los caminos necesarios para llevar a cabo sus funciones.

4.2. Susceptibilidad de la zona Sur Oriente de Santiago

Para determinar la susceptibilidad de remociones en masa se utilizó la metodología desarrollada por Lara (2007), calibrada para deslizamientos rotacionales y traslacionales de suelo y roca, caídas de rocas y flujos de detritos en la Quebrada San Ramón.

En esta metodología se divide la hoya en unidades geomorfológicas, las que se agrupan según su similitud de litología, pendiente, vegetación, exposición al sol, eventos antecedentes, presencia de intervención antrópica, entre otros. La Figura 4.21 muestra la distribución de unidades geomorfológicas para la zona de estudio.

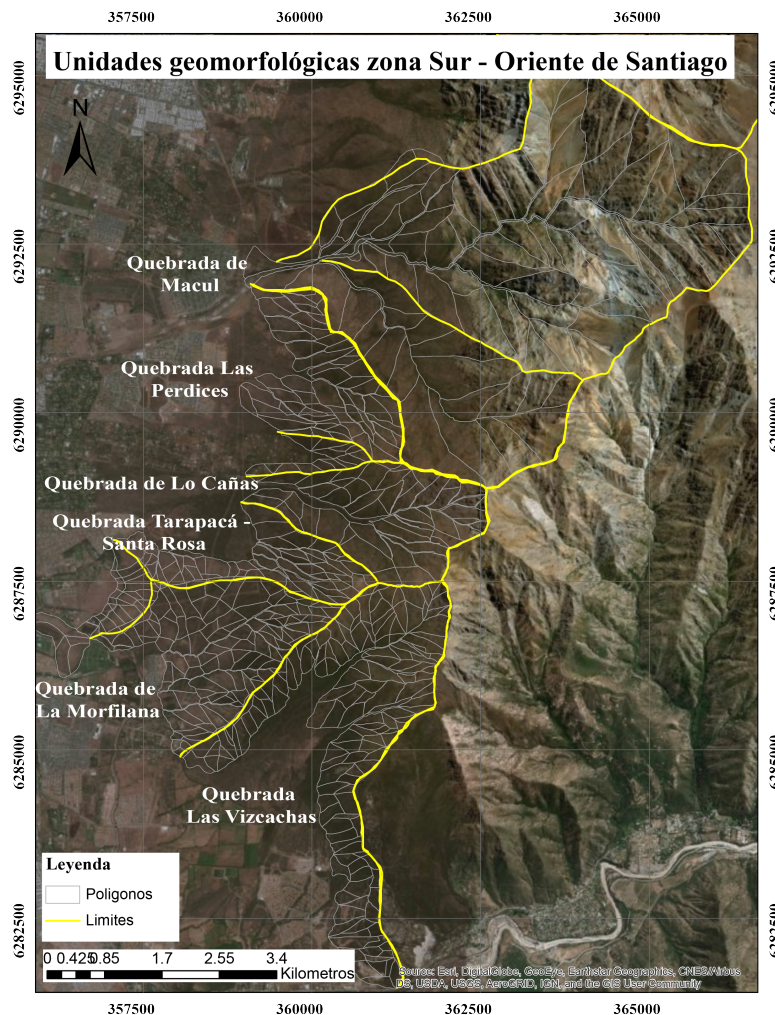


Figura 4.21: Unidades geomorfológicas definidas para la zona sur oriente de Santiago. En gris se muestran los límites de los polígonos y en amarillo los límites de las subcuencas

Para cada unidad se calcula el Índice de Susceptibilidad (IS), el que corresponde a la suma de puntajes asociados a factores condicionantes, ajustado de tal forma que $IS = 0$ corresponde a una susceptibilidad nula e $IS = 100$ a una susceptibilidad máxima. La distribución de puntajes a partir de los factores para cada tipo de remoción en masa se detalla en la sección 2.2.

La metodología determina que las unidades con $IS \geq 50$ son susceptibles a protagonizar eventos de remoción en masa y son candidatas al cálculo de probabilidad de falla. Unidades con $IS < 50$ no son analizadas, debido a que poseen una baja susceptibilidad a la generación de remociones en masa, salvo singularidades locales.

Para efectos de este trabajo se definen grados de susceptibilidad en base al Índice de Susceptibilidad, en donde un grado muy alto corresponde a unidades con $60 \leq IS \leq 100$, un grado alto a unidades con $50 \leq IS < 60$, un grado medio a unidades con $25 \leq IS < 50$ y grados bajos corresponden a unidades con $IS < 25$. Sin embargo, se mantiene la premisa de que sólo se evalúa la probabilidad de falla, de manera individual, para las unidades con $IS \geq 50$ (susceptibilidad alta a muy alta).

Además, se presentan los mapas de susceptibilidad homogenizados para todo el frente precordillerano de Santiago. En ellos se agregan los trabajos previos a este estudio, correspondientes a Sepúlveda (1998), Lara (2007), Territorio y Ciudad Consultores (2013), Ferrando (2014), Ceballos (2016). El mapa de la Quebrada de Macul se realiza en base a los antecedentes entregados en Martínez (2009).

Para la zona sur oriente, desde la quebrada Las Perdices hacia el sur, la susceptibilidad se analiza en base a los antecedentes que se entregan en la sección 4.1.A continuación, se presentan los mapas de susceptibilidad de remociones en masa para cada uno de los tipos de remociones en masa, éstos consideran el mapa actualizado de la quebrada de Macul, realizado con información de Martínez (2009), la información recopilada de Sepúlveda (1998) para la quebrada de Lo Cañas y los datos obtenidos de Ferrando (2014) para las quebradas de la zona sur de Santiago. En el apartado 2.2 se presenta el desglose de los valores del índice de susceptibilidad asociado a cada tipo de remoción en masa.

4.2.1. Susceptibilidad de Caída de Rocas

Como se puede apreciar en la Figura 4.22, las zonas de muy alta susceptibilidad se encuentran en las cabeceras de las quebradas, coincidente con los afloramientos rocosos en el área de estudio. Se puede observar, igualmente, que existen zonas de alta susceptibilidad en sectores donde, en general, existe una cubierta de suelo relativamente delgada (<1 m), y existen pequeños afloramientos rocosos con un nivel de meteorización media a alta que pueden generar caídas de rocas en un escenario favorable.

Zonas de susceptibilidad media a baja se ubican en los sectores medios a bajos de las quebradas del sector, es decir, en lugares que no presentan una gran cantidad de afloramientos rocosos y/o que en casi su totalidad están constituidas por una cubierta de suelo mayor a 1 m de profundidad. Esta configuración genera zonas donde la posibilidad de generación de caídas de rocas es baja, incluso en un escenario favorable como podría ser un sismo de mediana a alta intensidad.

En zonas donde existe actividad antrópica de extracción, es decir, las canteras en el Plutón la Obra, existe una susceptibilidad media por la baja meteorización de la roca que se extrae en el sector.

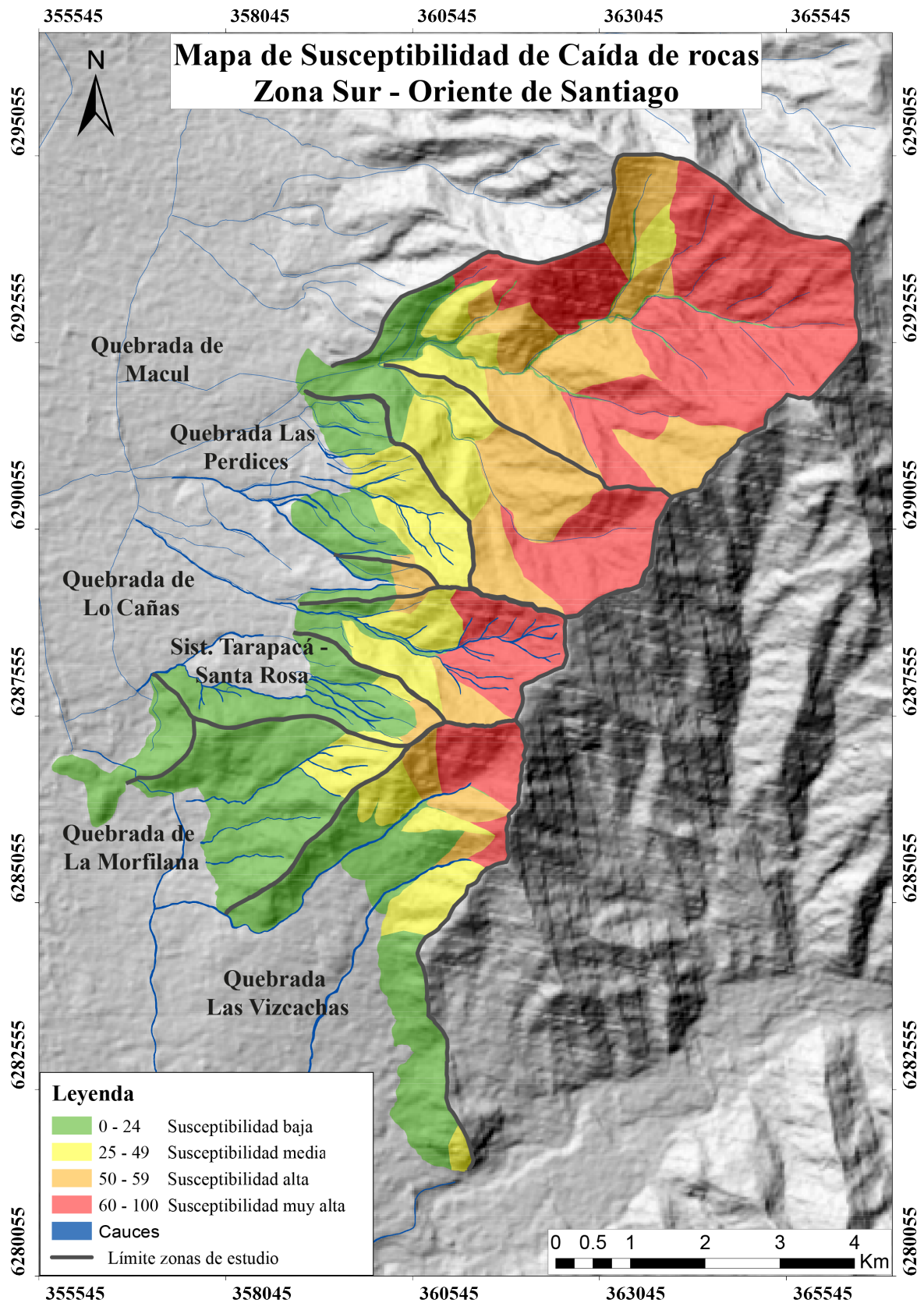


Figura 4.22: Mapa de Susceptibilidad de Caída de rocas, zona sur oriente de Santiago.

En la Tabla 4.1 se puede observar la distribución de los distintos grados de susceptibilidad, tanto en km² como en porcentaje relativo al total de la superficie evaluada. Según la distribución obtenida, la zona presenta mayoritariamente áreas con susceptibilidades bajas, en general, ubicadas cercanas a la zona urbana, y áreas con susceptibilidades muy altas en las cabeceras. Mientras que un poco más de 50 % del total de la superficie presenta susceptibilidades altas a muy altas, en general ubicadas en las zonas medias a altas de las quebradas.

Tabla 4.1: Resumen de susceptibilidad de caídas de rocas en la zona sur oriente de Santiago

Susceptibilidad	km ²	%
Baja	15,68	32,80
Media	8,08	16,91
Alta	9,07	18,97
Muy Alta	14,97	31,32
Superficie evaluada	47,80	100

4.2.2. Susceptibilidad de Deslizamiento en Rocas

Para deslizamientos en roca, el patrón de distribución de susceptibilidad es similar al de caída de roca, es decir, se asocian susceptibilidades altas a muy altas desde las zonas medias a las cabeceras de las quebradas, áreas donde se encuentran principalmente los afloramientos rocosos o aquellos sectores con suelos con menos de 1 m de profundidad.

En la Figura 4.23 se puede observar que, para este tipo de movimiento, el factor de la orientación de la ladera juega un rol importante. Las laderas con orientación sur, al tener menor exposición al sol poseen una mayor humedad, la que genera un factor desestabilizador en el talud debido a la lubricación de discontinuidades en el macizo. Al contrario, laderas con orientación norte presentan un grado de humedad menor, por su mayor exposición al sol, razón por la cual las discontinuidades presentes se encuentran en condiciones secas, y por lo tanto son relativamente más estables, lo que hace disminuir su grado de susceptibilidad respecto a su contraparte.

Al igual que en el mapa de susceptibilidad de caída de rocas, susceptibilidades medias a bajas se ubican en las zonas donde no existen grandes afloramientos rocosos o la profundidad del suelo es mayor a 1 m, por lo cual el peligro de que ocurra un deslizamiento de roca es baja a nula.

Las zonas de extracción del Plutón La Obra, igualmente, tienen una susceptibilidad media, ya que el nivel de meteorización asociado al tipo de roca, y las condiciones geomorfológicas y geotécnicas asociadas son medianamente favorables para la estabilidad de aquellos taludes rocosos.

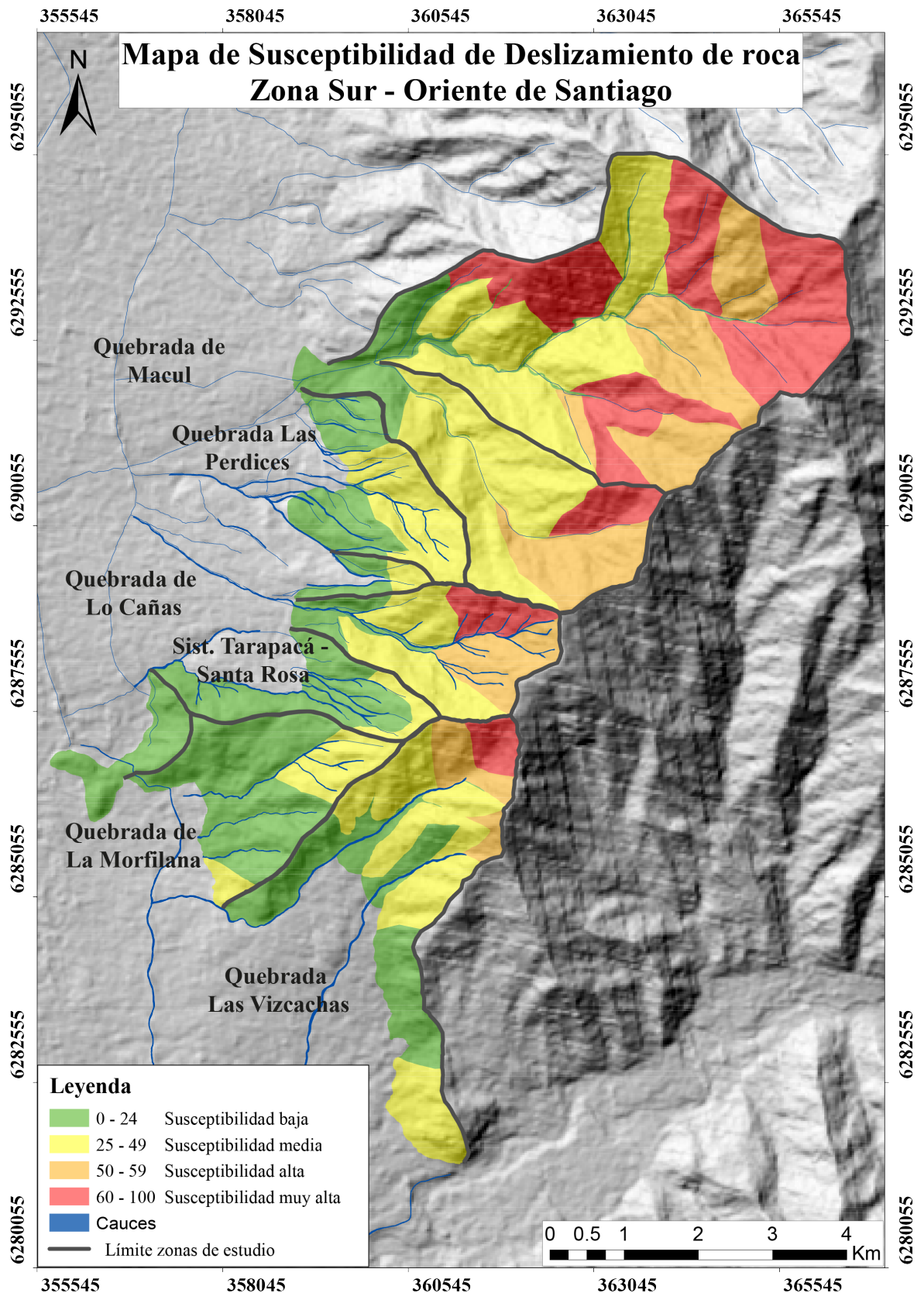


Figura 4.23: Mapa de Susceptibilidad de Deslizamiento en rocas, zona sur oriente de Santiago.

En la Tabla 4.2 se puede observar la distribución de los distintos grados de susceptibilidad, tanto en km^2 como en porcentaje relativo al total de la superficie evaluada. De la distribución de superficies obtenida se puede desprender que la zona presenta mayoritariamente áreas con susceptibilidad media, mientras que las zonas de susceptibilidad alta a muy alta representan un poco más de un 33 % del área total evaluada.

Tabla 4.2: Resumen de susceptibilidad de deslizamiento en rocas en la zona sur oriente de Santiago

Susceptibilidad	km^2	%
Baja	14,04	29,37
Media	17,78	37,19
Alta	7,33	15,35
Muy Alta	8,65	18,09
Superficie evaluada	47,80	100

4.2.3. Susceptibilidad de Deslizamiento de Suelo

Como se puede apreciar en la Figura 4.24, en general, existe una tendencia opuesta de la susceptibilidad de deslizamiento de suelo respecto a caídas y deslizamientos de roca. Las cabeceras de las quebradas se asocian a susceptibilidades medias a bajas en los sectores donde la presencia de afloramientos rocosos domina sobre la cubierta de suelo, dado que la metodología considera que las cubiertas de suelo menores a 1 m sobre afloramientos rocosos no son susceptibles a generar este tipo de fenómeno.

Un rasgo importante a mencionar es que este índice de susceptibilidad asociado a deslizamientos de suelo no discrimina entre deslizamientos superficiales y rotacionales profundos, razón por la cual, sectores con cubiertas mayores a 1 m son susceptibles a generar deslizamientos, tanto como cubiertas de varios metros de espesor.

Otro factor importante a considerar, es que cubiertas de suelos granulares, usualmente son susceptibles a deslizamientos superficiales, mientras que cubiertas de suelo más cohesivos y potentes son susceptibles a deslizamientos rotacionales más profundos por las características del material. Es decir, tanto zonas con acumulaciones detríticas con bajo porcentaje de finos, como zonas con suelos más limosos a arcillosos serán susceptibles por igual en esta metodología, sin discriminar el tipo de proceso por el cual se genera la falla del material (planar o rotacional).

Se observa también que zonas que presentan eventos antecedentes de desestabilización son susceptibles a generar, nuevamente, deslizamientos en las condiciones meteorológicas y sismológicas adecuadas. En este tipo de deslizamiento se puede observar que el factor orientación de la ladera toma un papel secundario en la ponderación de factores respecto a eventos previos de deslizamientos.

En las zonas bajas de las quebradas se observa que la susceptibilidad es media a baja, excepto en zonas con eventos antecedentes y en la zona de la canalización del canal Las Perdices, donde existe un talud de suelo con relativamente alta pendiente, factor que eleva su susceptibilidad a deslizamientos.

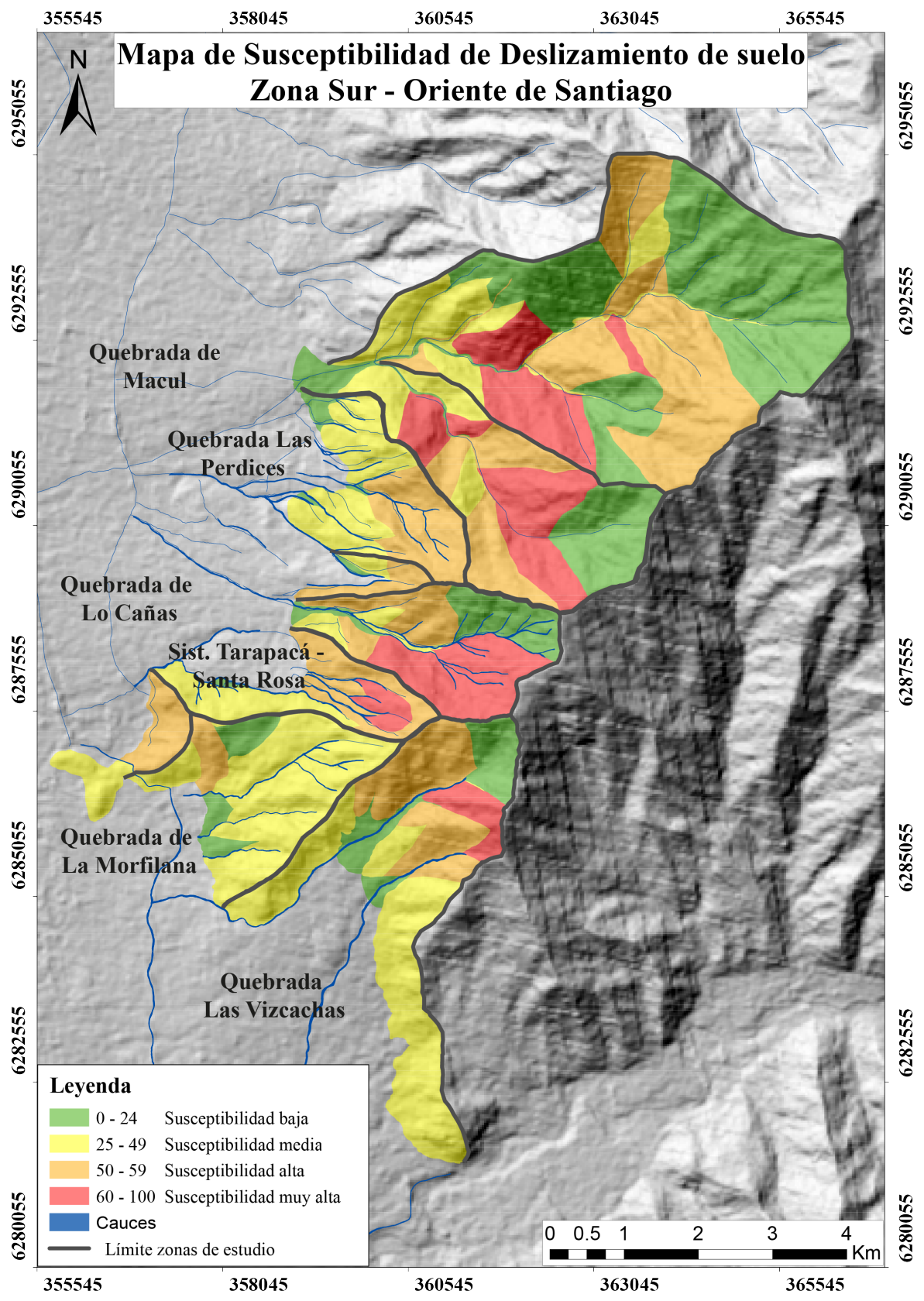


Figura 4.24: Mapa de Susceptibilidad de Deslizamiento de suelo, zona sur oriente de Santiago.

En la Tabla 4.3 se puede observar la distribución de los distintos grados de susceptibilidad, tanto en km² como en porcentaje relativo al total de la superficie evaluada. Se puede observar una distribución más homogénea que en los casos anteriores, pero más de un 43 % del total de la superficie evaluada presenta una susceptibilidad de alta a muy alta.

Tabla 4.3: Resumen de susceptibilidad de deslizamiento de suelo en la zona sur oriente de Santiago

Susceptibilidad	km ²	%
Baja	12,89	26,96
Media	14,30	29,91
Alta	13,78	28,82
Muy Alta	6,84	14,31
Superficie evaluada	47,80	100

4.2.4. Susceptibilidad de Flujos de Detritos

Para flujos de detritos, tal como se observa en la Figura 4.25, zonas con taludes rocosos sin acumulación de detritos por procesos gravitacionales, poseen susceptibilidades bajas para la generación de flujos de detritos. En consecuencia, taludes rocosos, con altas pendientes, que presenten depósitos detríticos no consolidados son altamente susceptibles a la generación de este tipo de eventos en condiciones meteorológicas favorables.

En zonas medias, donde abundan áreas con cubiertas de suelo, ya sea muy delgadas o potentes, existe una susceptibilidad media a alta de generar flujos de detritos. A su vez, se observa que a medida que la densidad de vegetación aumenta, en general, la susceptibilidad del material a generar flujos disminuye, razón por la cual las laderas con orientación al norte poseen una mayor susceptibilidad que las de orientación sur, en general.

Zonas bajas de las quebradas, usualmente asociadas a pendientes menores y vegetación con una mayor densidad, presentan susceptibilidades medias a bajas. En estas mismas laderas, uno de los factores que aumenta la susceptibilidad de la zona es la existencia de depósitos de remociones en masa previos, ya que este material en el caso de eventos relativamente recientes puede poseer un nivel de consolidación bajo, y por ello ser altamente susceptible a ser retransportado.

Para los cauces y depósitos aluviales, en general, las susceptibilidades varían de medias a muy altas, en dependencia de diversos factores. Zonas con mayor susceptibilidad son aquellas que presentan una alta pendiente, ubicadas en los sectores altos de las quebradas. Así mismo el tipo de material y la densidad de vegetación existente en el cauce condiciona de gran manera la susceptibilidad asociada a flujos, es decir, zonas con material granular y con densidad de vegetación baja a nula son altamente susceptibles. En general, se observa que las quebradas de Macul y Lo Cañas, presentan una mayor susceptibilidad que las quebradas aledañas, y que los efectos de un posible flujo pueden ser inmediatos para la ciudad, situación que no ocurre de gran manera en la quebrada Las Vizcachas, donde la zona habitada se encuentra a los pies del abanico aluvial y no inmediatamente después del ápice del abanico.

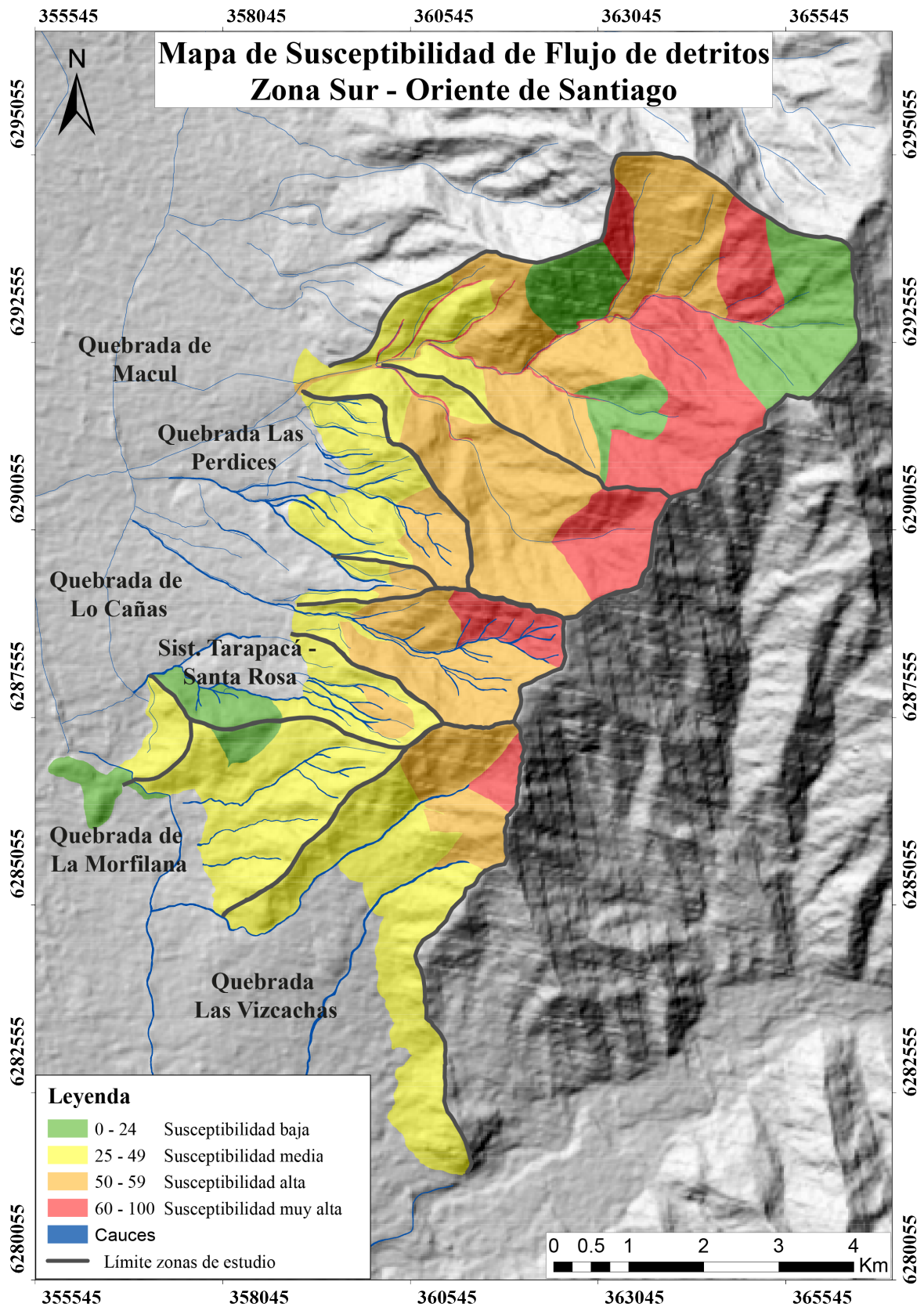


Figura 4.25: Mapa de Susceptibilidad de Flujos, zona sur oriente de Santiago.

En la Tabla 4.4 se puede observar la distribución de los distintos grados de susceptibilidad, tanto en km² como en porcentaje relativo al total de la superficie evaluada. De la distribución de superficies obtenida se puede desprender que la zona presenta mayoritariamente áreas con susceptibilidad media y alta. Las zonas de susceptibilidad alta a muy alta representan un poco más de un 51 % del área total evaluada.

Tabla 4.4: Resumen de susceptibilidad de flujos en la zona sur oriente de Santiago

Susceptibilidad	km ²	%
Baja	6,17	12,91
Media	17,23	36,04
Alta	16,56	34,66
Muy Alta	7,84	16,40
Superficie evaluada	47,80	100

4.3. Susceptibilidad de remociones en masa del Frente Cordillerano de Santiago

A continuación, se presentan los mapas de susceptibilidad de remociones en masa para cada uno de los tipos de remociones en masa para todo el frente cordillerano, éstos consideran los mapas presentados anteriormente, junto con la homologación de los mapas de la quebrada de Apoquindo (Ceballos, 2016), la quebrada San Ramón (Lara, 2007) y las quebradas de la zona centro (Territorio y Ciudad Consultores, 2013). Esta compilación ha sido publicada por Lara et al. (2018) y el artículo se presenta en el Anexo C.

4.3.1. Susceptibilidad de Caída de Rocas

Como se puede observar en la Figura 4.26 zonas muy susceptibles a caídas de rocas se ubican, en general, en las cabeceras de las quebradas y mayormente en las laderas con orientación hacia el norte, excepto en el caso de la quebrada San Ramón, en donde se observa que la susceptibilidad alta se encuentra distribuida con mayor uniformidad. Zonas más bajas y por lo tanto más cercanas a asentamientos humanos se encuentran en zonas con susceptibilidad media a baja.

Gracias a que las zonas con susceptibilidad alta y muy alta se encuentran relativamente lejos de la ciudad, se puede inferir que el peligro asociado a estas caídas, probablemente, no afecte directamente a la población, si no que aporte material a la quebrada. Estos sedimentos pueden ser removilizados en eventos meteorológicos posteriores y, en este caso, afectar a la población.

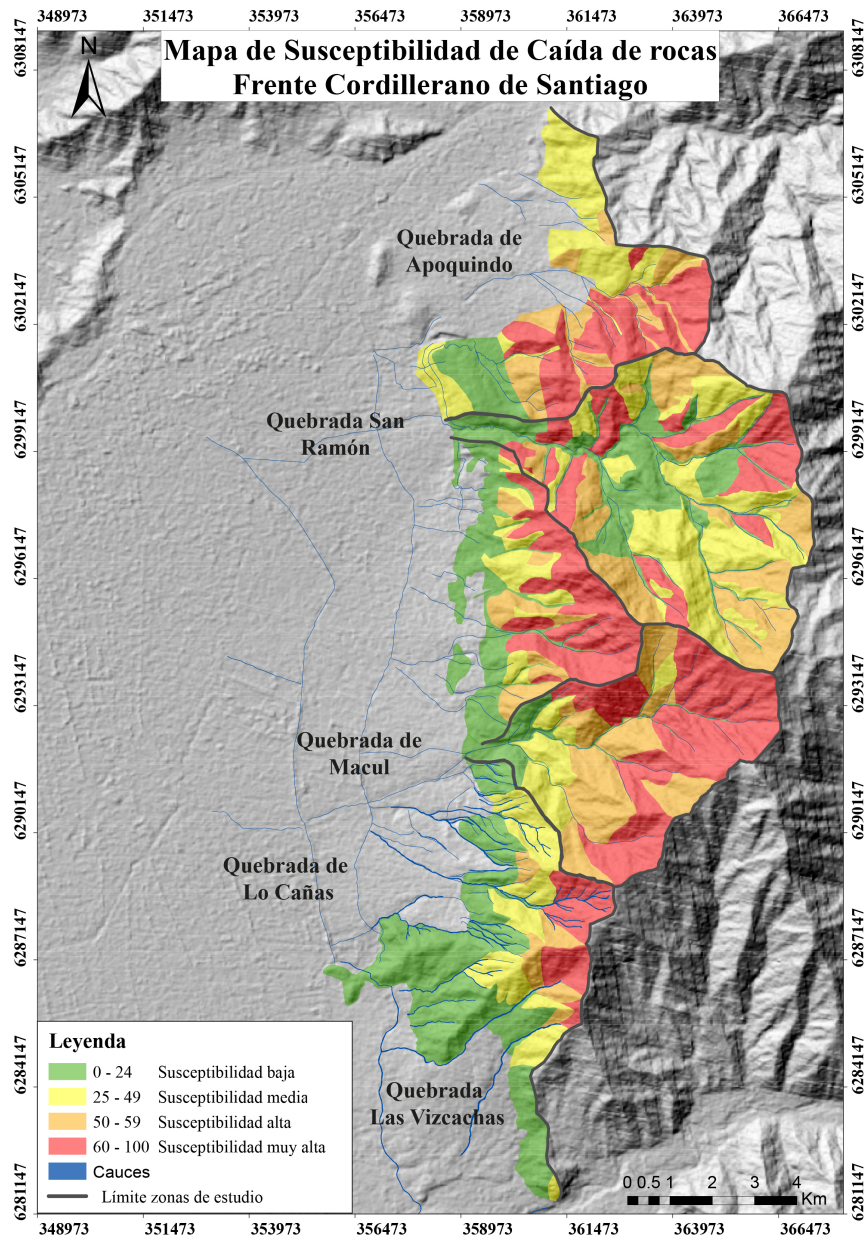


Figura 4.26: Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.

4.3.2. Susceptibilidad de Deslizamiento en Rocas

Como se puede observar en la Figura 4.27 zonas muy susceptibles a deslizamientos en rocas se ubican, en general, en las cabeceras de las quebradas y zonas altas de algunas laderas. La quebrada de Macul es la que presenta una mayor superficie de zonas con susceptibilidad muy alta. Las zonas más bajas de las quebradas, presentan una susceptibilidad media a baja, por lo que no presentan una gran amenaza para la población.

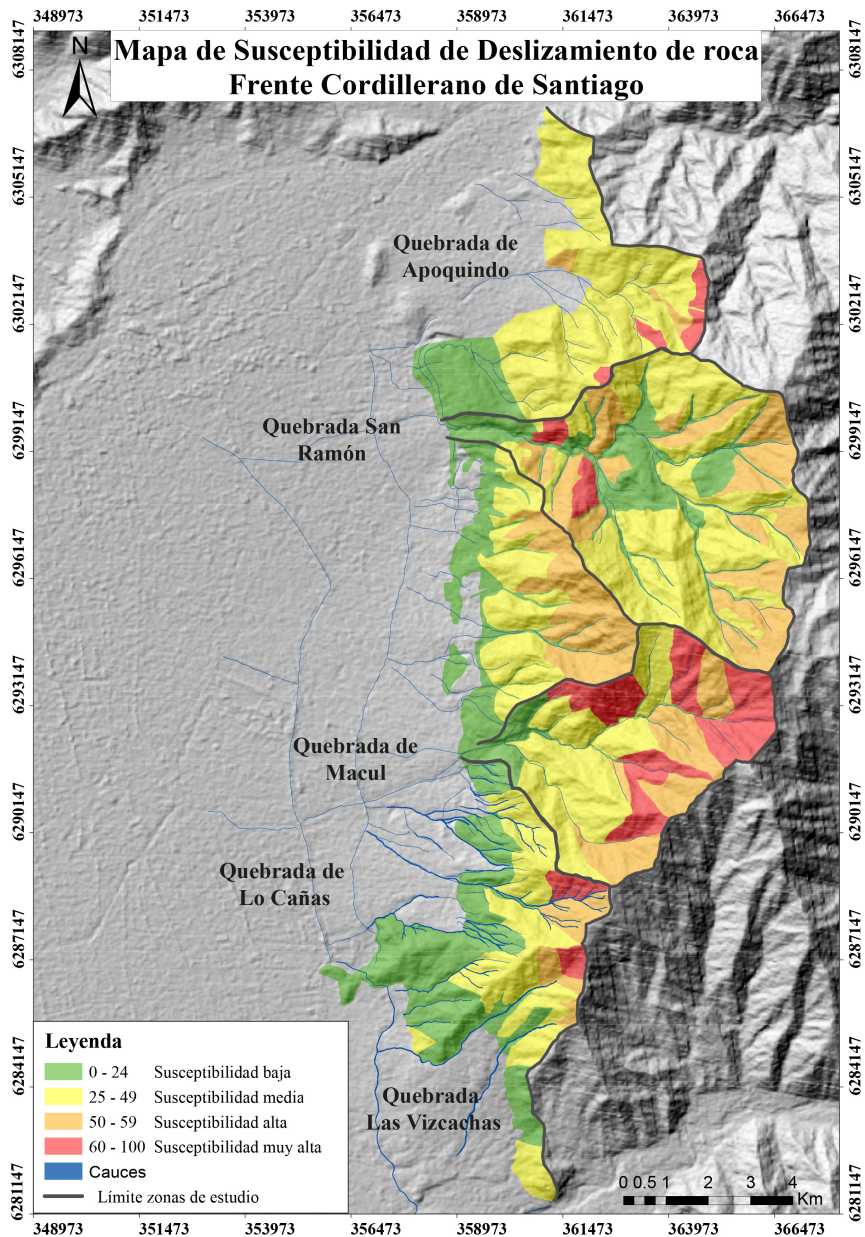


Figura 4.27: Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.

4.3.3. Susceptibilidad de Deslizamiento de Suelo

Como se puede observar en la Figura 4.28 zonas muy susceptibles a deslizamientos de suelo se ubican en las zonas medias de las quebradas, debido a que las zonas altas corresponden a afloramientos rocosos. En general, la distribución de las zonas susceptibles permite que la mayor parte de la población no se vea afectada directamente por estos eventos, excepto las laderas entre las quebradas de Lo Cañas y Las Vizcachas, que por su alta pendiente sí es susceptible a deslizamientos y puede afectar directamente a las personas.

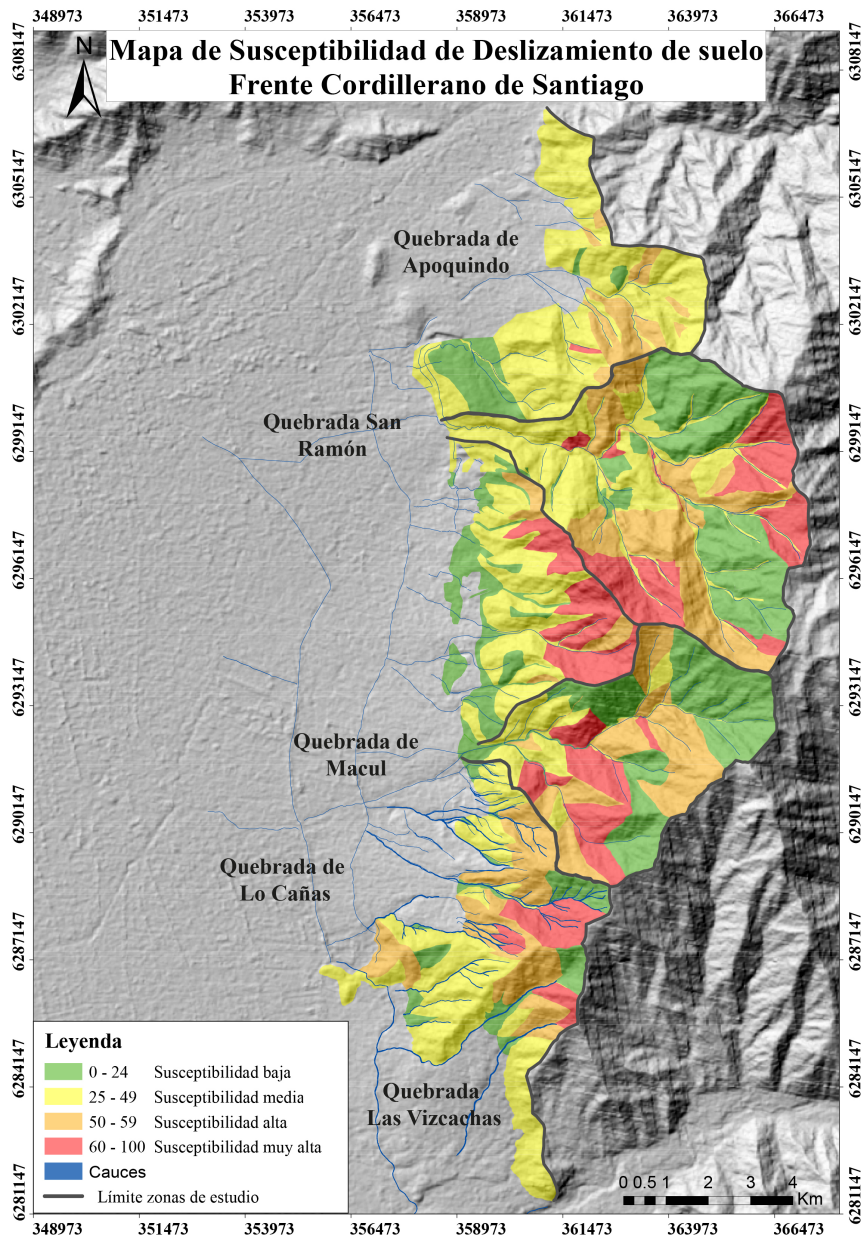


Figura 4.28: Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.

4.3.4. Susceptibilidad de Flujos de Detritos

Como se puede observar en la Figura 4.29 las zonas muy susceptibles a generar flujos de detritos se distribuyen en las zonas altas y medias de las quebradas, debido a que tanto afloramientos rocosos, como laderas con presencia de suelo pueden aportar material o incluso generar deslizamientos someros que se pueden fluidizar desencadenando un evento de este tipo. A pesar de que la mayoría de las quebradas son capaces de generar flujos de detritos en las cabeceras, no todos estos flujos tienen la potencia para poder arribar a la ciudad sin que exista un aporte en zonas medias a bajas, situación que ocurre fácilmente en las quebradas de San Ramón, Macul y Lo Cañas.

Es importante notar que cualquier tipo de suelo no consolidado es susceptible a ser removilizado si existe una cantidad de agua crítica, por lo que se debe tener especial cuidado con zonas con depósitos recientes de remociones en masa, conos de deyección producto de caídas de rocas y el material presente en el cauce de la quebrada. Estos eventos tienen el potencial para afectar de manera directa a la población en la mayoría de los casos, ya sea con flujos de alta concentración, inundaciones y/o interrupción del suministro de agua potable.

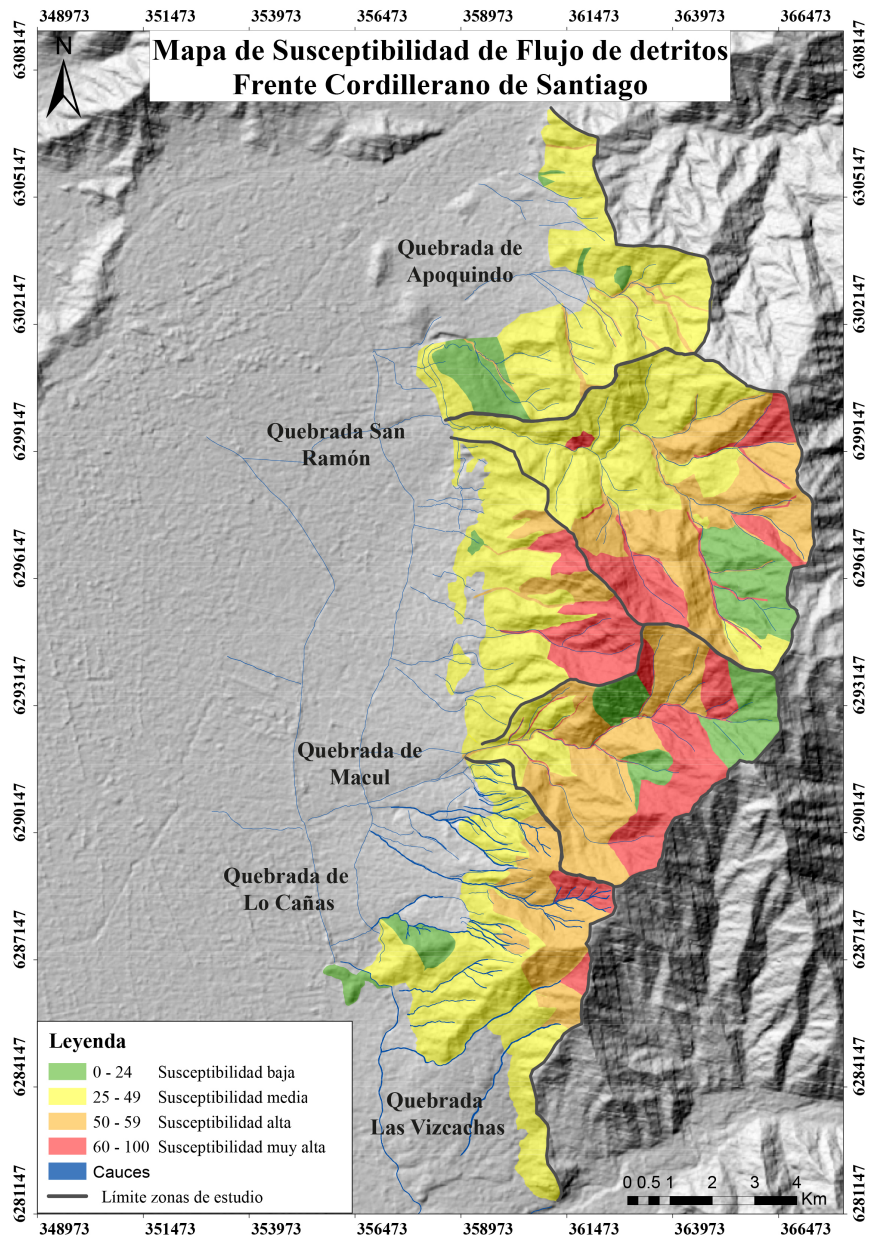


Figura 4.29: Zona Sur Oriente de Santiago, en amarillo se muestran los límites de cada quebrada y su nombre.

5. Calibración de Modelos de simulación

5.1. Antecedentes del evento de 1993

El 3 de mayo de 1993 se generaron una serie de flujos en la zona oriente de Santiago. Los flujos de mayor magnitud se originaron en las quebradas de Macul y San Ramón (Naranjo y Varela, 1996), mientras que en la quebrada de Lo Cañas se reportó un flujo de detritos de menores magnitudes (Sepúlveda, 1998; Sepúlveda y Rebolledo, 2000). Las zonas afectadas se pueden observar en la Figura 5.1.

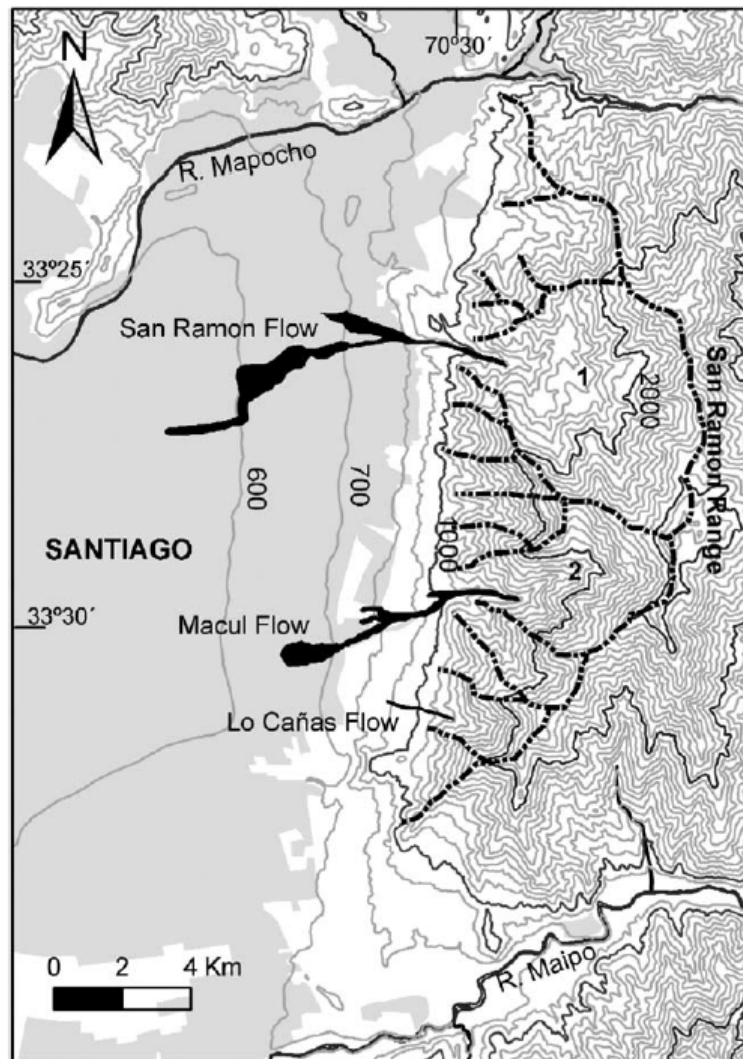


Figura 5.1: Mapa de la zona oriente de Santiago donde se aprecian las zonas de deposición de los flujos ocurridos en 1993 y los límites de las cuencas hidrográficas del frente cordillerano de la ciudad. (1) Quebrada de San Ramón. (2) Quebrada de Macul. Las curvas de nivel representan intervalos de 100 m. Extraído de Sepúlveda et al. (2006a).

Los eventos fueron desencadenados por un sistema frontal que produjo precipitaciones intensas en la Precordillera de Chile Central, junto a condiciones cálidas de la tropósfera asociadas al fenómeno El Niño (Garreaud y Rutllant, 1996). Las precipitaciones iniciaron el día 2 de mayo en la tarde, donde se reportaron menos de 10 mm. Éstas se mantuvieron hasta el medio día del 3 de mayo, donde a pesar de que el total de precipitaciones en Santiago fue alrededor de 30 mm, la intensidad alcanzó un máximo de 12 mm/hr a las 11:00 hrs, lo que era esperable sólo cada 25 años (Garreaud y Rutllant, 1996).

Debido al control orográfico, el promedio de precipitaciones en las cuencas hidrográficas de las quebradas de Macul y San Ramón fue de 67 mm/día con intensidades que alcanzaron hasta los 18 mm/hr (Lara, 1996). Los valores reportados son mayores al umbral de precipitación de 60 mm/día determinado por Hauser (1985) para la generación de flujos de detritos en la precordillera a la altura de Santiago, o de la relación intensidad-duración determinada por Caine (1980). Además, condiciones troposféricas anómalas asociadas a masas de aire tropical generaron que la isoterma 0 °C ascendiera desde su valor promedio (2.600 m s.n.m.) a 4.000 m s.n.m. a las 20:00 hrs el 2 de mayo y descendiera a 3.850 m s.n.m. a las 8:00 hrs el día 3 de mayo. Estas condiciones anómalas poseían un periodo de retorno de aproximadamente 10 años (Garreaud y Rutllant, 1996).

El 3 de mayo, las precipitaciones intensas sobre materiales parcialmente saturados por las lluvias del mes anterior y en zonas precordilleranas de alta pendiente donde usualmente se observan precipitaciones sólidas generaron flujos en varias partes de la zona central de Chile (ONEMI, 1995). De acuerdo a organismos gubernamentales, 26 personas fallecieron y 8 fueron reportadas como desaparecidas. Más de 5.000 casas fueron dañadas o inundadas, y 307 fueron destruidas. Este evento afectó a más de 28.000 personas, pero los daños pudieron haber sido aún mayores si el fenómeno hubiese ocurrido en horas no laborales, debido a que las zonas afectadas son mayoritariamente residenciales. ONEMI (1995) estimó que los costos asociados ascienden a aproximadamente a 5 millones de dólares.

5.1.1. Flujo de detritos en Quebrada de Macul

El 3 de mayo de 1993 se desencadenó un evento de flujo de detritos en la quebrada, consistente en dos pulsos que arribaron a la ciudad con minutos de diferencia. Este evento causó varias pérdidas, tanto humanas como materiales, junto con el impacto psicológico sobre la población. Naranjo y Varela (1996) realizan una cronología del evento (Tabla 5.1) en donde definen los dos pulsos que llegaron a la ciudad con solo segundos de diferencia, pero con intensidades distintas, para luego tomar un aspecto similar al de grandes crecidas o inundaciones.

Tabla 5.1: Cronología del evento en quebrada de Macul (Naranjo y Varela, 1996)

	Inicio	Fin	Velocidad	Altura
Pulso 1	11:40	11:50	4.16 m/s	<1.2 m
Pulso 2	11:50	12:15	8.3 m/s	>3.0 m

Se ha realizado una recopilación de antecedentes presentes en informes y reportes realizados por distintos autores. Se han calculado, cuando es posible, los caudales peak totales y los volúmenes del depósito, para ello se utiliza la ecuación 5.1 propuesta por Jan et al. (2003).

$$Q_t = \frac{Q_w}{(1 - C_V)} \quad (5.1)$$

En la cual se asume que el caudal líquido (Q_w) y la concentración volumétrica de sólidos (C_V) corresponden a los máximos, por lo cual se puede calcular el caudal peak en el ápice del abanico. El resumen de estos datos se presenta a continuación en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2: Antecedentes Quebrada de Macul (Q_l : caudal líquido, Q_s : caudal sólido y Q_t : caudal peak total; V_s : volumen de sólidos y V_T : volumen total del flujo).

Referencia	Caudal [m^3/s]			Volumen [m^3]		C_V [%]
	Q_l	Q_s	Q_t (5.1)	V_s	V_T	
Montserrat (2005)	-	-	80	840.000	~2.210.000	38
AC Ingenieros Consultores (1993)	55	34	89	-	-	38
DICTUC (1993)	72	48	120	345.600	864.000	40
Edwards (1993)	60	30	90	-	-	33
Naranjo y Varela (1996)	-	-	-	-	>1.650.000	-

Como se puede observar en la Tabla 5.2, las concentraciones volumétricas de sedimentos no superan el 40 %, por lo cual, según Sepúlveda (1998) y Jakob y Hungr (2005), el evento corresponde a un flujo hiperconcentrado. Además, el gran volumen y extensión del depósito hacen posible la utilización de las fórmulas destinadas a lahares, los cuales presentan características similares.

En la Figura 5.2 se presenta la zona de inundación delimitada por Naranjo y Varela (1996), la cual se obtuvo en las horas posteriores al evento y se considera, en este trabajo, como uno de los parámetros más importantes para realizar la calibración del evento. A continuación se presentan los datos existentes en la literatura y diversos métodos para poder calcular los parámetros de entrada para los modelos.



Figura 5.2: Distribución generalizada del flujo de detritos de la Quebrada de Macul. Extraído de Naranjo y Varela (1996).

5.1.1.1. Densidad del flujo

En base a los datos recopilados en la Tabla 5.2, se determina que la concentración de sólidos más probable corresponde a 38 %. Sepúlveda (1998) propone que los flujos de detritos con concentraciones superiores a 50 % poseen densidades comprendidas entre 1,8 - 2,3 g/cm³ y para concentraciones entre 20 % a 50 %, densidades de 1,33 - 1,8 g/cm³. La ecuación 5.2 corresponde a la línea de tendencia obtenida con los datos anteriormente mencionados.

$$\rho = 0.0157C_V + 1.0167 \quad (5.2)$$

Acorde a estos datos, la densidad corresponde a 1.613 kg/m³ para una concentración de 38 %.

5.1.1.2. Velocidad

Según la Tabla 5.1, las velocidades del pulso más intenso son de aproximadamente 8,3 m/s en la zona urbana, basadas en observaciones de pobladores del sector, sin embargo, la velocidad del primer pulso es más baja (4,2 m/s). Haciendo el supuesto de que la velocidad es más alta en el ápice del abanico y como en una primera instancia se modelan ambos pulsos juntos, se determinan dos casos, uno mínimo donde la velocidad en el ápice del abanico sería de 7,5 m/s y otro caso máximo donde la velocidad en ápice correspondería a 8,5 m/s.

5.1.1.3. Caudal peak

La hoya hidrográfica de la quebrada de Macul corresponde a una cuenca con material limitado, por lo que para evaluar el caudal peak Bovis y Jakob (1999) desarrollaron la siguiente ecuación:

$$\log(Q_{\max}) = -0.77 + 1.66Z_T + 0.30A_{\%} \quad (5.3)$$

donde:

- Z_T Diferencia entre el punto más alto y más bajo de la cuenca [km]
 $A_{\%}$ Porcentaje de superficie de la cuenca que contribuye con detritos [%]

En este caso, Z_T equivale a 2.19 km (datos en la Tabla 5.3) y si se considera un aporte sedimentario de la cuenca ($A_{\%}$) que varía entre 0 - 10 %, el caudal estimado con la ecuación 5.3 fluctúa entre 719,61 m³/s a 771,08 m³/s, con un valor promedio de 745 m³/s, equivalente a un 5 % de aporte sedimentario de la totalidad de la cuenca.

Tabla 5.3: Información Geográfica de la Quebrada de Macul, obtenida mediante software SIG

Dato	Valor
Área cuenca hidrográfica [m ²]	25.570.000
Altura máxima [m s.n.m.]	3.225
Altura ápice [m s.n.m.]	1.040
Coordenada E ápice	360.268,29
Coordenada N ápice	6.292.305,57
Relación H/L	0.35

El caudal peak calculado mediante el método anterior corresponde a un valor medio de 745 m³/s, el que también se puede validar con el segundo método, correspondiente al cálculo de la descarga peak de un cauce con la ecuación 5.4:

$$Q_{\max} = A_{\max}v_t \quad (5.4)$$

donde:

- A_{\max} Máxima sección transversal del flujo [m²]
 v_t velocidad durante la máxima sección transversal [m/s]

En este caso se calculan las secciones transversales ubicadas en el ápice del abanico, asumiendo que ésta será la sección máxima antes de la depositación del flujo (Figura 5.3). La altura elegida en este caso varía entre 2.5 m y la máxima altura que alcanza el flujo, es decir, 3 m, las áreas de las secciones transversales son aproximadas a la forma de un trapecio. Los datos recopilados se presentan en la Tabla 5.4. Alturas mayores se descartan debido a que las áreas generan caudales muy altos, los que no son comparables con ningún otro método.

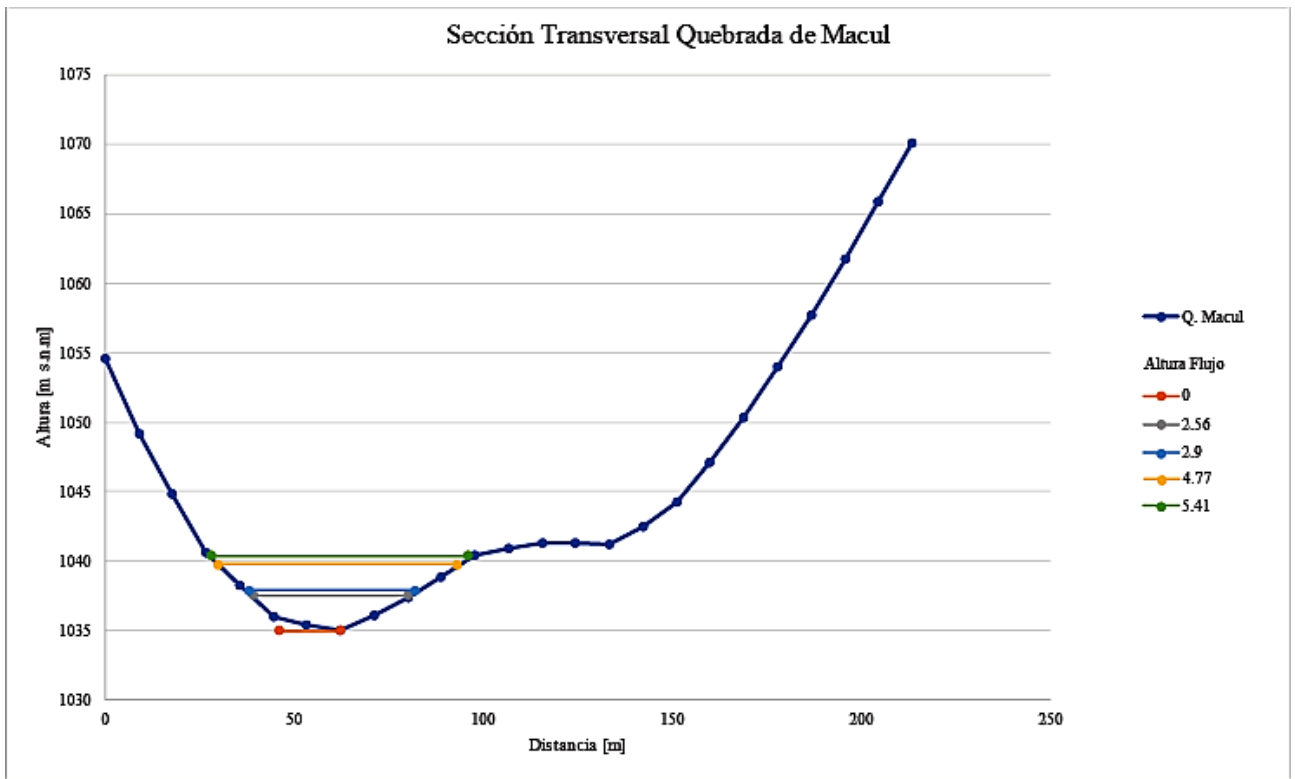


Figura 5.3: Sección transversal de la zona apical de la quebrada de Macul.

Tabla 5.4: Secciones transversales Quebrada de Macul

Altura del flujo	Área sección transversal	Caudal peak flujo[m ³ /s]	
		v = 7,5 m/s	v = 8,5 m/s
2,5 m	72,9 m ²	547	620
2,8 m	82,7 m ²	620	703
3 m	87,6 m ²	657	745

El caudal está calculado con las dos velocidades previamente mencionadas (7,5 y 8,5 m/s). Mediante los dos métodos se puede al menos suponer que el caudal probablemente se encuentre entre los 550 m³/s a los 745 m³/s, siendo este último el que se evaluará para el escenario máximo.

5.1.1.4. Volumen total

Debido a la baja cantidad de datos de espesor en el depósito del flujo, no es posible estimar, de manera confiable, una altura media para así inferir un volumen. El área del depósito del evento es 1.250.000 m², delimitado con el área descrita por Naranjo y Varela (1996) (Figura 5.2), por lo que asumiendo un espesor promedio de 1 m de material, el volumen mínimo del evento es de 1.250.000 m³.

Dados los datos presentados en la Tabla 5.2, se puede asumir que el volumen fluctúa entre 1.650.000 m³ (Naranjo y Varela, 1996) y 2.200.000 m³ (Montserrat, 2005).

Otro método consiste en calcular el volumen mediante fórmulas empíricas que se muestran en la Tabla 5.5, donde los volúmenes totales están calculados con un caudal de 745 m³/s, correspondiente al escenario máximo.

Tabla 5.5: Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas.

Referencia	Fórmula	Volumen [m ³]	Observación
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.135V^{0.78}$	62.691,45	Flujo de detritos granular
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.019V^{0.79}$	661.075,66	Flujo de detritos viscoso
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.006V^{0.83}$	1.471.962,00	Flujo de detritos volcánico
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.001V^{0.87}$	3.979.201,96	Flujo de detritos volcánico
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.04V^{0.90}$	55.533,04	Flujo de detritos granular
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.003V^{1.01}$	219.593,17	Flujo de detritos volcánico
Rickenmann (1999)	$Q_p = 0.1V^{0.83}$	46.264,57	Flujo de detritos granular

Como se puede observar en la tabla anterior, los volúmenes empíricos asociados a flujos de detritos no volcánicos con el caudal de 745 m³/s son extremadamente bajos para los que se estimaron para el evento. Esto puede deberse a que usualmente los flujos de detritos inundan áreas planimétricas más pequeñas, pero con mayores espesores y poseen una menor movilidad que flujos con menores concentraciones volumétricas de sólidos (Iverson et al., 1998). Este no es el caso del evento de 1993, el cual presentó concentraciones menores a 40 % y un área de inundación relativamente grande, por lo que se pueden utilizar las fórmulas empíricas de Jitousono et al. (1996), destinadas a flujos de detritos volcánicos, los cuales usualmente son flujos hiperconcentrados, en este caso corresponde a un volumen entre 1.471.962 m³ a 3.979.201,96 m³, con un valor medio de 2.725.582 m³.

Se realiza el procedimiento inverso para encontrar el caudal correspondiente a 2.200.000 m³ con las fórmulas de Jitousono et al. (1996), dando como resultado un caudal promedio de aproximadamente 620 m³/s, valor que está dentro del rango entre los cuales se determinó que podía estar el caudal, por lo que se considera como el escenario menor para las simulaciones.

Debido a que se cuenta con los datos estimados desde terreno (Tabla 5.2) y los valores estimados con las fórmulas empíricas (Tabla 5.5), se generan dos escenarios, en donde se asume el valor mínimo probable como 2.200.000 m³ asociado a un caudal de 620 m³/s y un máximo probable de 2.725.000 m³ asociado a un caudal de 745 m³/s. Un resumen con los volúmenes y espesores asociados se muestra a continuación en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6: Volúmenes y espesores flujo en quebrada de Macul 1993.

Dato	Escenario 1 (620 m ³ /s)	Escenario 2 (745 m ³ /s)
Volumen máximo [m ³]	2.200.000	2.725.000
Espesor promedio [m]	1,76	2,18

Además, utilizando las relaciones empíricas determinadas por Iverson et al. (1998), en donde se relaciona el área inundada con el volumen del evento ($1.250.000 \text{ m}^2$), como se puede ver a continuación en la ecuación 5.5, se pueden estimar los coeficientes asociados a cada uno de estos volúmenes, necesarios para las simulaciones con el programa LAHARZ. Un resumen de estos datos se presenta en la Tabla 5.7

$$B = c_2 V^{2/3} \quad (5.5)$$

Tabla 5.7: Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de Macul

Volumen de simulación [m^3]	Coficiente c_2
2.200.000 m^3	73,9
2.725.000 m^3	64,1

5.1.1.5. Datos de simulación

Se presentan a continuación los datos de entrada para las simulaciones del evento de 1993 en la quebrada de Macul para el programa RAMMS (Tabla 5.8) y para el programa LAHARZ (Tabla 5.9).

Tabla 5.8: Resumen datos de entrada Macul 1993 para RAMMS

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Volumen [m^3]	2.200.000	2.725.000
Densidad [kg/m^3]	1.613	1.613
Velocidad ápice [m/s]	7,5	8,5
Caudal máximo [m^3/s]	620	745

Tabla 5.9: Resumen datos de entrada Macul 1993 para LAHARZ

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Área de inundación [m^2]	1.250.000	1.250.000
Volumen simulación [m^3]	2.200.000	2.725.000
Relación H/L	0,35	0,35
Coficiente c_2	73,5	64,1

5.1.2. Flujo de barro en Quebrada San Ramón

Se entregan diversos métodos para poder calcular los parámetros de entrada para los modelos, asumiendo en muchos casos, datos similares a los de la quebrada de Macul, debido a la escasa información sobre el evento en la zona.

El flujo de la quebrada de San Ramón corresponde a un flujo de barro según Naranjo y Varela (1996), el que nace de manera similar al de quebrada de Macul, pero debido a la menor pendiente de la cuenca hidrográfica, deposita la mayor parte de su carga gruesa en la zona media de la quebrada, previo al ápice del abanico aluvial. Posteriormente, al erosionar y asimilar los materiales finos del pozo Calvo, se transforma en un flujo de barro que inunda aproximadamente $3.995.000 \text{ m}^2$, la cual se obtiene con la delimitación generada por Naranjo y Varela (1996) que se puede observar en la Figura 5.4.

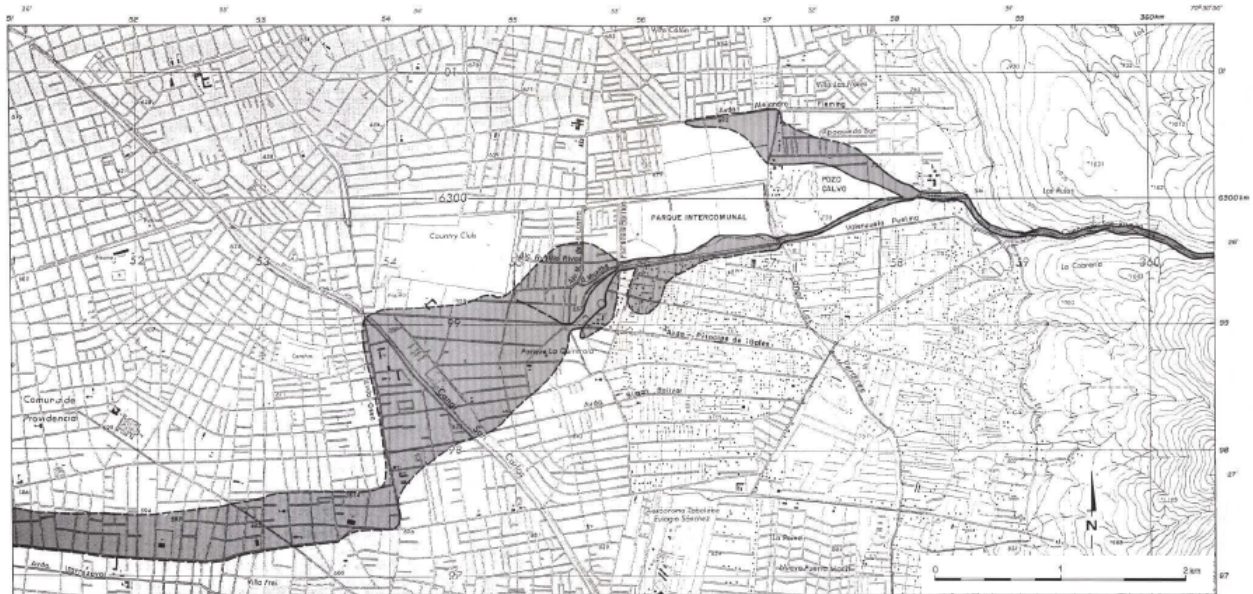


Figura 5.4: Distribución del flujo de barro de la Quebrada San Ramón. Extraído de Naranjo y Varela (1996).

5.1.2.1. Densidad del flujo

Como no se tienen datos específicos asociados a las densidades de este flujo, ni tampoco sobre las concentraciones de sólidos, se asumen los mismos datos de entrada que los del flujo de detritos de la quebrada de Macul, es decir, 1.613 kg/m^3 para una concentración de sólidos de 38 %. Esto es posible debido a que a pesar de las diferencias de tamaño del material de estos fenómenos, la composición, densidades y concentraciones probablemente sean similares.

5.1.2.2. Caudal peak

Como no se conoce la información respecto a al velocidad del flujo en el ápice de la quebrada, el primer método para estimar el valor consiste en evaluar el caudal peak para cuencas con material limitado. En este caso, Z_T equivale a 2,41 km (datos en la Tabla 5.10) y si se considera un $A\%$ que fluctúa entre 0 - 10 %, el caudal estimado con la ecuación 5.3 varía entre $1.720,20 \text{ m}^3/\text{s}$ a $1.843,23 \text{ m}^3/\text{s}$, con un promedio de $1.780,66 \text{ m}^3/\text{s}$, equivalente a un 5 % de aporte sedimentario de la cuenca, metodología similar a la utilizada en la quebrada de Macul.

Tabla 5.10: Información geográfica de la Quebrada de San Ramón, obtenida mediante software SIG

Dato	Valor
Área cuenca hidrográfica [m ²]	38.500.000
Altura máxima [m s.n.m.]	3.253
Altura ápice [m s.n.m.]	840
Coordenada E ápice	359.199,98
Coordenada N ápice	6.299.684,54
Relación H/L	0.26

Para calcular la descarga peak del cauce con la ecuación 5.4, se calcula el área de las secciones transversales ubicadas en el ápice del abanico (Figura 5.5). Según la información recopilada en Naranjo y Varela (1996), se define una ola de 6 m de altura que destruyó las instalaciones de EMOS previo al ápice del abanico. La segunda altura considerada es el mínimo que se estima pudo haber fluido en esta sección transversal. En este caso se verifica cual es la velocidad que debe tener el flujo para poder alcanzar un caudal de 1780 m³/s obtenido con el método previo, además de verificar los valores con una velocidad de 8,5 m/s utilizada en el caso de la quebrada de Macul. Los datos recopilados se presentan en la Tabla 5.11. Alturas mayores se descartan debido a que las áreas generan caudales muy altos, los que no son comparables con ningún otro método.

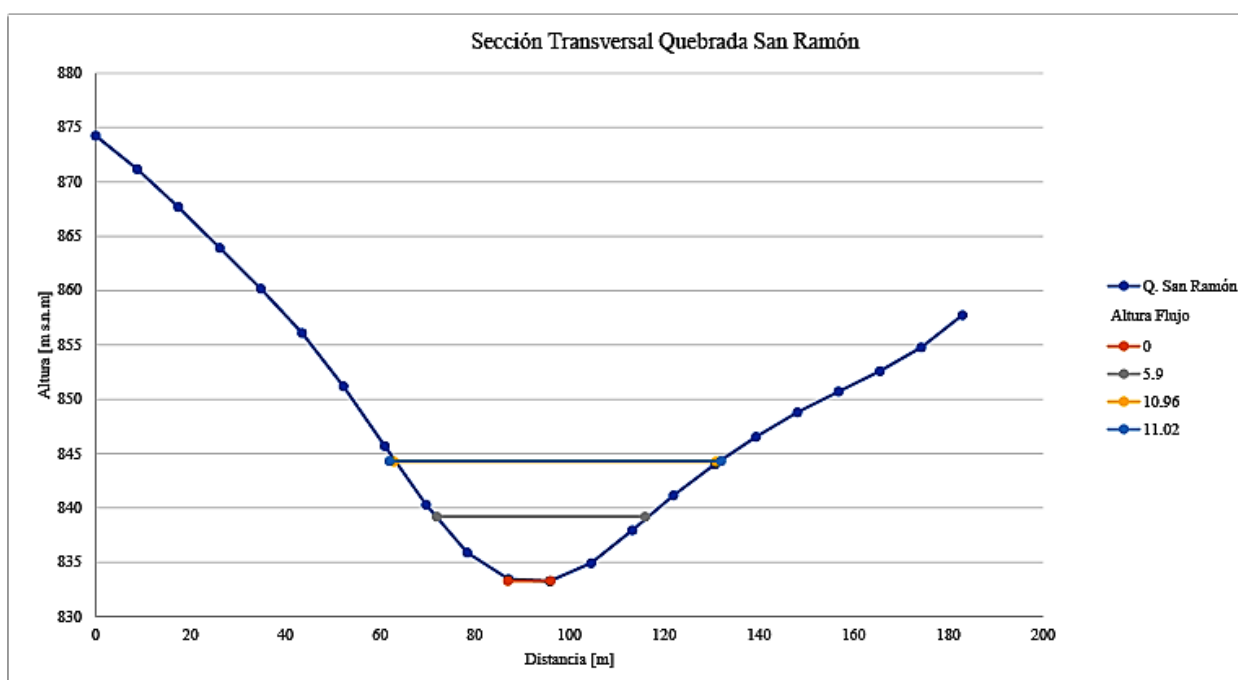


Figura 5.5: Sección transversal de la zona apical de la quebrada de San Ramón.

Tabla 5.11: Secciones transversales Quebrada de San Ramón

Altura del flujo	Área sección transversal	Caudal peak flujo [m ³ /s]	
		v = 8,5 m/s	v = 11,49 m/s
6 m	155 m ²	1.317,5	1.780.66
5 m	120 m ²	1.020	1.37857

Es importante mencionar que el flujo de quebrada de San Ramón posee un volumen inicial mayor que el de Macul, por lo que para la misma cantidad de tiempo, los caudales deben ser más altos que los estimados para la quebrada anterior. Finalmente se proponen dos escenarios, uno correspondiente a un caudal de simulación de $1.318 \text{ m}^3/\text{s}$, consistente con una velocidad de $8,5 \text{ m/s}$ para una altura de 6 m . El segundo escenario corresponde a un caudal de $1.780 \text{ m}^3/\text{s}$, para una altura de 6 m y una velocidad de $11,5 \text{ m/s}$.

5.1.2.3. Velocidades

Con la información estimada anteriormente, se tienen dos casos para las velocidades, asumir la misma velocidad que la quebrada de Macul, es decir, $8,5 \text{ m/s}$ y el otro caso es asumir la velocidad estimada con el caudal de $1.780 \text{ m}^3/\text{s}$, la que corresponde a $11,5 \text{ m/s}$.

5.1.2.4. Volumen total

Al igual que en Macul, se determina el área del depósito del evento, correspondiente a $3.995.000 \text{ m}^2$ con la delimitación de Naranjo y Varela (1996), por lo que asumiendo un espesor promedio de 1 m , el volumen estimado del evento es $3.995.000 \text{ m}^3$.

El otro método consiste en calcular el volumen mediante fórmulas empíricas que se muestran en la Tabla 5.12, donde los volúmenes totales están calculados con un caudal de $1.318 \text{ m}^3/\text{s}$ para el volumen del escenario 1 y $1.780 \text{ m}^3/\text{s}$ para el escenario 2.

Tabla 5.12: Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas quebrada de San Ramón.

Referencia	Fórmula	Vol. 1 [m^3]	Vol. 2 [m^3]	Observación
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.135V^{0.78}$	130.271,15	191.496,94	F. granular
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.019V^{0.79}$	1.361.08,25	1.990.975,96	F. viscoso
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.006V^{0.83}$	2.924.437,69	4.198.436,70	F. volcánico
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.001V^{0.87}$	7.666.137,42	10.828.838,53	F. volcánico
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.04V^{0.90}$	104.674,13	146.165,36	F. granular
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.003V^{1.01}$	386.300,18	520.160,51	F. volcánico
Rickenmann (1999)	$Q_p = 0.1V^{0.83}$	91.992,73	132.125,90	F. granular

Como se realizan supuestos similares a los realizados en Macul, se adoptan las fórmulas de Jitousono et al. (1996), destinadas a flujos de detritos volcánicos, en este caso se estiman volúmenes entre $2.924.438 \text{ m}^3$ a $7.666.137 \text{ m}^3$, con un valor medio de $5.295.288 \text{ m}^3$ para el primer escenario; y entre $4.198.436,70 \text{ m}^3$ y $10.828.838,53 \text{ m}^3$, con un valor medio de $7.513.638 \text{ m}^3$ para el segundo escenario.

Debido a que el evento corresponde a un flujo de barro y se asume un espesor promedio de 1 m , se adopta como volumen mínimo de simulación $3.995.000 \text{ m}^3$ para ambos escenarios, y

para los volúmenes máximos se adoptan los valores medios estimados con las fórmulas empíricas anteriormente mencionados, como se puede apreciar en la Tabla 5.13.

Tabla 5.13: Volúmenes y espesores flujo en quebrada de San Ramón 1993.

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Volumen mínimo [m ³]	3.995.000	3.995.000
Espesor promedio [m]	1,00	1,00
Volumen máximo [m ³]	5.295.000	7.515.000
Espesor promedio [m]	1,33	1,88

Además, utilizando la ecuación 5.5 definida por Iverson et al. (1998), se puede estimar el coeficientes asociado a dichos volúmenes, como se puede apreciar en la Tabla 5.14.

Tabla 5.14: Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de San Ramón

Volumen de simulación [m³]	Coficiente c₂
3.995.000 m ³	158,7
5.295.000 m ³	131,5
7.515.000 m ³	104,1

5.1.2.5. Datos de simulación

En la Tabla 5.15 se presentan los datos de entrada para las simulaciones del evento de 1993 en la quebrada de San Ramón para el programa RAMMS y en la Tabla 5.16 se presentan los datos para el programa LAHARZ.

Tabla 5.15: Resumen datos de entrada San Ramón 1993 para RAMMS

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Volumen mínimo [m ³]	3.995.000	3.995.000
Volumen máximo [m ³]	5.295.000	7.515.000
Densidad [kg/m ³]	1.613	1.613
Velocidad ápice [m/s]	8,5	11,5
Caudal máximo [m ³ /s]	1.318	1.780

Tabla 5.16: Resumen datos de entrada San Ramón 1993 para LAHARZ

Dato	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3
Área de inundación [m ²]	3.995.000	3.995.000	3.995.000
Volumen simulación [m ³]	3.995.000	5.295.000	7.515.000
Relación H/L	0,26	0,26	0,26
Coficiente c ₂	158,7	131,5	104,1

5.1.3. Flujo de detritos en Quebrada de Lo Cañas

A continuación se entregan diversos métodos para poder calcular los parámetros de entrada para ambos modelos, asumiendo que el flujo en esta quebrada fue mucho menor que los ocurridos en las quebradas anteriormente nombradas. Debido a la limitada información existente en la zona, se asume, al igual que en los otros casos, parámetros y metodologías similares.

El flujo de la quebrada Lo Cañas corresponde a un flujo de detritos de concentración volumétrica aproximada de 50 % y mayor viscosidad, determinado por los grandes levées depositados (Sepúlveda, 1998), el cual alcanzó una velocidad de 18,5 m/s a los 1350 ms.n.m, generó un depósito de lodo y bloques de 30 cm de aproximadamente 0,5 m de espesor y tuvo un volumen estimado de depósito entre 168.000 a 180.000 m³ (Sepúlveda, 1998; Sepúlveda y Rebolledo, 2000). Además, se estima que los volúmenes disponibles a ser transportados son relativamente pequeños, debido a la menor superficie de la hoya hidrográfica, en comparación a las hoyas de las quebradas de Macul y San Ramón (Sepúlveda y Rebolledo, 2000). Se presenta, también, la zona de inundación considerada para la calibración de las simulaciones (Figura 5.6).

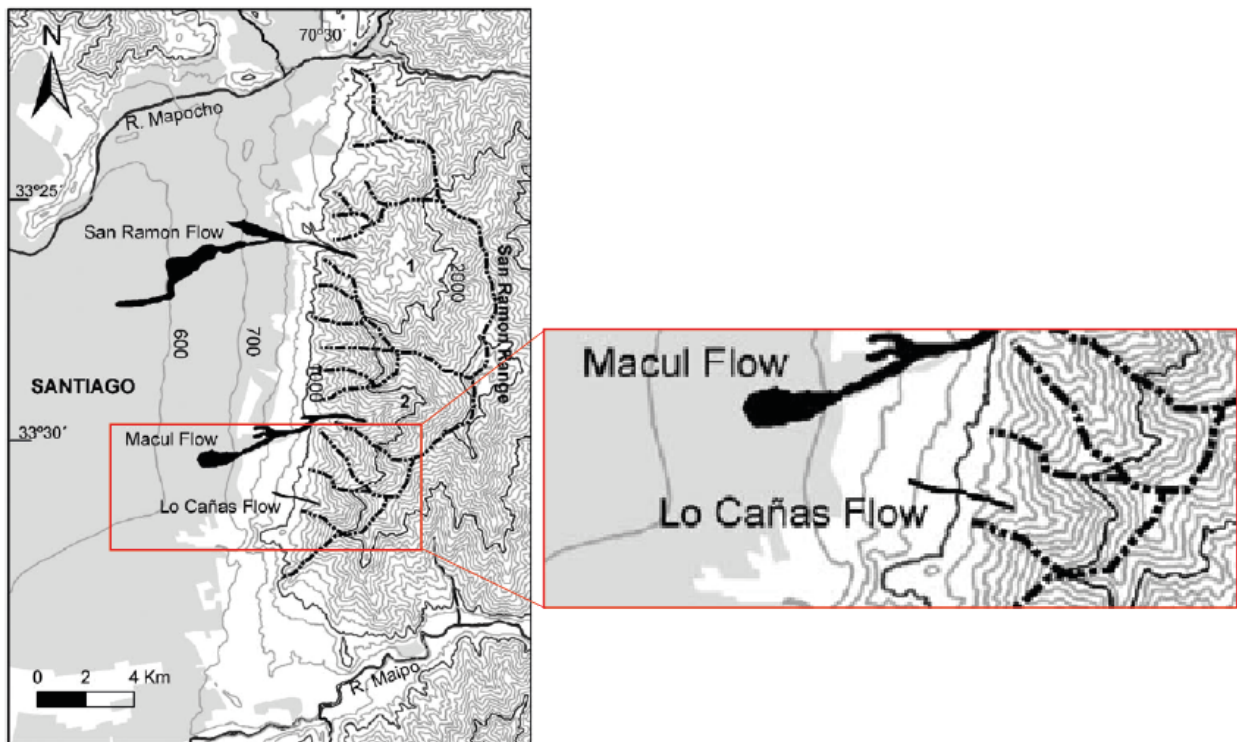


Figura 5.6: Distribución del flujo de detritos de la Quebrada de Lo Cañas. Extraído de Sepúlveda et al. (2006a).

5.1.3.1. Densidad del flujo

Con los datos estimados por (Sepúlveda, 1998), equivalente a una concentración volumétrica de sólidos de aproximadamente 50 %, los valores de densidad del flujo corresponderían a 1.800 kg/m³, para un flujo de alta concentración.

5.1.3.2. Volumen total

Estudios previos en la quebrada de Lo Cañas permiten contar con los datos estimados del depósito los cuales fluctúan entre 168.000 a 180.000 m³ (Sepúlveda, 1998; Sepúlveda y Rebolledo, 2000), y con un depósito delimitado con una área aproximada de inundación entre 90.000 a 95.000 m² (Sepúlveda et al., 2006a).

Se procede a evaluar estos valores con las relaciones empíricas determinadas por Iverson et al. (1998) (ecuación 5.5), se pueden estimar los coeficientes asociados a cada uno de estos volúmenes, necesarios para las simulaciones con el programa LAHARZ. Un resumen de estos datos se presenta en la Tabla 5.17

Tabla 5.17: Coeficientes de área planimétrica de la Quebrada de Lo Cañas

Volumen de simulación [m ³]	Área de inundación [m ²]	Coefficiente c ₂
168.000 m ³	90.000 m ²	29,6
180.000 m ³	95.000 m ²	29,8

Como se puede observar en la Tabla anterior, los coeficientes de área planimétrica son similares en ambos casos, donde se consideran los valores mínimos y máximos estimados para los volúmenes y áreas de inundación. Según Iverson et al. (1998), los valores de este coeficiente fluctúan entre 20 y 200, para flujos de detritos y lahares, respectivamente, por lo que es consistente con las observaciones de (Sepúlveda, 1998; Sepúlveda y Rebolledo, 2000). Finalmente, se considera el volumen del evento en ambos escenarios, es decir, 168.000 y 180.000 m³, para los cuales se asocian las alturas de depósito estimadas en la tabla 5.18.

Tabla 5.18: Volúmenes y espesores flujo en quebrada de Lo Cañas 1993.

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Volumen [m ³]	168.000	180.000
Área inundación [m ²]	90.000	95.000
Espesor promedio [m]	1,87	1,89

5.1.3.3. Caudal peak

Debido a que se conocen los volúmenes del evento, se procede a estimar los caudales asociados con las fórmulas empíricas para flujos de detritos y lahares, los resultados se presentan a continuación en la Tabla 5.19

Tabla 5.19: Cálculo de volúmenes mediante fórmulas empíricas quebrada de Lo Cañas

Referencia	Fórmula	Q ₁ [m ³ /s]	Q ₂ [m ³ /s]	Observación
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.135V^{0.78}$	1.607	1.696	F. granular
Mizuyama et al. (1992)	$Q_p = 0.019V^{0.79}$	252	267	F. viscoso
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.006V^{0.83}$	123	130	F. volcánico
Jitousono et al. (1996)	$Q_p = 0.001V^{0.87}$	47	50	F. volcánico
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.04V^{0.90}$	2.018	2.147	F. granular
Bovis y Jakob (1999)	$Q_p = 0.003V^{1.01}$	568	609	F. volcánico
Rickenmann (1999)	$Q_p = 0.1V^{0.83}$	2.173	2.301	F. granular

Como se mencionó anteriormente, el flujo de detritos en esta quebrada corresponde a uno de mayor viscosidad, por lo que los valores seleccionados son los que se estiman por Mizuyama et al. (1992) para este tipo de eventos. Es decir, los caudales más probables corresponderían a 252 m³/s para un volumen de 168.000 m³ y 267 m³/s para un volumen de 180.000 m³.

Se presentan a continuación las áreas de las secciones transversales en el ápice de la quebrada con las respectivas alturas a las que fueron medidas (Figura 5.7) . No se conoce la información respecto a la velocidad del flujo en el ápice de la quebrada, por lo que se realiza un ajuste para estimar la velocidad en base a los caudales estimados con el método anterior, similar a lo realizado en la quebrada de San Ramón. Las velocidades corresponden a aproximadamente 9,9 m/s y 10,5 m/s para los caudales 252 m³/s y 267 m³/s, respectivamente, estos valores se obtienen con las secciones transversales con alturas de 2 m, debido a que se conoce el valor aproximadamente 200 m aguas arriba y las velocidades estimadas para alturas mayores son muy bajas en comparación a los 18,5 m/s estimados por Sepúlveda (1998). Los resultados se presentan a continuación en la Tabla 5.20

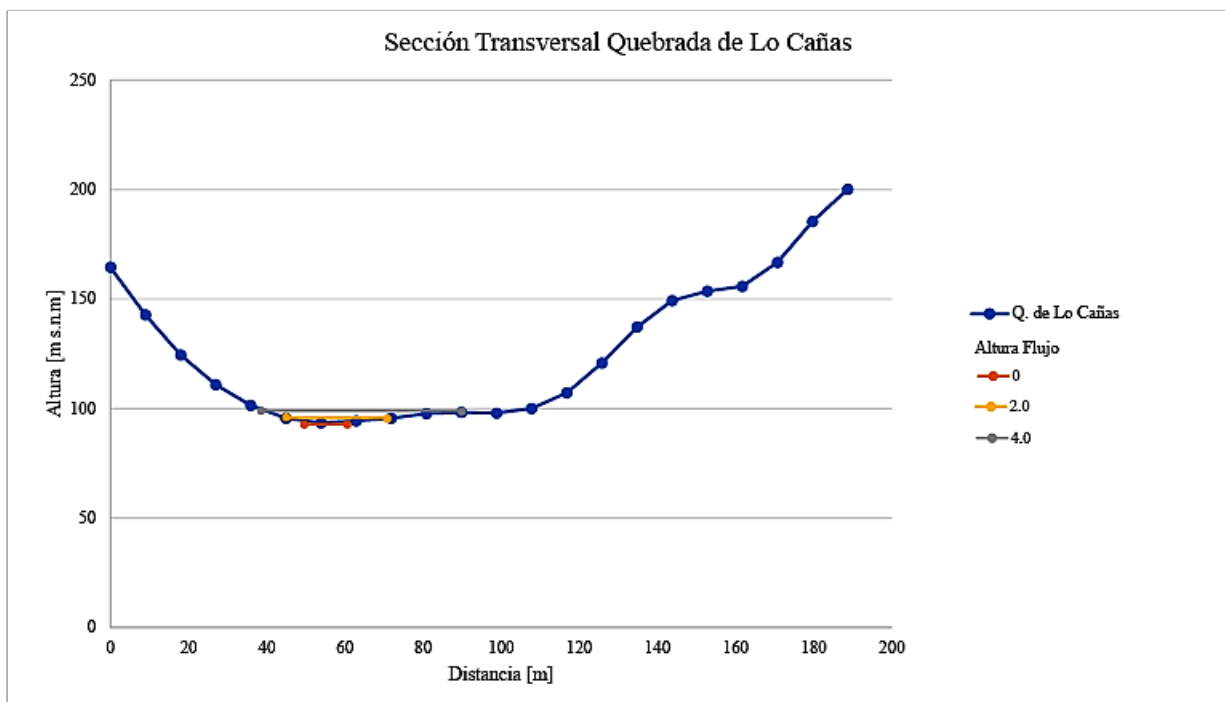


Figura 5.7: Sección transversal de la zona apical de la quebrada de Lo Cañas.

Tabla 5.20: Secciones transversales Quebrada de Lo Cañas

Altura del flujo	Área sección transversal	Caudal peak flujo[m ³ /s]		
		v = 9.9 m/s	v = 10,5 m/s	v = 18,5 m/s
4	79,06	782,72	830,16	1.462,67
3	52,32	517,94	549,93	967,86
2	25,57	253,15	268,50	473,06

Se evalúa el caudal también con el método para cuencas con material limitado. En este caso Z_T corresponde a 1,35 km (datos en la Tabla 5.21) y si se considera un aporte $A\%$ que fluctúa entre 0 - 10 %, el caudal estimado con la ecuación 5.3 varía entre 30,15 m³/s a 32,31 m³/s, con un promedio de 31,21 m³/s equivalente a un 5 % de aporte sedimentario de la cuenca.

Tabla 5.21: Información geográfica de la Quebrada de Lo Cañas, obtenida mediante software SIG

Dato	Valor
Área cuenca hidrográfica [m ²]	4.080.000
Altura máxima [m s.n.m.]	2.480
Altura ápice [m s.n.m.]	1.125
Coordenada E ápice	359.733,93
Coordenada N ápice	6.288.884,63
Relación H/L	0.46

Como se puede observar, estos valores no se asemejan a los obtenidos con los otros métodos, esto puede deberse a que no presenta un flujo de agua superficial continuo durante el año, por lo que puede no corresponder a una cuenca con material limitado, sino que la generación de flujos de detritos depende mayoritariamente de la cantidad de agua precipitada. Finalmente, se asumen los valores de 252 m³/s para el caso de 168.000 m³ y 267 m³/s para 180.000 m³, como los dos escenarios de simulación para el evento de 1993.

5.1.3.4. Velocidades

Con la información estimada anteriormente, se tienen dos casos para las velocidades, 9,9 m/s para 252 m³/s y 10,5 m/s para 267 m³/s, para ambos escenarios de simulación.

5.1.3.5. Datos de simulación

En la Tabla 5.22 se presentan los datos de entrada para las simulaciones del evento de 1993 en la quebrada de Lo Cañas para el programa RAMMS y en la Tabla 5.23.

Tabla 5.22: Resumen datos de entrada Lo Cañas 1993 para RAMMS

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Área de inundación [m ²]	90.000	95.0000
Volumen [m ³]	168.000	180.000
Densidad [kg/m ³]	1.800	1.800
Velocidad ápice [m/s]	9,9	10,5
Caudal máximo [m ³ /s]	252	267

Tabla 5.23: Resumen datos de entrada Lo Cañas 1993 para LAHARZ

Dato	Escenario 1	Escenario 2
Área de inundación [m ²]	168.000	180.000
Volumen simulación [m ³]	90.000	95.000
Relación H/L	0,46	0,46
Coefficiente c ₂	29,6	29.8

5.2. Calibración de software RAMMS

En base a los datos previamente presentados en la sección 5.1 y resumidos en la Tabla 5.24, se presentan los principales escenarios de simulación para la calibración del modelo en cada quebrada para el evento de 1993. Para cada quebrada se generan dos escenarios de simulación debido a la falta de datos precisos del evento. Además, para la quebrada de San Ramón se presentan tres volúmenes de simulación dada la mayor incertidumbre, mientras que para la quebrada de Lo Cañas, sólo se tienen dos volúmenes para las simulaciones. A continuación se puede observar la metodología general para la calibración del modelo de Voellmy.

Tabla 5.24: Resumen datos de calibración evento 1993

Quebrada	Escenario	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]
Macul	Mínimo	620	2.200.000	7,5	1.613
	Máximo	745	2.725.000	8,5	1.613
San Ramón	Mínimo	1.318	3.995.000	8,5	1.613
	Mínimo	1.318	5.295.000	8,5	1.613
	Máximo	1.780	3.995.000	11,5	1.613
	Máximo	1.780	7.515.000	11,5	1.613
Lo Cañas	Mínimo	252	168.000	9,9	1.800
	Máximo	267	180.000	10,5	1.800

El proceso de calibración se lleva a cabo en un modelo de elevación digital generado por Rauld (2011) en su tesis doctoral. Este DEM posee una resolución espacial de 9 m y representa la topografía existente en el año 2011. Como no se cuenta con un modelo de elevación digital del año 1993, y si existiese posiblemente la resolución espacial no sería óptima para el programa, se procede a hacer algunas modificaciones para que se pueda representar de alguna manera la topografía existente en esa época.

Una opción consiste en utilizar las herramientas destinadas para la simulación de bosques y zonas con distintos parámetros friccionales de RAMMS, y así poder generar barreras topográficas que permiten encauzar más realísticamente los flujos y asemejarse a la realidad del evento, tal como se puede apreciar en Schraml et al. (2015). Para ello se generan dos polígonos (Figura 5.8), uno a cada lado de la zona aledaña a la inundación de 1993, se introducen al programa con coeficientes mayores a $\mu = 0.5$ (aumento en la concentración de sedimentos) y $\xi = 1000 \text{ m/s}^2$ (incremento de la rugosidad del sector), los que permiten una detención paulatina del flujo en estas áreas.

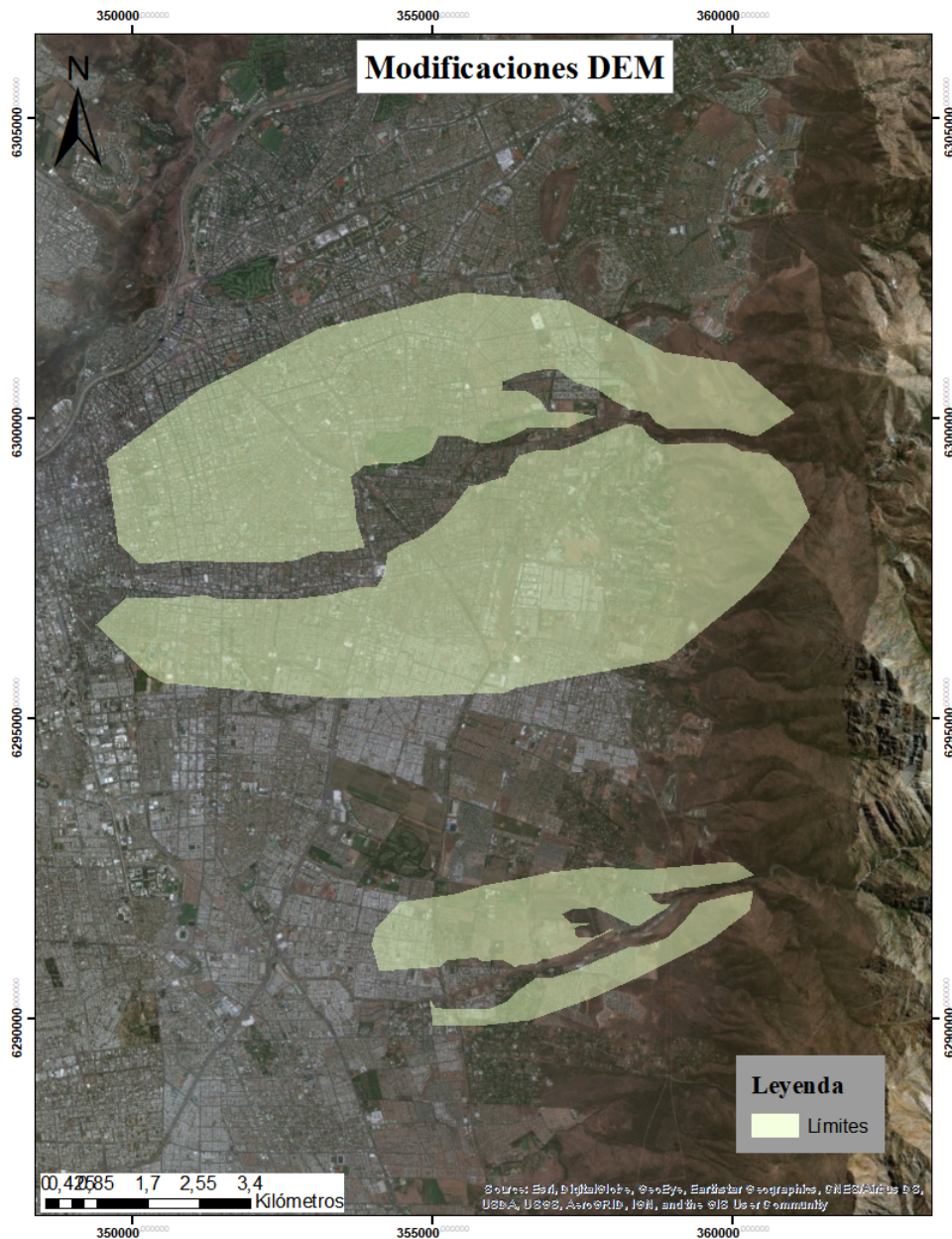


Figura 5.8: Polígonos que representan distintas rugosidades para la representación de la situación en 1993 en un DEM con información topográfica de 2011.

Otra opción consiste en añadir barreras o diques al DEM, pero los resultados de las simulaciones concentran zonas de alta velocidad, altura y presión en el contacto con el nuevo obstáculo, situación que no ocurrió en el año 1993. Razón por la cual se decide utilizar las rugosidades del terreno, esto también se puede explicar debido a que la situación actual versus la situación de hace 25 años es muy distinta y el encauzamiento del flujo pudo haberse condicionado por la mayor forestación, la menor urbanización en la zona y/o por las condiciones naturales del cauce.

Con los datos recopilados en la Tabla 2.17, se genera un resumen en la Tabla 5.25 para que la calibración se pueda realizar acorde al tipo de flujo que se está evaluando en cada caso.

Tabla 5.25: Rangos para parámetros friccionales encontrados en la literatura

Tipo de flujo	Parámetros	
	μ	ξ [m/s ²]
Flujo granular	0,15 - 0,225	125 - 500
Flujo viscoso	0,06 - 0,1	500
Flujo hiperconcentrado	0,04	500
Inundación	0,01	500

La calibración es similar para las tres quebradas. El parámetro μ es el que controla mayoritariamente la distancia de runout para los flujos (Hussin et al., 2012), por lo cual, inicialmente se realizan simulaciones con $\xi = 200$ m/s² constante y μ varía entre los parámetros de la Tabla 5.25 correspondientes al tipo de evento que ocurrió en la quebrada. Se inicia con intervalos de 0,01 hasta que se llega a un valor dentro de los márgenes de la distancia de runout real del flujo, para posteriormente disminuir los intervalos a 0,005 hasta llegar a la distancia de runout deseada. Luego se afina la simulación manteniendo μ constante y ξ variando entre 100 a 500 con intervalos de 50 m/s² hasta que se llega a un resultado óptimo.

Desafortunadamente, sólo se cuenta con datos fiables para la zona de inundación, ya que no existen puntos de control de altura y/o velocidad del flujo, por lo que sólo se calibra en base a la distancia de runout y la expansión lateral de la simulación. Las simulaciones se realizan desde el ápice de cada abanico, dado que no se conoce el punto específico donde se generan los eventos.

Otro parámetro a considerar es la cohesión del flujo, pero tal como se explica en la sección 2.4.1 la cohesión depende de la concentración de materiales finos en la matriz del flujo. A pesar de existir información granulométrica en algunos sectores del frente cordillerano, gracias a calicatas realizadas por el MINVU, la distribución de esta información no es lo suficientemente homogénea para definir la real proporción de limos y arcillas en cada uno de los flujos de 1993. Esto debido a que un flujo puede tener áreas en donde la concentración de material fino depositado es elevada (cola y zonas laterales), mientras que en otros, la concentración de finos puede ser menor, como por ejemplo, en el frente del flujo.

Según los antecedentes en la sección 5.1, el único que presenta una concentración inicial mayor de material fino es el flujo correspondiente a la quebrada de Lo Cañas. El flujo de la quebrada de Macul es un flujo hiperconcentrado mayoritariamente granular, mientras que los antecedentes apuntan a que el flujo de la quebrada de San Ramón, en un inicio, también es granular y posteriormente se recarga en sedimentos finos a la salida del ápice del abanico. En base a los antecedentes anteriores, y para simplificar el comportamiento de estos tres tipos de flujos, se asume que la concentración de finos es <10% y, por lo tanto, se puede considerar una cohesión = 0 Pa. En el caso de existir datos que permiten demostrar que la cohesión del flujo es mayor a 0 Pa, se deben recalibrar los parámetros de fricción que se obtienen a continuación.

Una situación similar se presenta con el módulo de erosión incluido en la versión 1.7 de RAMMS, esta calibración se llevó a cabo con la versión 1.6 de RAMMS, por lo cual, en el caso de incluir esta nueva herramienta, los valores de fricción presentados a continuación también deberían recalibrarse para poder reflejar los valores del evento.

5.2.1. Quebrada de Macul

Para la quebrada de Macul, se toma como parámetro de calibración principalmente la distancia de runout entregada por el polígono definido por Naranjo y Varela (1996) (Figura 5.2). Se utilizan los valores que van desde un flujo hiperconcentrado hasta un flujo viscoso como parámetros iniciales.

Es importante destacar que no se consideró sólo la distancia de runout del cauce, sino que también el alcance que tiene la parte de mayor expansión del frente del flujo, debido a que esta área posee mayor riesgo para la población. Otro aspecto importante son las piscinas decantadoras existentes en la quebrada, debido a que estas piscinas sólo son capaces de captar 450.000 m^3 (Garrido, 2012) se considera que su efecto en las simulaciones del alcance del flujo de 1993 es mínimo, dados los más de 2 millones de metros cúbicos y la gran extensión del evento.

5.2.1.1. Escenario 1

Para el escenario 1 (mínimo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24) se evalúa la distancia de runout para cada simulación, el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en las tablas E.1 y E.2 del Anexo E.

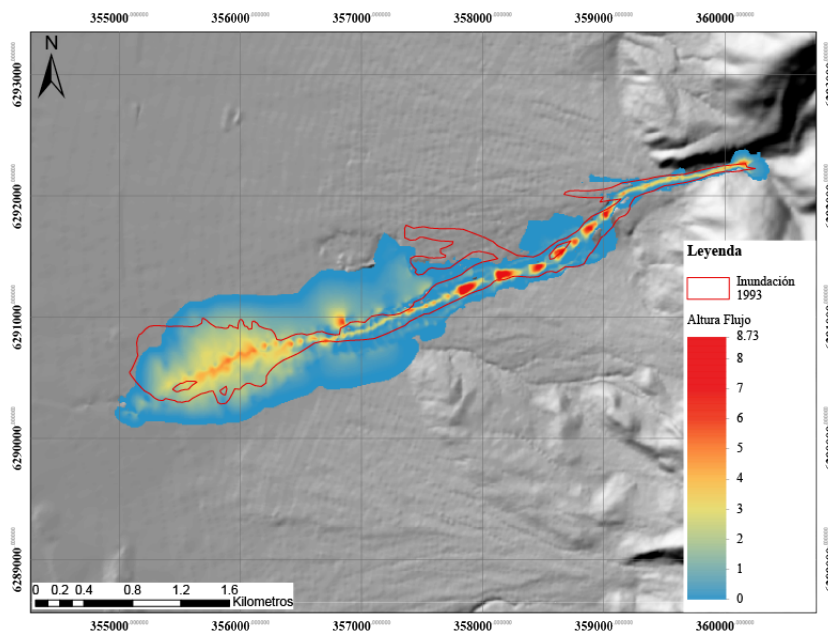


Figura 5.9: Resultado de simulación 105, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.9 se aprecia la simulación 105, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout y un frente de flujo similar al del evento de 1993. Los valores de los parámetros de fricción de la simulación corresponden a $\mu = 0,05$ y $\zeta = 500 \text{ m/s}^2$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.1.2. Escenario 2

Para el escenario 2 (máximo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24), al igual que para el escenario 1, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla E.3 del Anexo E.

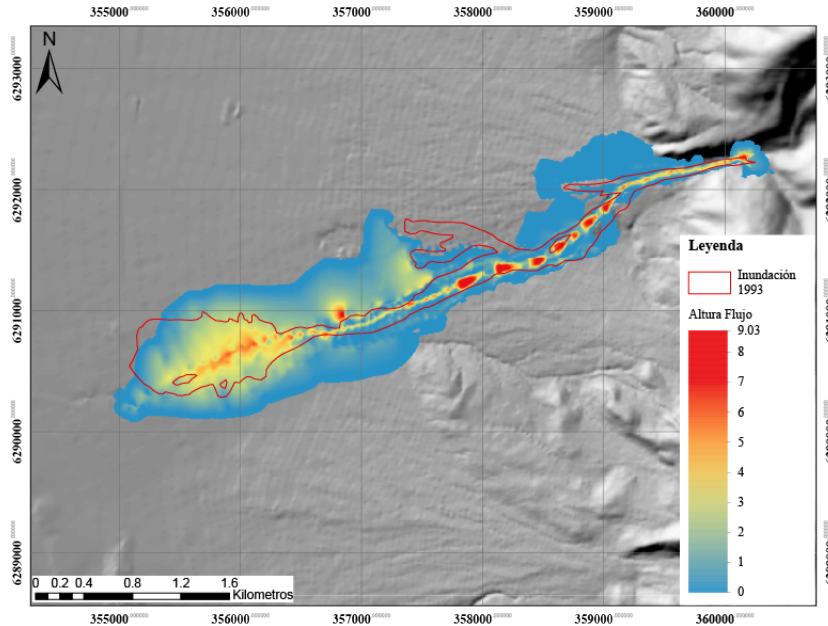


Figura 5.10: Resultado de simulación 69, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.10 se aprecia la simulación 69, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout y un frente de flujo similar al del evento de 1993. Los valores de los parámetros de fricción de la simulación corresponden a $\mu = 0,05$ y $\xi = 450 \text{ m/s}^2$, muy similares a los que se obtienen en el caso mínimo. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.1.3. Resumen Quebrada de Macul

Dada la calibración del flujo de 1993, se procede a mostrar la relación existente entre la distancia de runout y el parámetro viscoso/turbulento ξ en la Figura 5.11 para el escenario mínimo de la quebrada de Macul, realizado con la Tabla E.1, y la Figura 5.12 para el escenario máximo generada con la Tabla E.3 del Anexo E. El resumen de los datos de entrada para la quebrada se presenta en la Tabla 5.26.

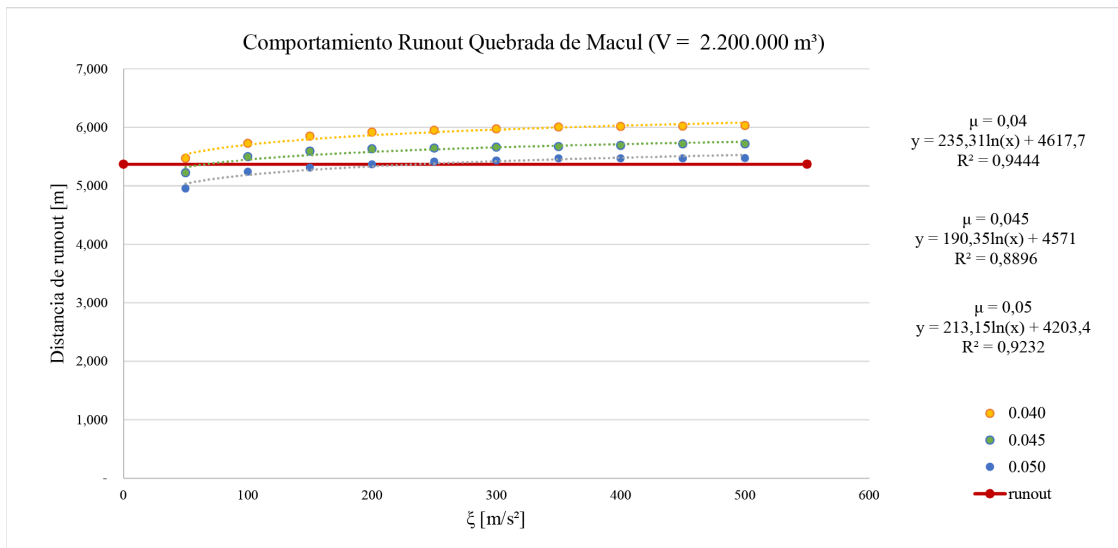


Figura 5.11: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para escenario 1 con volumen 2.200.000 m³ y caudal de 620 m³/s

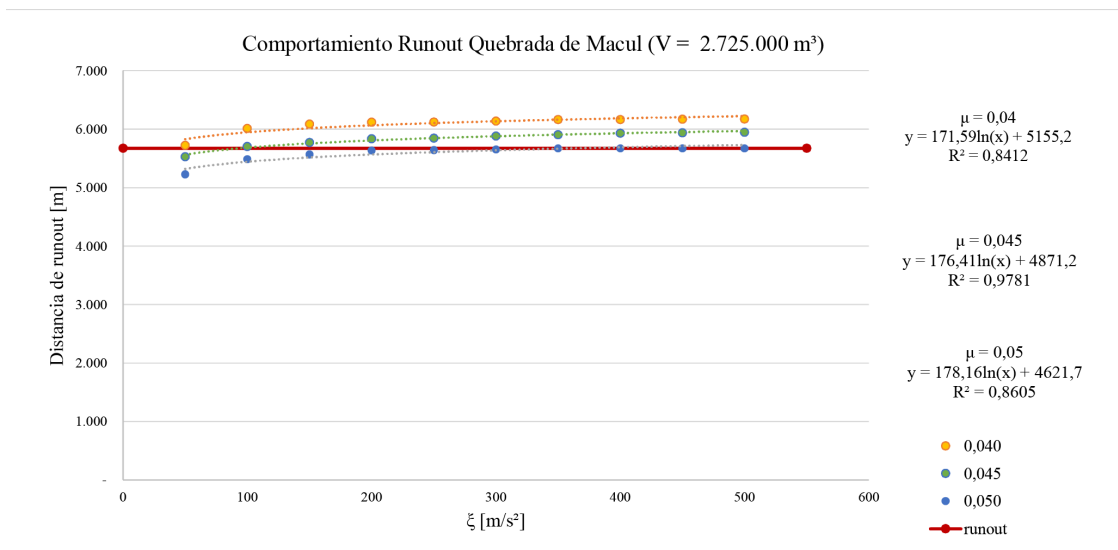


Figura 5.12: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para escenario 2 con volumen 2.725.000 m³ y caudal de 745 m³/s

Tabla 5.26: Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS Macul

Quebrada	Caso	Q [m ³ /s]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ξ [m/s]
Macul	Mín.	620	2.200.000	7,5	1.613	0,050	500
	Máx.	745	2.725.000	8,5	1.613	0,050	450

5.2.2. Quebrada de San Ramón

Para la quebrada de San Ramón, igual que en el caso de Macul, se toma como parámetro de calibración principalmente la distancia de runout entregada por el polígono definido por Naranjo y Varela (1996) (Figura 5.4). Se utilizan los valores que van desde una inundación hasta un flujo hiperconcentrado como parámetros iniciales, debido a la gran extensión que logra su depósito. Los resultados de la calibración detectan que ninguna simulación realizada con un volumen de 3.995.000 m³ alcanza la distancia de runout requerida (tablas F.1 y F.2 del Anexo F), incluso llegando al mínimo de 0,01 para el coeficiente de fricción (μ), para ambos caudales, por lo que se descarta este escenario.

Un aspecto importante a destacar en esta quebrada es que ninguna simulación es capaz de representar fielmente la forma de la inundación de 1993, debido a que el flujo simulado resulta desplazado hacia el sur. Por lo cual la calibración se lleva a cabo comparando principalmente la forma del flujo y el alcance del evento, pero trasladado hacia el sur.

5.2.2.1. Escenario 1

Para el escenario 1 (mínimo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24), se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla F.3 del Anexo F.

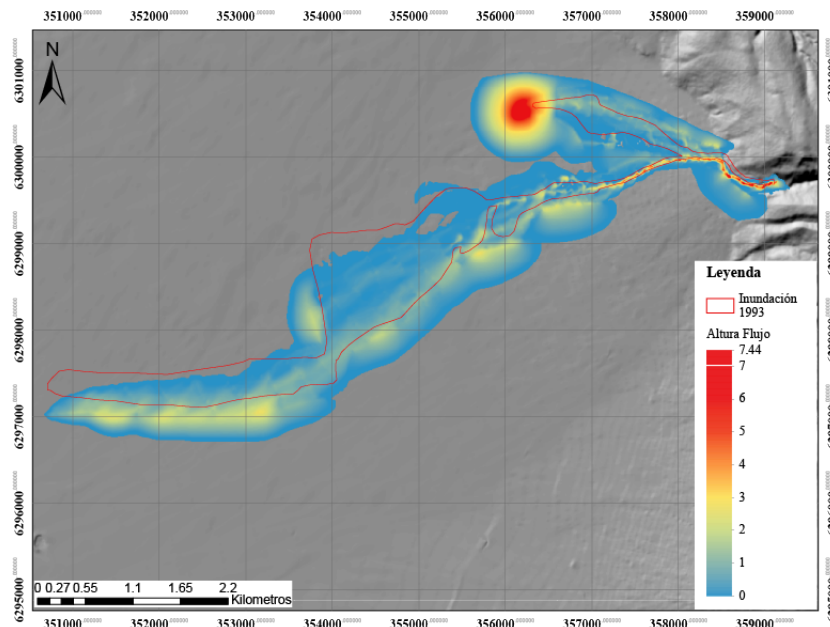


Figura 5.13: Resultado de simulación 86, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.13 se aprecia la simulación 86, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout y una forma de flujo similar al del evento de 1993. El peak registrado en la zona norte corresponde a un error de simulación generado por el programa, debido a que no existen

barreras topográficas o bajos topográficos notorios en ese sector. A pesar de esta inexactitud, los valores de los parámetros de fricción corresponden a un $\mu = 0,01$ y $\xi = 300 \text{ m/s}^2$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.2.2. Escenario 2

Para el escenario 2 (máximo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24), al igual que para el escenario 1, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en en la Tabla F.4 del Anexo F.

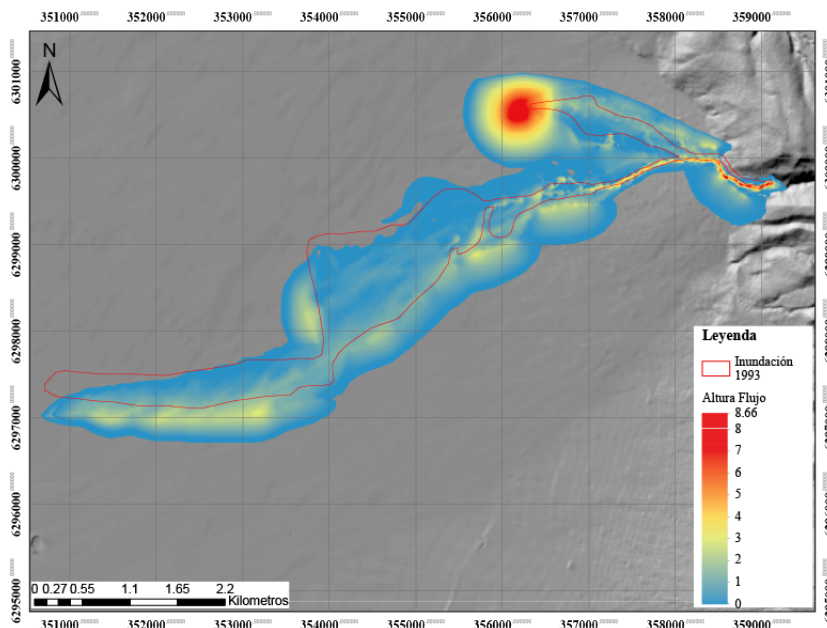


Figura 5.14: Resultado de simulación 124, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.14 se aprecia la simulación 124, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout y una forma de flujo similar al del evento de 1993. Al igual que en el caso anterior, se registra un peak en la zona norte correspondiente a un error de simulación generado por el programa, debido a que no existen barreras topográficas o bajos topográficos notorios en ese sector. A pesar de esta inexactitud, los valores de los parámetros de fricción, en este caso, corresponden a $\mu = 0,01$ y $\xi = 200 \text{ m/s}^2$, muy similares a los que se obtienen en el caso mínimo. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.2.3. Resumen Quebrada de San Ramón

A continuación se presentan las relaciones obtenidas con las simulaciones realizadas. La Figura 5.15, generada con la Tabla F.1, y la Figura 5.16, generada con la Tabla F.3 del Anexo F, corresponden al escenario 1.

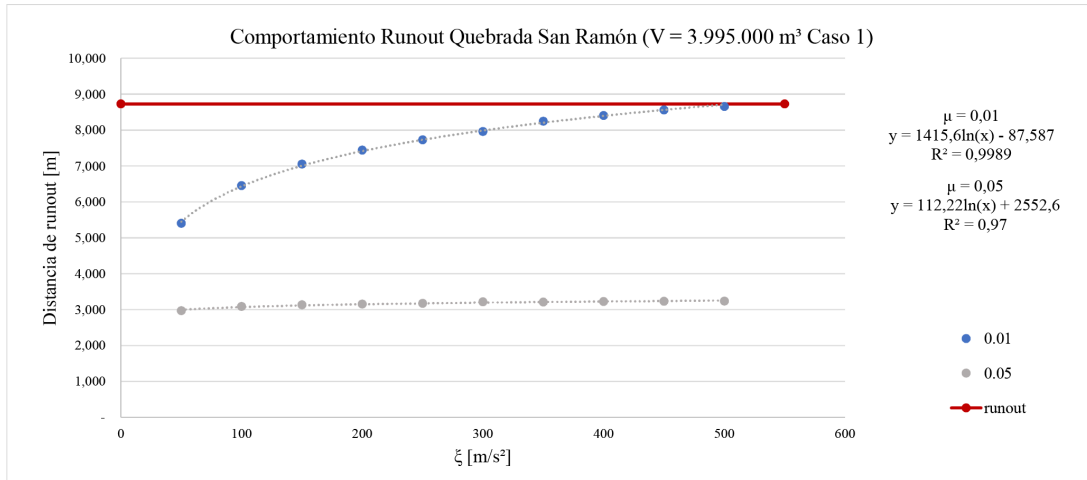


Figura 5.15: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 3.995.000 m³ y caudal de 1.318 m³/s

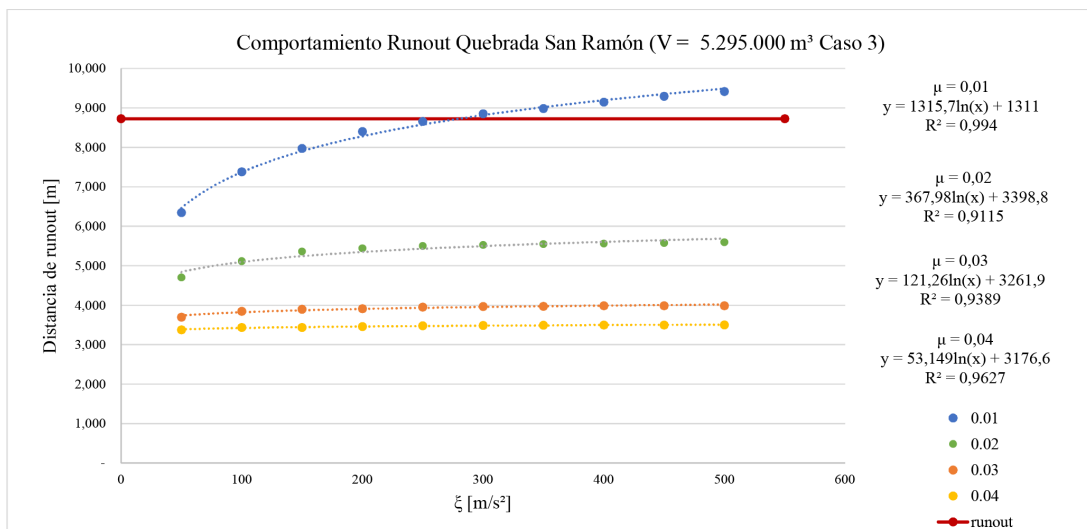


Figura 5.16: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 5.295.000 m³ y caudal de 1.318 m³/s

Se observa que para el escenario 1, los valores de ξ deberían ser mayores a 500 m/s² para el volumen de 3.995.000 m³ lo cual hace difícil que este caso sea plausible dado que sale del rango de valores.

En la Figura 5.17, generada con la Tabla F.2 y la Figura 5.18, generada con la Tabla F.4 del Anexo F, se presentan las relaciones obtenidas para el escenario 2.

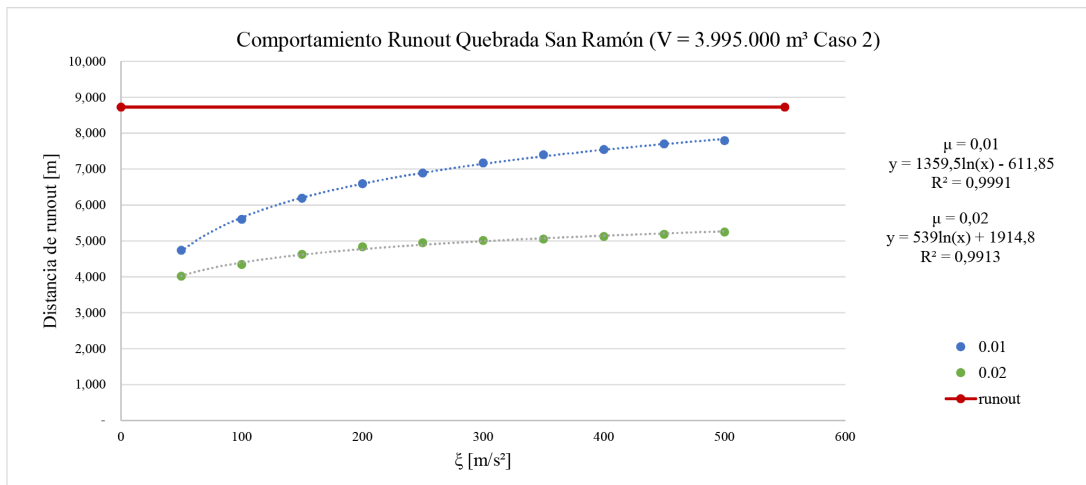


Figura 5.17: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ζ para quebrada de San Ramón en escenario 2 con volumen 3.995.000 m³ y un caudal de 1.780 m³/s

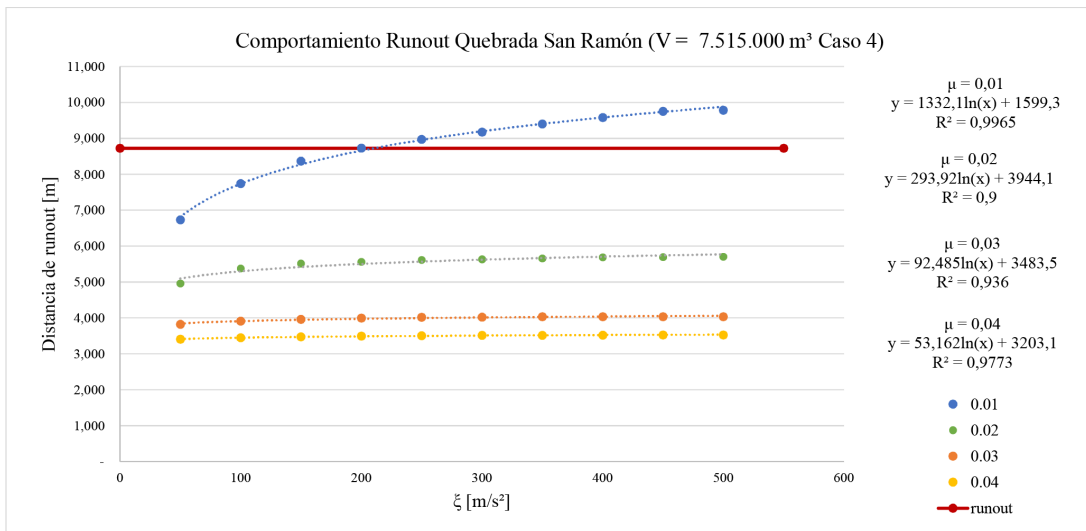


Figura 5.18: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ζ para para quebrada de San Ramón en escenario 1 con volumen 3.995.000 m³ y caudal de 1.780 m³/s

Se observa que para el escenario 2, los valores nunca alcanzan la distancia de runout para el volumen de 3.995.000 m³ lo cual hace difícil que este caso sea plausible dado que sale del rango de valores.

Se presenta la Tabla 5.27 en donde se resumen los escenarios y parámetros de entrada de la quebrada San Ramón.

Tabla 5.27: Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS San Ramón

Quebrada	Caso	Q [m ³ /s]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ζ [m/s]
San Ramón	Mín.	1.318	5.295.000	8,5	1.613	0,010	300
	Máx.	1.780	7.515.000	11,5	1.613	0,010	200

5.2.3. Quebrada de Lo Cañas

Para la quebrada de Lo Cañas, se toma como parámetro de calibración la distancia de runout entregada por el polígono definido (Sepúlveda et al., 2006a) (Figura 5.6). Se utilizan los valores que van desde un flujo de detritos viscoso hasta un flujo de detritos granular como parámetros iniciales, debido a las descripciones realizadas por Sepúlveda (1998).

Un aspecto importante a mencionar es que en el caso de quebrada de Lo Cañas, por la pequeña extensión del flujo, los resultados obtenidos con la utilización de barreras topográficas versus los obtenidos sin ningún tipo de intervención poseen diferencias despreciables.

5.2.3.1. Escenario 1

Para el escenario 1 (mínimo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24), se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla G.1 del Anexo G.

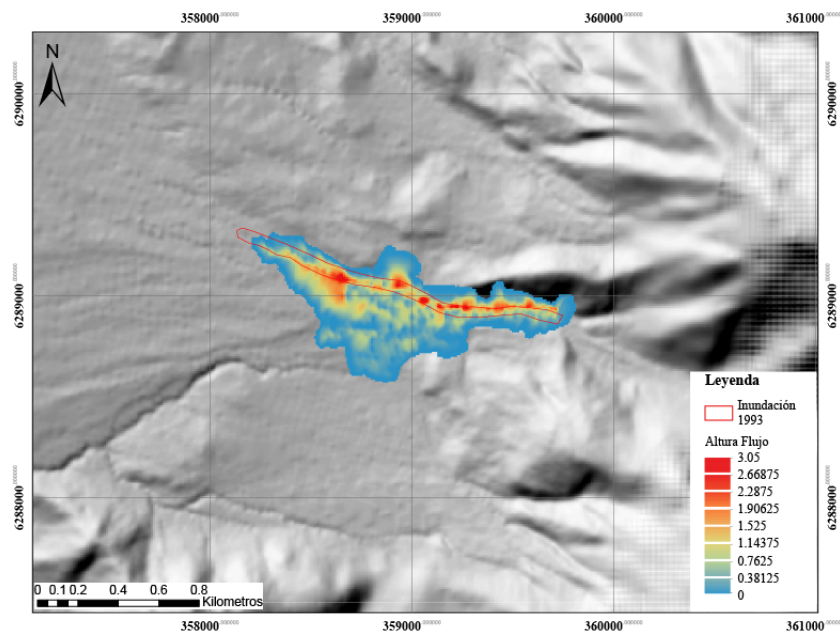


Figura 5.19: Resultado de simulación 111, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).

En la Figura 5.19 se aprecia la simulación 111, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar al del evento de 1993. Los valores de los parámetros de fricción corresponden a un $\mu = 0,135$ y $\zeta = 350 \text{ m/s}^2$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.3.2. Escenario 2

Para el escenario 2 (máximo) (ver datos de entrada en Tabla 5.24), al igual que para el escenario 1, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla G.2 del Anexo G. .

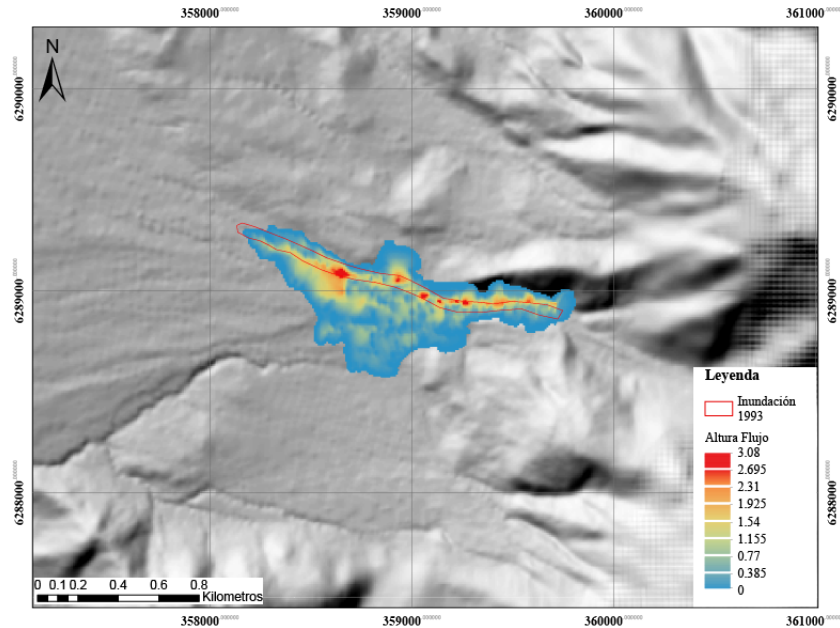


Figura 5.20: Resultado de simulación 124, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).

En la Figura 5.20 se aprecia la simulación 112, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar al del evento de 1993. Los valores de los parámetros de fricción, en este caso, corresponden a $\mu = 0,140$ y $\xi = 450 \text{ m/s}^2$, muy similares a los que se obtienen en el caso mínimo. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 6.1.

5.2.3.3. Resumen Quebrada de Lo Cañas

Debido a la extensión del flujo de Lo Cañas es posible realizar una grilla completa de simulaciones, con lo que se obtiene la Figura 5.21. En este gráfico se puede observar que mientras más pequeño el parámetro de fricción seca (μ), el parámetro ξ toma mayor importancia en la distancia de runout.

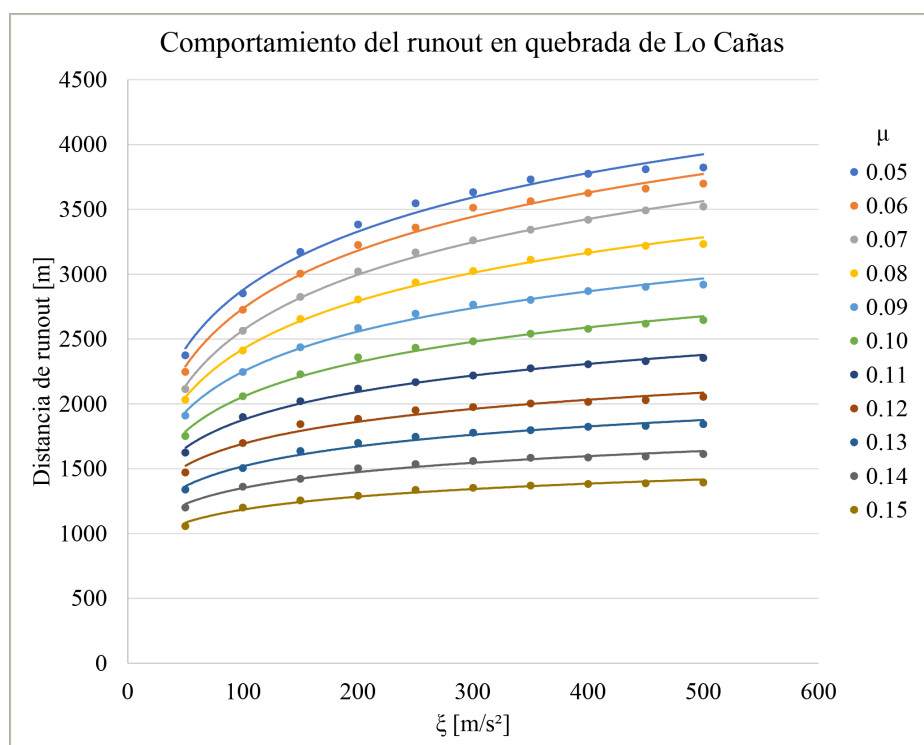


Figura 5.21: Relación entre la distancia de runout y el parámetro ξ para simulaciones con un μ definido.

Es importante mencionar que la relación que se observa claramente en la Figura 5.21, es una tendencia que también se puede observar en las relaciones para la quebrada de Macul y de San Ramón. En la Tabla 5.28 se presenta un resumen con los datos de entrada de la quebrada de Lo Cañas.

Tabla 5.28: Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS Lo Cañas

Quebrada	Caso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ξ [m/s]
Lo Cañas	Mín.	252	168.000	9,9	1.800	0,135	350
	Máx.	267	180.000	10,5	1.800	0,140	450

5.2.4. Relaciones de calibración

A partir de los datos recopilados se procede a extraer dos relaciones que pueden explicar el comportamiento del resto de las quebradas del frente cordillerano de Santiago frente a la posibilidad de la ocurrencia de otros eventos aluvionales en el sector.

Para la obtención de los datos de entrada, uno de los parámetros es la relación entre los parámetros de la cuenca hidrográfica de la quebrada donde se genera el flujo con el caudal del evento, el que a su vez se relaciona con el volumen que reporta el depósito del flujo. Es así como se grafican las áreas de las cuencas de las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas, con los respectivos volúmenes reportados para el evento de 1993 y se obtiene el gráfico de la Figura 5.22.

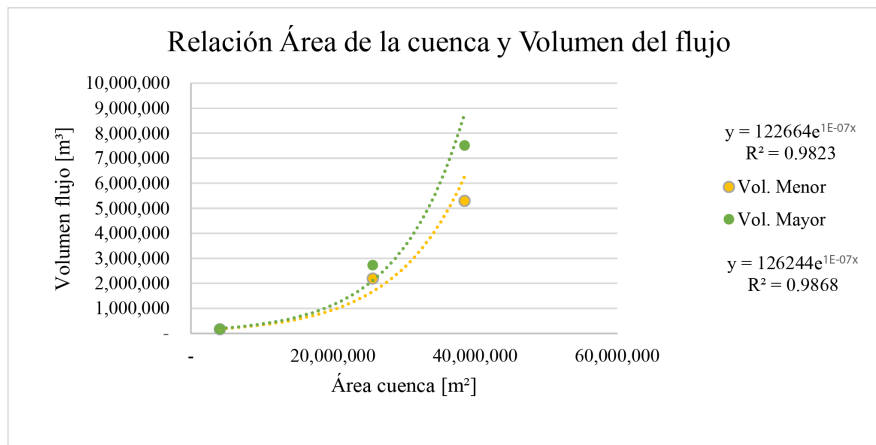


Figura 5.22: Relación entre el área de la cuenca hidrográfica y el volumen de flujo generado

$$\text{Volumen}_{\text{Flujo}} = 122644 * e^{\text{Area}_{\text{Cuenca}} * 10^{-7}} \quad (5.6)$$

$$\text{Volumen}_{\text{Flujo}} = 126244 * e^{\text{Area}_{\text{Cuenca}} * 10^{-7}} \quad (5.7)$$

Las relaciones obtenidas corresponden a las fórmulas para el escenario menor (5.6) y para el escenario mayor (5.7). Si bien la cantidad de puntos para hacer una relación es extremadamente baja, no se cuenta con mayor información, por lo que de existir nuevos eventos y contar con datos actualizados, se recomienda agregar los datos para poder mejorar las relaciones obtenidas.

Asimismo, se puede obtener una relación entre el volumen del flujo y el coeficiente de fricción seca (μ), la que se puede observar en el gráfico de la Figura 5.23.

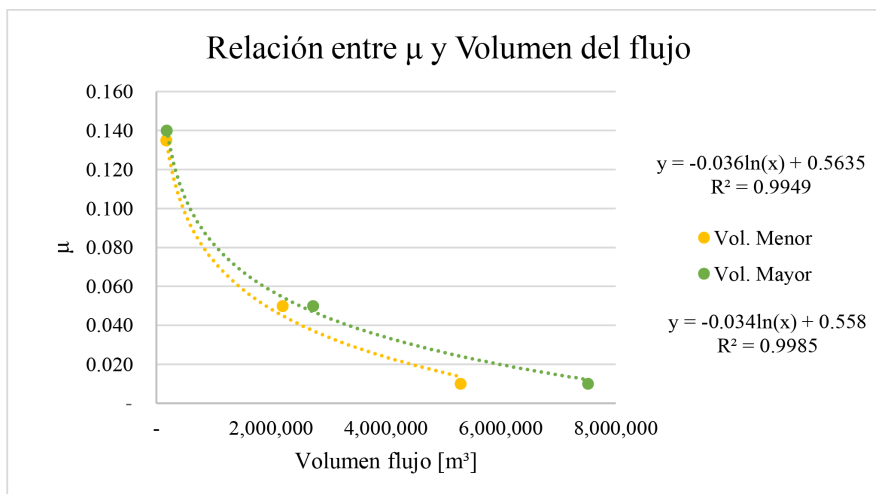


Figura 5.23: Relación entre el área de la cuenca hidrográfica y el volumen de flujo generado

$$\mu = -0.036 * \ln(\text{Volumen}_{\text{Flujo}}) + 0.5635 \quad (5.8)$$

$$\mu = -0.034 * \ln(\text{Volumen}_{\text{Flujo}}) + 0.5580 \quad (5.9)$$

Las relaciones obtenidas corresponden a las fórmulas para el escenario menor (5.8) y para el escenario mayor (5.9). Nuevamente, con una mayor cantidad de casos actualizados se pueden mejorar las relaciones obtenidas para generar mejores escenarios de simulación.

5.2.5. Simulación de pulsos consecutivos

El proceso de calibración consistió en simular los dos pulsos del flujo de 1993 en quebrada de Macul como uno solo. RAMMS es capaz de incluir el depósito de un flujo simulado dentro de la topografía de un sector, de modo que se puede utilizar para simular pulsos sucesivos de un evento en una quebrada.

Se presentan tres escenarios para pulsos consecutivos (Tabla 5.29), y los datos de entrada de caudal y volumen corresponden a un proporcional a la cantidad de tiempo que duró cada pulso y su magnitud. Los datos de velocidad son los entregados para cada pulso por Naranjo y Varela (1996). Los parámetros friccionales corresponden al resultado de calibración para el escenario 1 en el caso 1; al resultado de la ecuación 5.8 para cada volumen; y a un ajuste de calibración para el caso 3.

Tabla 5.29: Escenarios para simulación de pulsos en quebrada de Macul

Caso	Pulso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ζ [m/s]
Caso 1	Pulso 1	258	628.571	4,5	1.613	0,050	500
	Pulso 2	559	1.571.429	8,5	1.613	0,050	450
Caso 2	Pulso 1	258	628.571	4,5	1.613	0.104	500
	Pulso 2	559	1.571.429	8,5	1.613	0,073	500
Caso 3	Pulso 1	258	628.571	4,5	1.613	0,045	500
	Pulso 2	559	1.571.429	8,5	1.613	0,045	500

Para el caso 1 (Figura 5.24) se observa una distancia de runout y forma similar a la del evento de 1993, pero no alcanza el óptimo de simulación. Estos parámetros de entrada se descartan para la simulación de pulsos consecutivos.

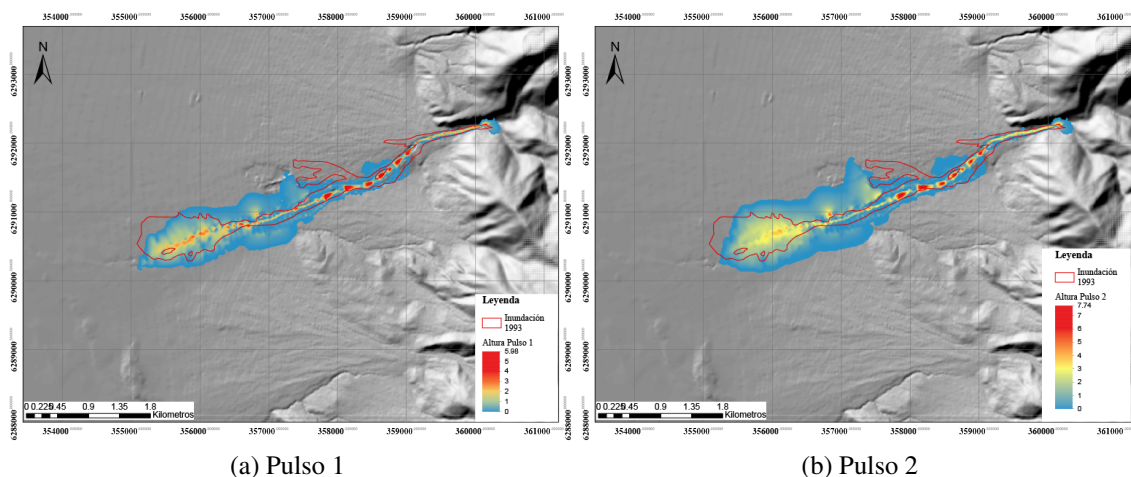


Figura 5.24: Simulación Caso 1

Para el caso 2 (Figura 5.25) se realizan las simulaciones con parámetros de fricción estimados con las relaciones obtenidas para la calibración. Desafortunadamente, el alcance resultante es bastante menor al del evento de 1993, por lo que quedan descartados estos datos de entrada.

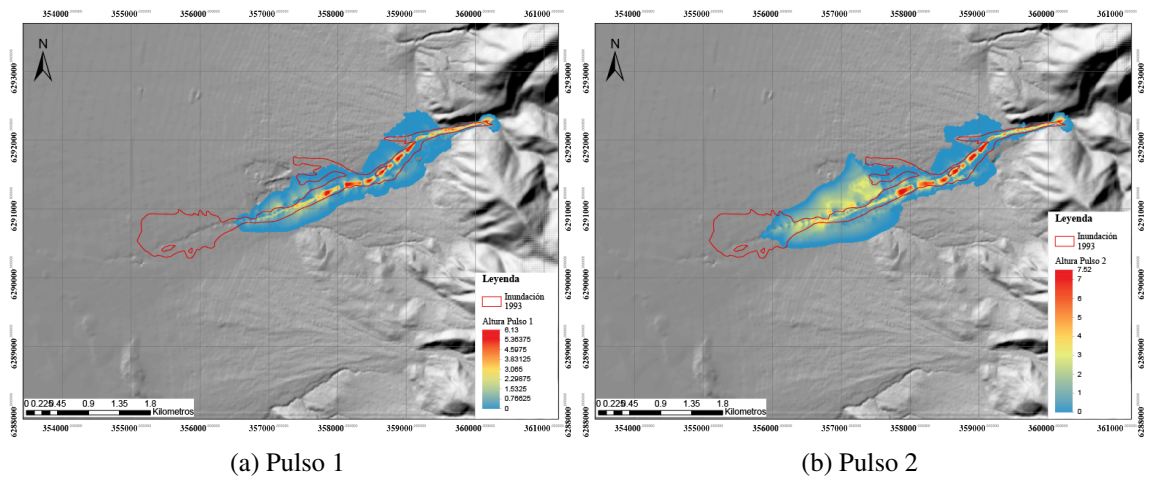


Figura 5.25: Simulación Caso 2

El caso 3 (Figura 5.26) es el resultado de una nueva calibración, se observa que el alcance es similar al del flujo de 1993 por lo que se considera válido.

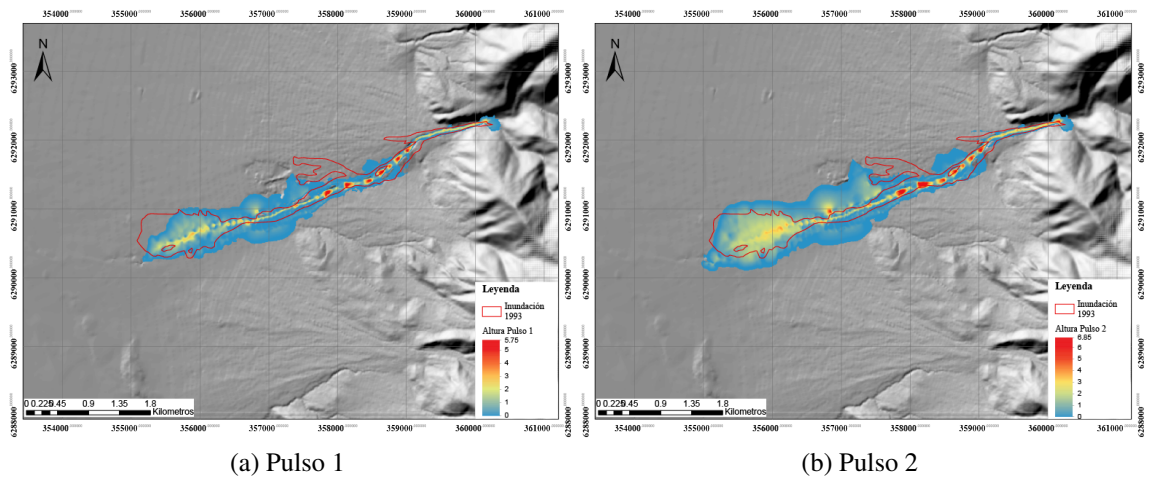


Figura 5.26: Simulación Caso 3

El principal problema que puede surgir de la simulación de pulsos consecutivos es que al no tener el módulo de erosión, el programa considera la nueva topografía como si estuviera cementada y compactada, escenario que no es real ya que el segundo pulso debería ser capaz de incorporar material del primero. En el caso de volver a simular estos escenarios con la versión 1.17 de RAMMS (con módulo de erosión activado) los parámetros de fricción deberían cambiar.

5.2.6. Análisis de Sensibilidad

Para verificar cuales son los parámetros más importantes a la hora de definir un escenario para la simulación en RAMMS, se utiliza como ejemplo a la quebrada de Macul con los datos del escenario mínimo (Tabla 6.1). Con los datos obtenidos en el capítulo de calibración, se puede verificar que existen cuatro datos de entrada (caudal, volumen, velocidad inicial y densidad), los cuales junto con los parámetros friccionales (μ y ζ) pueden simular un flujo de detritos. Para analizar los datos de entrada del modelo se realizan 21 simulaciones para cada parámetro inicial, en donde se incrementa o disminuye el valor dentro de rangos aceptables, manteniendo los otros parámetros fijos.

5.2.6.1. Caudal

Para verificar la incidencia del caudal en las simulaciones se generan 21 escenarios en donde el punto medio equivale a $620 \text{ m}^3/\text{s}$ del escenario mínimo para Macul. En la Tabla H.1 (Anexo H) se pueden observar los caudales ingresados, junto a la variación porcentual, las distancias de runout alcanzadas y el porcentaje de disminución o aumento del runout respecto al runout obtenido con el parámetro medio (en amarillo).

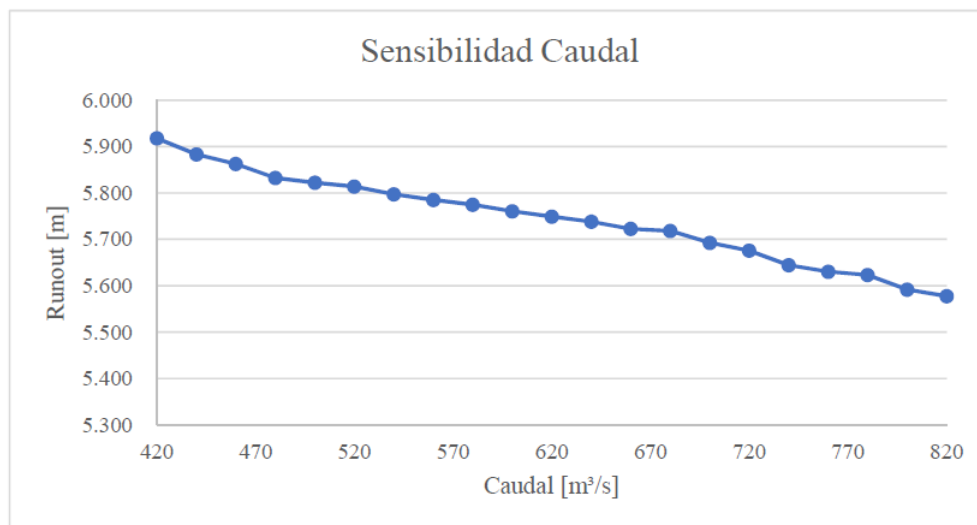


Figura 5.27: Relación entre el caudal y la distancia de runout

En la Figura 5.27 se puede observar que a medida que se aumenta el caudal, el alcance del flujo es menor, esto es consistente con la idea de que el caudal inicial al ser menor, mantiene el flujo por más tiempo, permitiendo que alcance mayores distancias al tener un tiempo de simulación mayor; mientras que si el caudal inicial es más alto, el volumen disponible de material disminuye rápidamente, haciendo que la simulación tenga menor duración y con ello un alcance menor.

5.2.6.2. Densidad

Para verificar la importancia de la densidad en las simulaciones se generan, al igual que en el caso anterior, 21 escenarios en donde el punto medio equivale a 1.613 kg/m^3 del escenario mínimo para Macul, pero para simplificar se utilizan sólo múltiplos de 50. En la Tabla H.2 (Anexo H) se pueden observar las densidades ingresadas, junto a la variación porcentual, las distancias de runout alcanzadas y el porcentaje de disminución o aumento del runout respecto al runout obtenido con el parámetro medio (en amarillo).

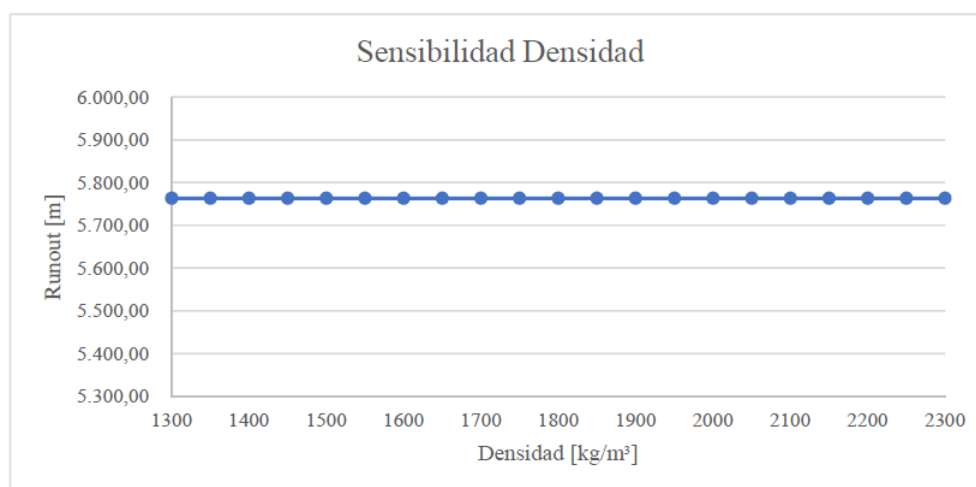


Figura 5.28: Relación entre la densidad y la distancia de runout para la quebrada de Macul

En la Figura 5.28 se puede observar que independiente del valor de la densidad, el alcance del flujo es igual, incluso para densidades extremadamente bajas o altas, por lo cual se descarta como un parámetro importante a la hora de simular flujos de detritos.

5.2.6.3. Velocidad

Para verificar la incidencia de la velocidad inicial en las simulaciones, al igual que en los otros casos, se generan 21 escenarios en donde el punto medio equivale a $7,5 \text{ m/s}$ del escenario mínimo para Macul. En la Tabla H.3 (Anexo H) se pueden observar las velocidades ingresadas, junto a la variación porcentual, las distancias de runout alcanzadas y el porcentaje de disminución o aumento del runout respecto al runout obtenido con el parámetro medio (en amarillo).

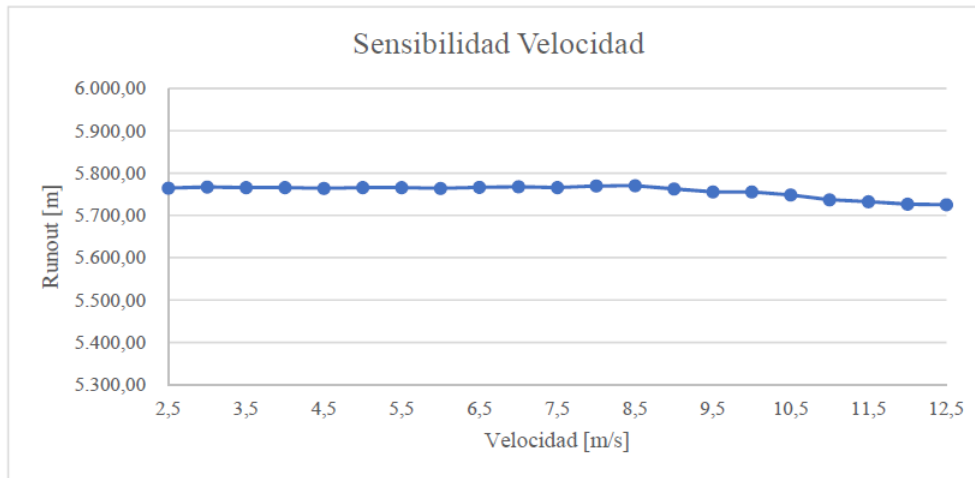


Figura 5.29: Relación entre la velocidad y la distancia de runout

En la Figura 5.29 se puede observar que no existe una relación directa entre la distancia de runout del flujo y la velocidad, debido a que existen disminuciones y aumentos sin una clara tendencia.

5.2.6.4. Volumen

Para verificar la importancia del volumen en las simulaciones se generan 21 escenarios, al igual que en los otros casos, en donde el punto medio equivale a 2.200.000 m³ del escenario mínimo para Macul. En la Tabla H.4 (Anexo H) se pueden observar los volúmenes ingresados, junto a la variación porcentual, las distancias de runout alcanzadas y el porcentaje de disminución o aumento del runout respecto al runout obtenido con el parámetro medio (en amarillo).

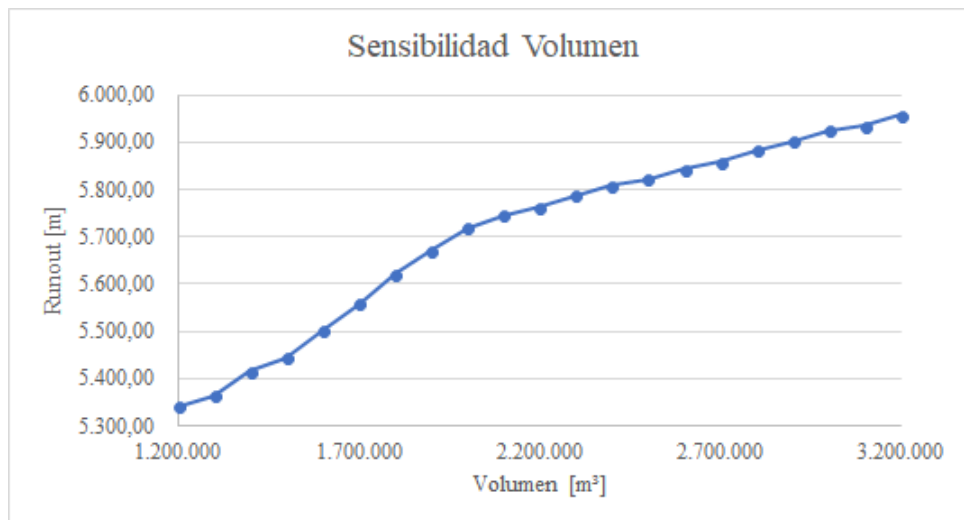


Figura 5.30: Relación entre el volumen y la distancia de runout

En la Figura 5.30 se puede observar que a medida de que se aumenta el volumen, el alcance del flujo es mayor, esto es consistente con estudios anteriores, ya que mientras más material disponible, el flujo debe ser mayor y su alcance también. Se observa, también, que la distancia de runout aumenta rápidamente en los primeros volúmenes, para luego dar paso a un punto de inflexión aproximadamente a los 2 millones de m^3 , para luego empezar a incrementar a un paso mucho menor en volúmenes más altos.

5.2.6.5. Resumen Análisis de Sensibilidad

Para poder realizar una comparación de todos los parámetros de manera uniforme se utilizan las variaciones porcentuales para cada dato de entrada, esta información se presenta en la Figura 5.31, donde es posible observar el comportamiento de cada parámetro en unidades similares.

Se puede verificar que los dos parámetros que controlan el alcance de la simulación son el caudal y el volumen, el caudal disminuyendo el runout a medida que aumenta; y el volumen aumentando el runout a medida que aumenta el material disponible. Mientras que la densidad no posee importancia en el modelo, y la velocidad no presenta una tendencia clara, por lo que se recomienda realizar más análisis con este dato de entrada.

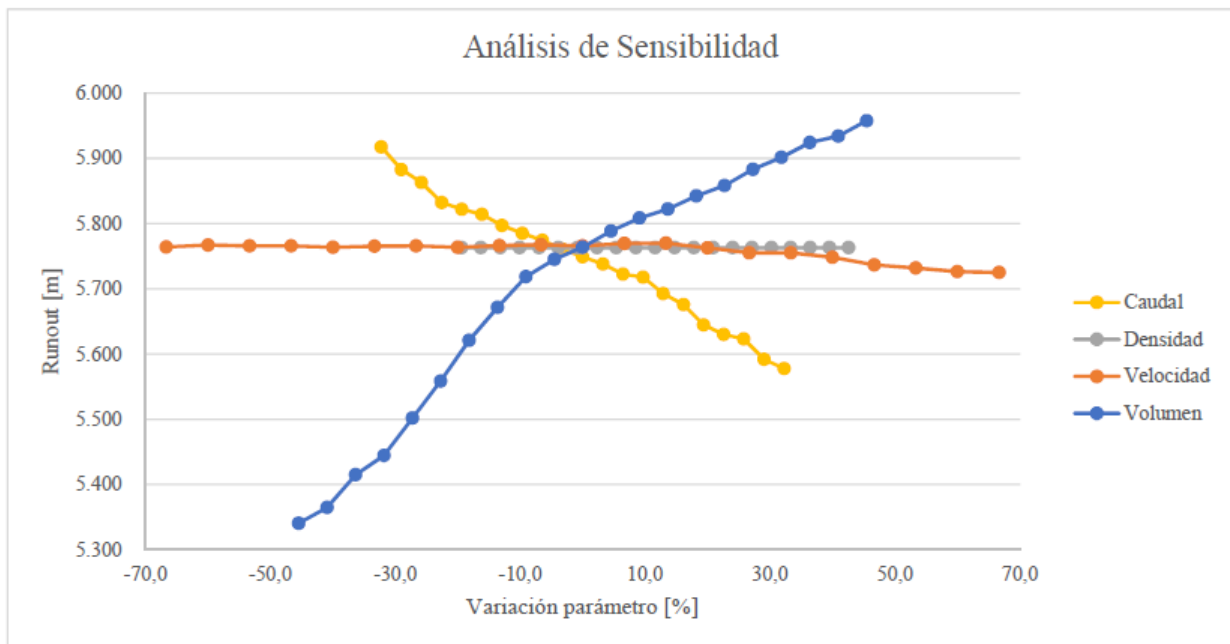


Figura 5.31: Relación entre todos los datos de entrada y la distancia de runout

5.3. Calibración de software LAHARZ

En base a los datos previamente presentados en la sección 5.1 y resumidos en la Tabla 5.30, se presentan las principales simulaciones para la calibración del modelo en cada quebrada para el evento de 1993.

Tabla 5.30: Resumen datos de calibración evento 1993 para LAHARZ

Quebrada	Área inundación [m ²]	Volumen [m ³]	Relación H/L	Coef. c ₂
Macul	1.250.000	2.200.000	0,35	73,5
	1.250.000	2.725.000	0,35	64,1
San Ramón	3.995.000	3.995.000	0,26	158,7
	3.995.000	5.295.000	0,26	131,5
	3.995.000	7.515.000	0,26	104,1
Lo Cañas	168.000	90.000	0,46	29,6
	180.000	95.000	0,46	29,8

Con los datos recopilados en la sección 2.4.2.1 se genera un resumen presentado en la Tabla 5.31 para que la calibración se pueda realizar acorde al tipo de flujo que se está evaluando.

Tabla 5.31: Rangos para coeficientes encontrados en la literatura para LAHARZ

Tipo de flujo	Coeficientes	
	c ₁	c ₂
Flujo de detritos	0,01	20
Flujo hiperconcentrado	0,05	200

El proceso de calibración es similar para las tres quebradas. Como se conoce el coeficiente c₂ debido a la ecuación 5.5, solo se necesita variar el coeficiente c₁ hasta encontrar una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Para esto es necesario modificar el archivo “distal_inundation.py” accediendo a él mediante algún procesador de texto, y una vez dentro del archivo es necesario ubicar la zona de parámetros para poder cambiar los parámetros de cada simulación. En este paso es posible cambiar los coeficientes para tres simulaciones a la vez.

Es importante mencionar que el programa sólo simula flujos encauzados, por lo que la expansión lateral no se puede observar en estos modelos. La otra limitación del programa es que sólo delimita zonas de inundación, entonces no se pueden verificar ni la velocidad ni la altura de los flujos, factores que son determinantes a la hora de evaluar el peligro asociado a este tipo de eventos.

5.3.1. Quebrada de Macul

Para la quebrada de Macul, se toma como parámetro de calibración, principalmente, la distancia de runout entregada por el polígono definido por Naranjo y Varela (1996) (Figura 5.2). Se utilizan los valores de c₁ desde 0,01, incrementando en intervalos de 0,001 hasta encontrar valores similares a la distancia de runout, para luego afinar el intervalo a 0,0001.

5.3.1.1. Volumen 2.200.000 [m³]

Para este volumen (ver datos de entrada en Tabla 5.30), al igual que para el caso anterior, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla I.1 del Anexo I.

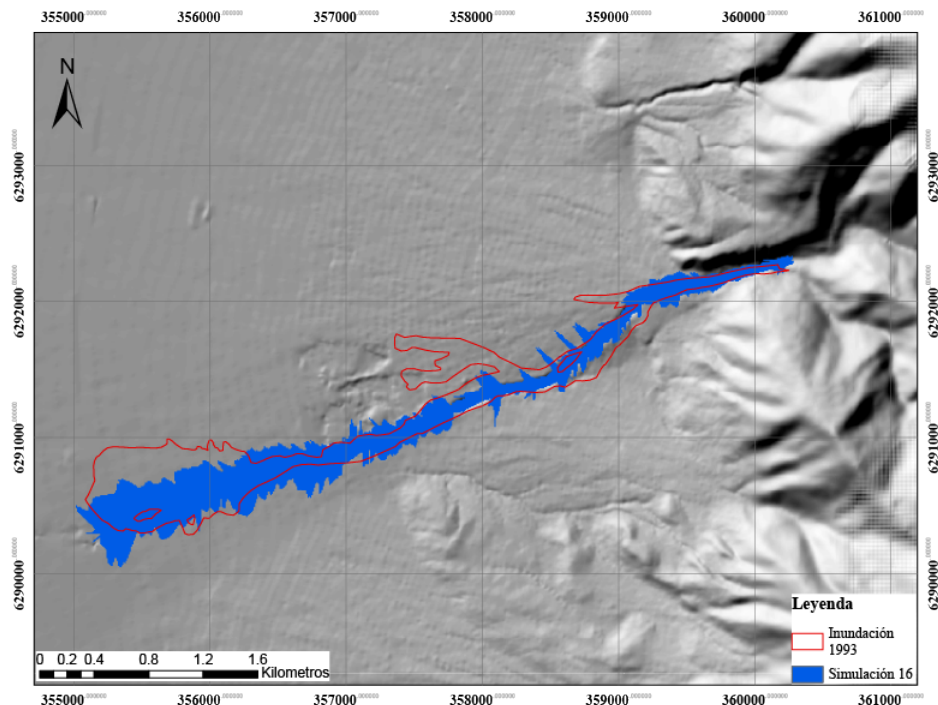


Figura 5.32: Resultado de simulación 16, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.32 se aprecia la simulación 16, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,014$ y $c_2 = 73,9$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.1.2. Volumen 2.725.000 [m³]

Para este volumen (ver datos de entrada en Tabla 5.30), al igual que para los casos anteriores, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla I.2 del Anexo I.

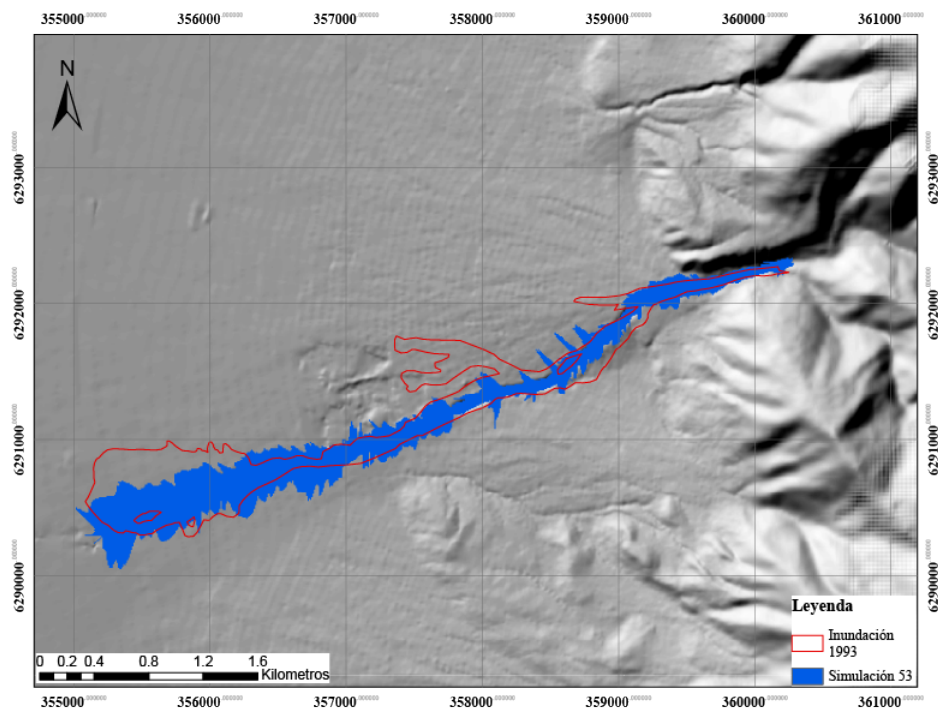


Figura 5.33: Resultado de simulación 53, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.33 se aprecia la simulación 53, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,0122$ y $c_2 = 64,1$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.2. Quebrada de San Ramón

Para la quebrada de San Ramón, igual que en el caso de Macul, se toma como parámetro de calibración principalmente la distancia de runout entregada por el polígono definido por Naranjo y Varela (1996) (Figura 5.4). Se utilizan los valores de c_1 desde 0,01, disminuyendo en intervalos de 0,001 hasta encontrar valores similares a la distancia de runout, para luego afinar el intervalo a 0,0001. Los resultados de la calibración detectan que ninguna simulación realizada se asemeja a la forma del evento de 1993, el parámetro óptimo en este caso es la distancia de runout proyectada al S-W.

5.3.2.1. Volumen 3.995.000 [m³]

Para este caso (ver datos de entrada en Tabla 5.30) se evalúa la distancia de runout para cada simulación, el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla J.1 del Anexo J.

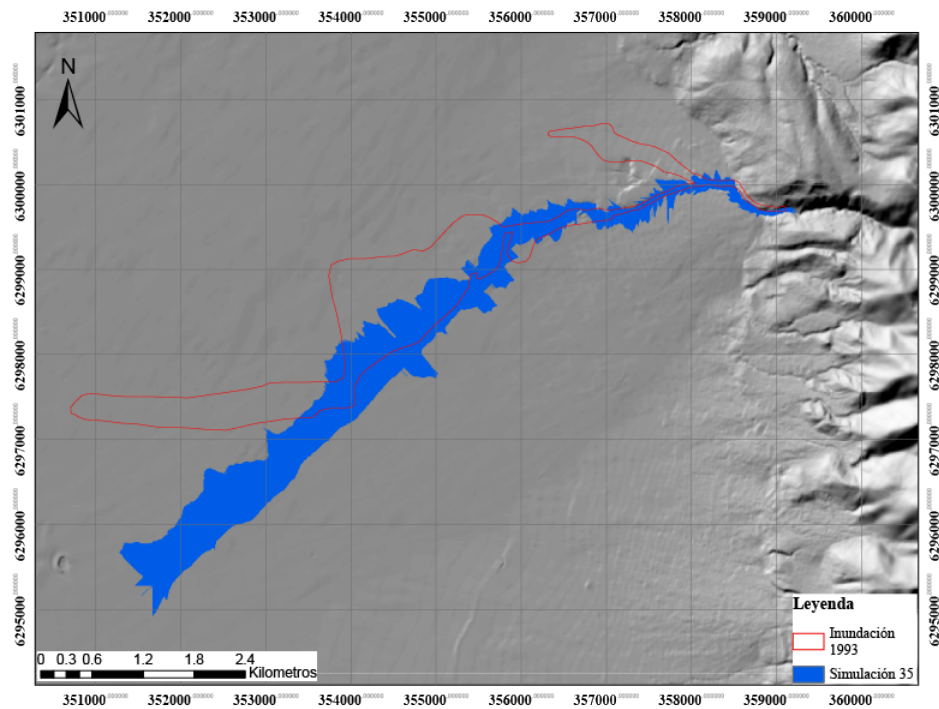


Figura 5.34: Resultado de simulación 35, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.34 se aprecia la simulación 35, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,0072$ y $c_2 = 104,1$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.2.2. Volumen 5.295.000 [m³]

Para este volumen (ver datos de entrada en Tabla 5.30), al igual que para el caso anterior, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla J.2 del Anexo J.

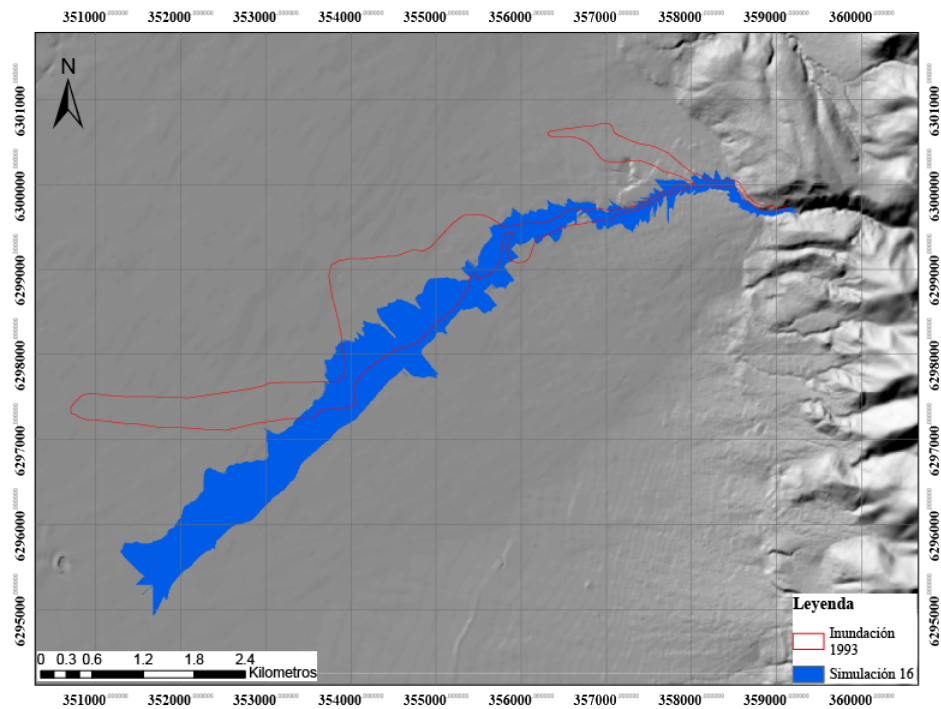


Figura 5.35: Resultado de simulación 16, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario medio determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.35 se aprecia la simulación 16, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,0060$ y $c_2 = 131,5$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.2.3. Volumen 7.515.000 [m³]

Para este volumen (ver datos de entrada en Tabla 5.30), al igual que para los casos anteriores, se evalúa la distancia de runout para cada simulación, la tabla con el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla J.3 del Anexo J.

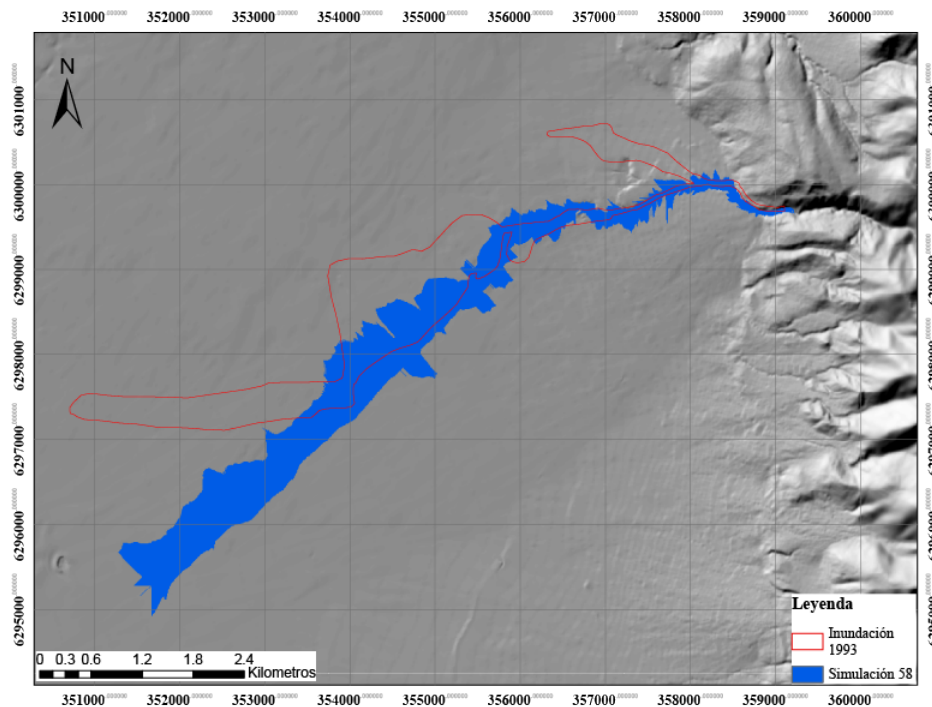


Figura 5.36: Resultado de simulación 58, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Naranjo y Varela (1996).

En la Figura 5.36 se aprecia la simulación 58, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,0047$ y $c_2 = 104,1$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.3. Quebrada de Lo Cañas

Para la quebrada de Lo Cañas, se toma como parámetro de calibración la distancia de runout entregada por el polígono definido (Sepúlveda, Rebolledo, y Vargas, 2006) (Figura 5.6). Se utilizan los valores de c_1 desde 0,01, disminuyendo en intervalos de 0,001 hasta encontrar valores similares a la distancia de runout, para luego afinar el intervalo a 0,0001.

5.3.3.1. Volumen 168.000 [m³]

Para este caso (ver datos de entrada en Tabla 5.30) se evalúa la distancia de runout para cada simulación, el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla K.1 del Anexo K.

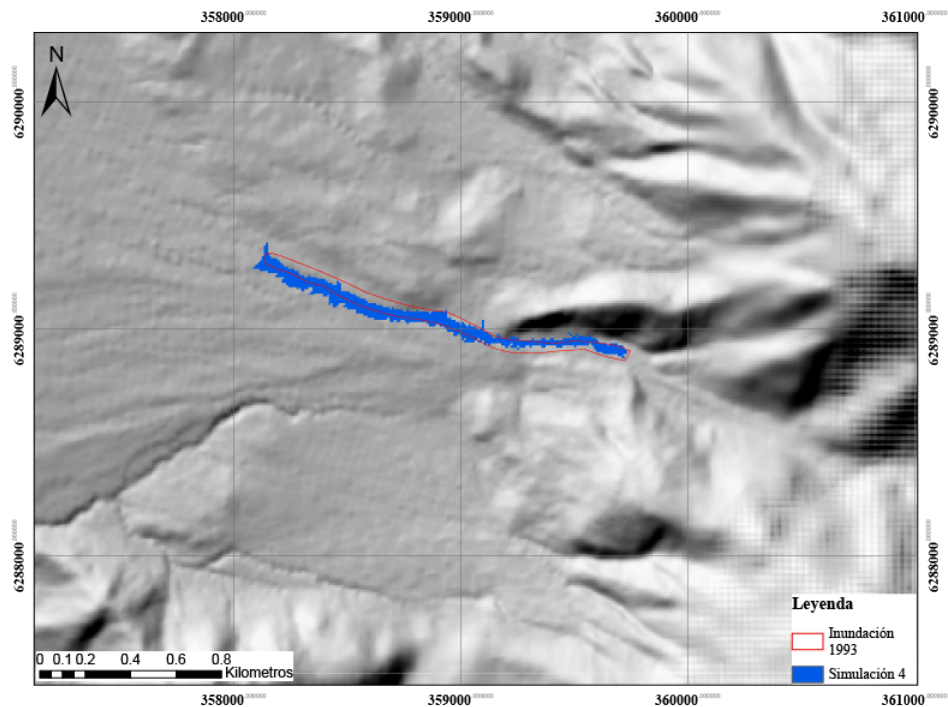


Figura 5.37: Resultado de simulación 4, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario mínimo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).

En la Figura 5.37 se aprecia la simulación 4, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,007$ y $c_2 = 29,6$. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.3.2. Volumen 180.000 [m³]

Para este caso (ver datos de entrada en Tabla 5.30) se evalúa la distancia de runout para cada simulación, el desglose total de las simulaciones junto a los parámetros de entrada del modelo se puede encontrar en la Tabla K.2 del Anexo K.

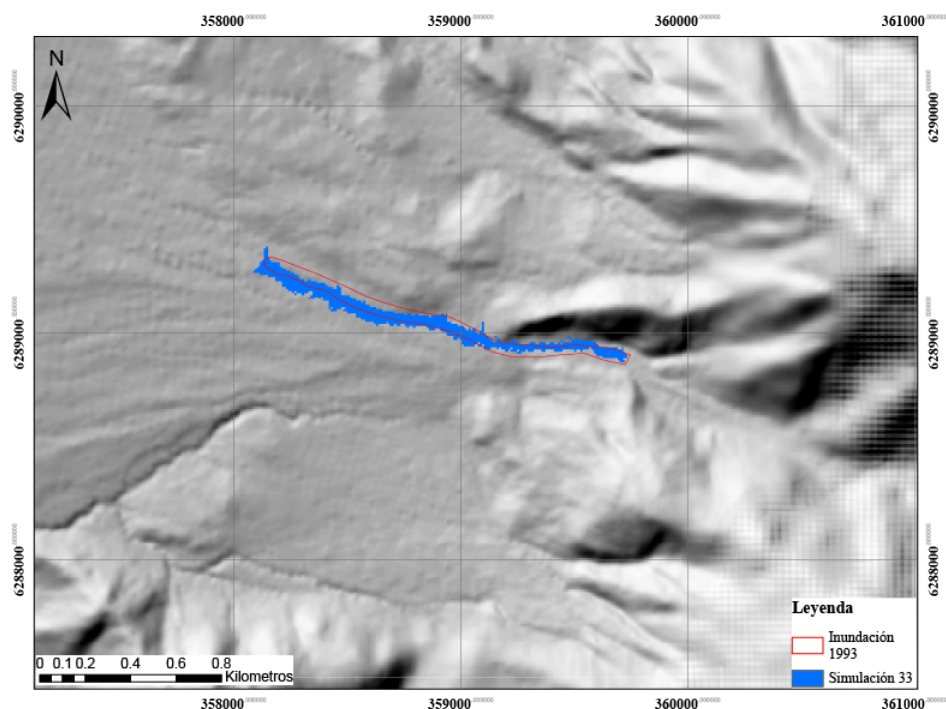


Figura 5.38: Resultado de simulación 33, considerada como una de las mejores aproximaciones para el evento de 1993 considerando los datos de entrada del escenario máximo determinado para el evento. En rojo se presenta la zona delimitada por Sepúlveda et al. (2006a).

En la Figura 5.38 se aprecia la simulación 33, la cual representa el óptimo de calibración y genera una distancia de runout similar a la del evento de 1993. Los valores de los coeficientes de la simulación corresponden a $c_1 = 0,0072$ y $c_2 = 29,8$, muy similares a los del caso anterior. El resumen de los datos de entrada de esta simulación, junto con los parámetros de calibración se puede encontrar en la Tabla 5.32.

5.3.4. Resumen de calibración

Con los datos anteriores se obtiene una tabla resumen (5.32) con los valores de la calibración y los datos de entrada que constituyen cada evento. Las áreas de inundación que se generan con cada par de coeficientes en una quebrada son prácticamente iguales entre sí.

Tabla 5.32: Resumen escenarios y coeficientes para LAHARZ

Quebrada	Área inundación [m ²]	Volumen [m ³]	Relación H/L	Coef. c_1	Coef. c_2
Macul	1.250.000	2.200.000	0,35	0,0140	73,5
	1.250.000	2.725.000	0,35	0,0122	64,1
San Ramón	3.995.000	3.995.000	0,26	0,0072	158,7
	3.995.000	5.295.000	0,26	0,0060	131,5
	3.995.000	7.515.000	0,26	0,0047	104,1
Lo Cañas	168.000	90.000	0,46	0,0070	29,6
	180.000	95.000	0,46	0,0072	29,8

Según la Tabla 5.31 los valores del coeficiente c_1 fluctúan de 0,01 a 0,05, mientras que los valores del coeficiente c_2 fluctúan de 20 a 200 (desde flujos de detritos a flujos hiperconcentrados, respectivamente).

Para la quebrada de Macul se tienen valores dentro de los rangos normales de flujos hiperconcentrados y para la quebrada de Lo Cañas los valores son comprensibles para un flujo de detritos. En el caso de San Ramón existe una clara contradicción dado que este flujo debería tener valores cercanos a 0,05 para c_1 , pero en la calibración se alcanza un valor de 0,0047. Cabe destacar que el caso de San Ramón consiste, prácticamente, en una inundación de detritos, evento que no ha sido simulado con anterioridad con el programa, por lo que no se cuentan con coeficientes estimados para este tipo de fenómenos.

6. Peligro de flujos

Para la estimación del grado de peligro asociado a flujos se requiere de una matriz de peligro. Un ejemplo ampliamente utilizado es la matriz que relaciona la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno con la intensidad del evento (Figura 6.1), la que a su vez se compone de la velocidad y la altura del flujo (Hürlimann et al., 2008).

				Probability of occurrence, <i>P</i>		
				High	Medium	Low
	BUWAL (1997)	Rickenmann (2005b)				
Intensity, <i>I</i>	$h > 1.0$ m and $v > 1.0$ m/s	$h > 1.0$ m or $v > 1.5$ m/s	High	High	High	Moderate
	$h < 1.0$ m or $v < 1.0$ m/s	$h < 1.0$ m and 0.4 m/s $< v < 1.5$ m/s	Medium	Moderate	Moderate	Low
	non existent	$h < 0.4$ m and $v < 0.4$ m/s	Low	Low	Low	Very Low
Not affected areas				Very Low	Very Low	Very Low

Figura 6.1: Ejemplo de matriz de peligro. Extraída de Hürlimann et al. (2008).

La intensidad de los flujos de detritos es estimada, en este caso, mediante las simulaciones del programa RAMMS-DF, el cual es capaz de entregar los datos de altura y velocidad en cada punto del flujo. Debido a que se utiliza sólo un escenario de simulación para la calibración del modelo, es necesario generar otros dos escenarios con distintas probabilidades de ocurrencia para poder estimar el peligro final.

6.1. Escenarios de simulación

Con los datos recopilados en la sección 5.2 se obtiene la Tabla 6.1, la que resume los valores de la calibración y los datos de entrada que constituyen cada evento. Se utilizan los casos mínimos y máximos para reducir de alguna forma el error asociado en la estimación de los casos.

Tabla 6.1: Resumen escenarios y parámetros de fricción RAMMS

Quebrada	Caso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ζ [m/s]
Macul	Mín.	620	2.200.000	7,5	1.613	0,050	500
	Máx.	745	2.725.000	8,5	1.613	0,050	450
San Ramón	Mín.	1.318	5.295.000	8,5	1.613	0,010	300
	Máx.	1.780	7.515.000	11,5	1.613	0,010	200
Lo Cañas	Mín.	252	168.000	9,9	1.800	0,135	350
	Máx.	267	180.000	10,5	1.800	0,140	450

La evaluación de susceptibilidad de flujos de detritos en la sección 2.2, permite verificar cuáles son las quebradas más o menos susceptibles a la generación de este tipo de fenómenos. Según la Figura 4.29, todas las quebradas tienen al menos una unidad con $IS \geq 50$, o unidades con valores muy cercanos a este valor ($IS = 48$ en el caso de la quebrada La Morfilana), por lo tanto todas son candidatas a evaluación de peligro de flujos.

Se determina que las quebradas que poseen más del 50% de su superficie con unidades con $IS \geq 50$ son quebradas con una alta susceptibilidad y, por lo tanto, pueden tener una alta probabilidad de generación, estas quebradas corresponden a lugares con actividad dentro de los últimos 25 años (Macul, San Ramón y Lo Cañas) y quebradas que no han tenido actividad, pero que poseen una gran cantidad de unidades susceptibles (Larraín, Nido de Águila, Peñalolén, Lo Hermida y Las Vizcachas).

Para efectos de este trabajo, debido a la baja monitorización de los eventos ocurridos en el pasado y debido a la baja cantidad de eventos importantes posteriores a 1993, es difícil obtener relaciones o periodos de recurrencia certeros. Es por ello que se designan los siguientes escenarios:

- **Escenario de probabilidad de ocurrencia alta**

Se cuenta con el escenario de 1993, utilizado en la calibración del modelo RAMMS en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas con las modificaciones realizadas al modelo de elevación topográfica. Este evento se considera como un escenario de probabilidad alta dado que es uno de los eventos más catastróficos registrados en la zona de estudio. El resumen de los parámetros de entrada de este evento se encuentra en la Tabla 6.1. Además, las quebradas con susceptibilidad alta se consideran dentro de esta categoría y se evalúan con las condiciones del evento de 1993.

- **Escenario de probabilidad de ocurrencia media**

Para este escenario se plantean las mismas condiciones que para el evento de 1993, pero sin las modificaciones que se realizaron para encauzar el flujo en la calibración del modelo, es decir, el DEM con las condiciones topográficas actuales. Se evalúan todas las quebradas del frente cordillerano de Santiago con estas condiciones.

- **Escenario de probabilidad de ocurrencia baja**

Vargas (1999) propone un escenario en donde se plantea la peor tormenta posible para la ciudad de Santiago, equivalente a un evento que generaría un flujo con cinco veces el caudal que tuvo el evento de 1993. Considerado como el peor caso posible, con la menor probabilidad de ocurrencia.

Los datos de entrada para el peor escenario se presentan en la Tabla 6.2. En este caso, el caudal del evento corresponde a 5 veces el caudal del evento de 1993, con lo que se puede estimar el volumen del flujo a partir de las fórmulas empíricas que se pueden encontrar en la Tabla 5.5. A partir del volumen y el caudal se puede estimar la altura del depósito y con ello la velocidad del flujo, dado que se asume que los coeficientes y los parámetros de fricción son constantes para cada quebrada. El desglose total de los factores involucrados para obtener cada parámetro en cada quebrada se encuentra en las tablas L.1, L.2 y L.3 del Anexo L.

Tabla 6.2: Resumen escenarios y parámetros de fricción para el peor escenario

Quebrada	Caso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ξ [m/s]
Macul	Mín.	3.094	14.305.000	16,4	1.613	0,050	500
	Máx.	3.717	17.713.000	18,5	1.613	0,050	450
San Ramón	Mín.	6.575	34.427.000	15,6	1.613	0,010	300
	Máx.	8.880	48.865.000	18,5	1.613	0,010	200
Lo Cañas	Mín.	1.257	1.282.000	16,4	1.800	0,135	350
	Máx.	1.332	1.380.000	17,4	1.800	0,140	450

Gracias a las relaciones obtenidas en la calibración del modelo RAMMS (sección 5.2.4) es posible extender la metodología en quebradas donde no se cuenta con ningún dato para la simulación, como las quebradas de Apoquindo, Peñalolén y Las Vizcachas, entre otras. Debido a las similitudes geomorfológicas y el tamaño de estas quebradas respecto a la quebrada de Lo Cañas, se consideran todas como quebradas menores y es posible utilizar relaciones similares, a diferencia de las quebradas de Macul o San Ramón. Los pasos de la metodología utilizada son los siguientes:

1. Primero se debe calcular la superficie de la quebrada generadora de un potencial flujo de detritos mediante un software SIG, para luego aplicar las ecuaciones 5.6 y 5.7 obtenidas del gráfico de la Figura 5.22 para estimar el volumen que puede alcanzar el potencial evento.
2. El siguiente paso es utilizar las fórmulas empíricas para caudales según el volumen del flujo, tal como se realiza en la sección 5.1. En este caso se utilizan las mismas relaciones que en la quebrada de Lo Cañas debido a las similitudes de tamaño de las hoyas hidrográficas.
3. El tercer paso es utilizar las ecuaciones 5.8 y 5.9 para obtener el parámetro de fricción μ ideal según el volumen del flujo (Figura 5.23).
4. Finalmente, para los datos de velocidad y el parámetro viscoso-turbulento (ξ) se utilizan los correspondientes a los casos mínimos y máximos de la quebrada de Lo Cañas dadas las similitudes con respecto a las otras quebradas y la dificultad de obtener relaciones certeras para ambos parámetros.

Los datos para la simulación del evento de 1993 extendido al resto de las quebradas del frente cordillerano de Santiago, desde norte a sur, se presentan a continuación en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3: Resumen escenarios y parámetros de fricción extendida al frente cordillerano de Santiago

Quebrada	Caso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ξ [m/s]
Apoquindo	Mín.	337	242.000	9,9	1.800	0,117	350
	Máx.	344	249.000	10,5	1.800	0,136	450
Larraín 1	Mín.	208	131.500	9,9	1.800	0,135	350
	Máx.	212	135.000	10,5	1.800	0,152	450
Larraín 2	Mín.	228	147.500	9,9	1.800	0,139	350
	Máx.	233	151.500	10,5	1.800	0,156	450
Peñalolén	Mín.	243	160.000	9,9	1.800	0,132	350
	Máx.	249	165.000	10,5	1.800	0,150	450
Nido de Águila	Mín.	275	187.000	9,9	1.800	0,127	350
	Máx.	281	192.000	10,5	1.800	0,144	450
Lo Hermida	Mín.	218	139.000	9,9	1.800	0,137	350
	Máx.	223	143.500	10,5	1.800	0,154	450
Las Perdices	Mín.	217	138.500	9,9	1.800	0,137	350
	Máx.	222	142.500	10,5	1.800	0,155	450
Tarapacá - Santa Rosa	Mín.	215	137.000	9,9	1.800	0,138	350
	Máx.	220	141.000	10,5	1.800	0,155	450
La Morfilana	Mín.	249	165.000	9,9	1.800	0,131	350
	Máx.	254	168.500	10,5	1.800	0,149	450
Las Vizcachas1	Mín.	244	161.000	9,9	1.800	0,132	350
	Máx.	249	165.500	10,5	1.800	0,149	450
Las Vizcachas2	Mín.	220	141.000	9,9	1.800	0,137	350
	Máx.	225	145.000	10,5	1.800	0,154	450

Desde este punto se tratan como quebradas mayores a las quebradas de Macul y San Ramón, es decir, aquellas que presentaron gran actividad durante 1993. Quebradas menores son aquellas que su actividad no generó un gran daño o las que no presentaron actividad registrada y corresponden a las citadas en la Tabla 6.3, junto con la quebrada de Lo Cañas.

Al igual que con las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas, se procede a calcular los datos de entrada para las simulaciones del peor escenario posible. Para el cálculo de cada parámetro se utiliza la misma metodología y los mismos factores multiplicadores que en las otras quebradas (Anexo L). El resumen de los datos de entrada se presenta a continuación en la Tabla 6.4.

Tabla 6.4: Resumen escenarios y parámetros de fricción extendida al frente cordillerano de Santiago para el peor caso

Quebrada	Caso	Q [m ³]	Volumen [m ³]	Vel. [m/s]	Den. [kg/m ³]	μ	ζ [m/s]
Apoquindo	Mín.	1.681	1.854.000	16,4	1.800	0,117	350
	Máx.	1.719	1.907.500	17,4	1.800	0,136	450
Larraín 1	Mín.	1.038	1.007.000	16,4	1.800	0,135	350
	Máx.	1.060	1.034.000	17,4	1.800	0,152	450
Larraín 2	Mín.	1.137	1.130.000	16,4	1.800	0,139	350
	Máx.	1.161	1.160.000	17,4	1.800	0,156	450
Peñalolén	Mín.	1.212	1.225.500	16,4	1.800	0,132	350
	Máx.	1.242	1.264.000	17,4	1.800	0,150	450
Nido de Águila	Mín.	1.371	1.432.500	16,4	1.800	0,127	350
	Máx.	1.403	1.474.500	17,4	1.800	0,144	450
Lo Hermida	Mín.	1.088	1.068.500	16,4	1.800	0,137	350
	Máx.	1.112	1.099.000	17,4	1.800	0,154	450
Las Perdices	Mín.	1.081	1.061.000	16,4	1.800	0,137	350
	Máx.	1.106	1.091.500	17,4	1.800	0,155	450
Tarapacá - Santa Rosa	Mín.	1.072	1.049.500	16,4	1.800	0,138	350
	Máx.	1.097	1.080.000	17,4	1.800	0,155	450
La Morfilana	Mín.	1.242	1.264.000	16,4	1.800	0,131	350
	Máx.	1.269	1.298.500	17,4	1.800	0,149	450
Las Vizcachas1	Mín.	1.218	1.233.500	16,4	1.800	0,132	350
	Máx.	1.245	1.268.000	17,4	1.800	0,149	450
Las Vizcachas2	Mín.	1.098	1.268.000	16,4	1.800	0,137	350
	Máx.	1.121	1.111.000	17,4	1.800	0,154	450

6.2. Intensidad de flujos de detritos

Para evaluar la intensidad de los flujos se consideran las pautas entregadas por Rickenmann (2005), las que se pueden observar en la Tabla 6.5.

Tabla 6.5: Categorías para intensidad de flujos de detritos

Intensidad	Altura [m]	Velocidad [m/s]
Alta	$\geq 1,0$	y $\geq 1,5$
Media	$1,0 > h \geq 0,4$	y/o $1,5 > v \geq 0,4$
Baja	$< 0,4$	y $< 0,4$

Para cada flujo asociado a una probabilidad de ocurrencia específica existen dos casos, uno máximo y uno mínimo, lo cuales a su vez poseen información de velocidades y alturas máximas en cada punto del evento en una quebrada.

Tal como se indicó anteriormente, se utilizan ambos escenarios para evitar subestimaciones del peligro, derivados de posibles errores en la estimación de los parámetros de entrada del modelo. Por lo tanto, se comparan los cuatro archivos ráster generados por RAMMS para conseguir la intensidad en cada una de las quebradas, como se muestra en las figuras 6.2 y 6.3. Este paso se repite en cada una de las probabilidades de ocurrencia definidas anteriormente y para cada quebrada del frente cordillerano de Santiago.

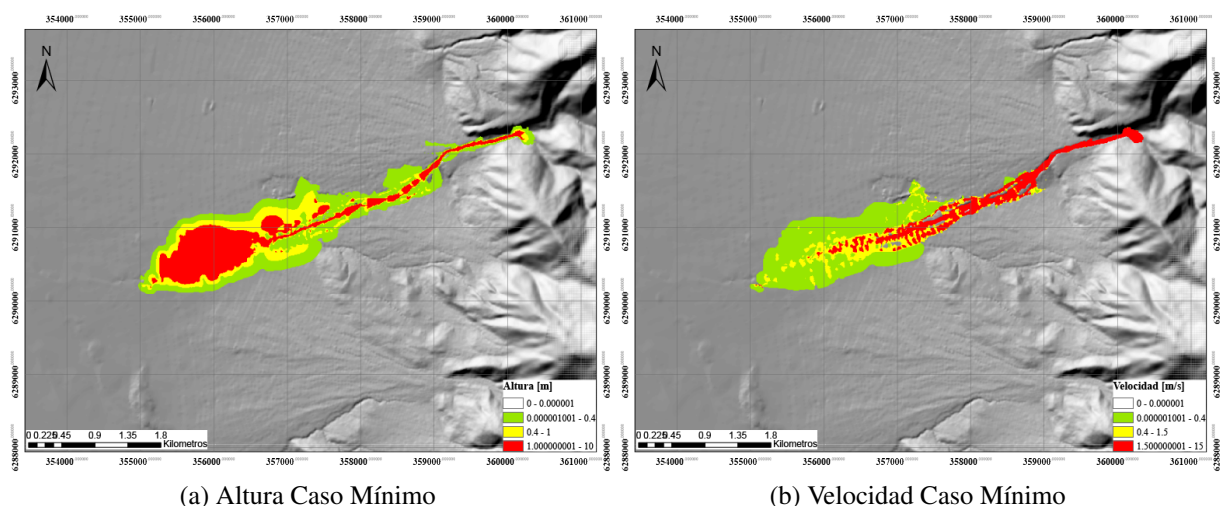


Figura 6.2: Ejemplo de rásters de altura y velocidad para caso mínimo en quebrada de Macul

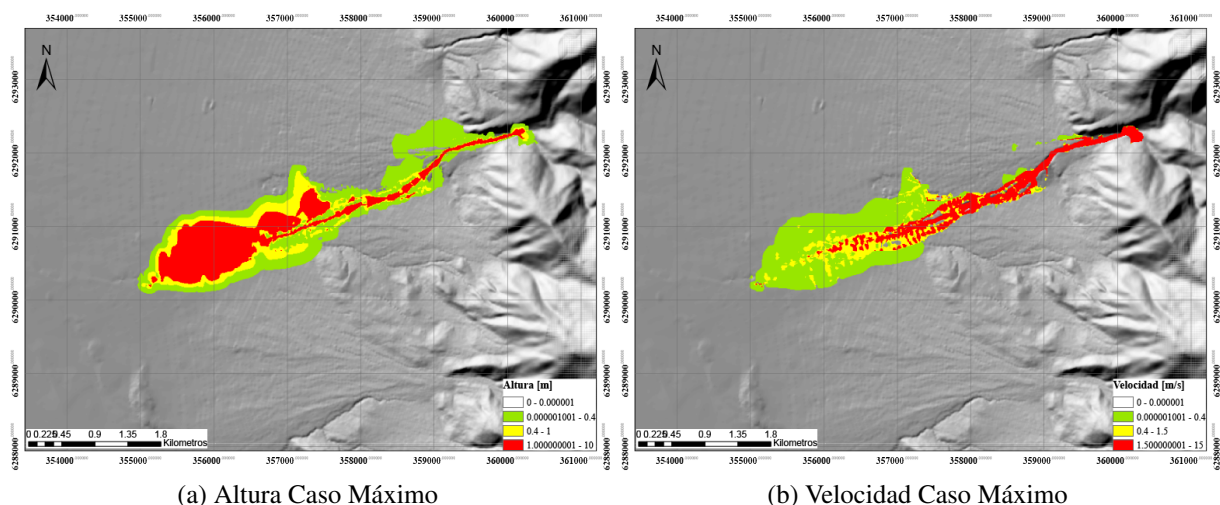


Figura 6.3: Ejemplo de rásters de altura y velocidad para caso máximo en quebrada de Macul

6.2.1. Intensidad evento 1993 en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas

Se presenta el mapa de intensidad (Figura 6.4) para el evento de 1993 simulado con barreras topográficas. El mapa está compuesto por los escenarios mínimos y máximos para cada una de las quebradas mayores.

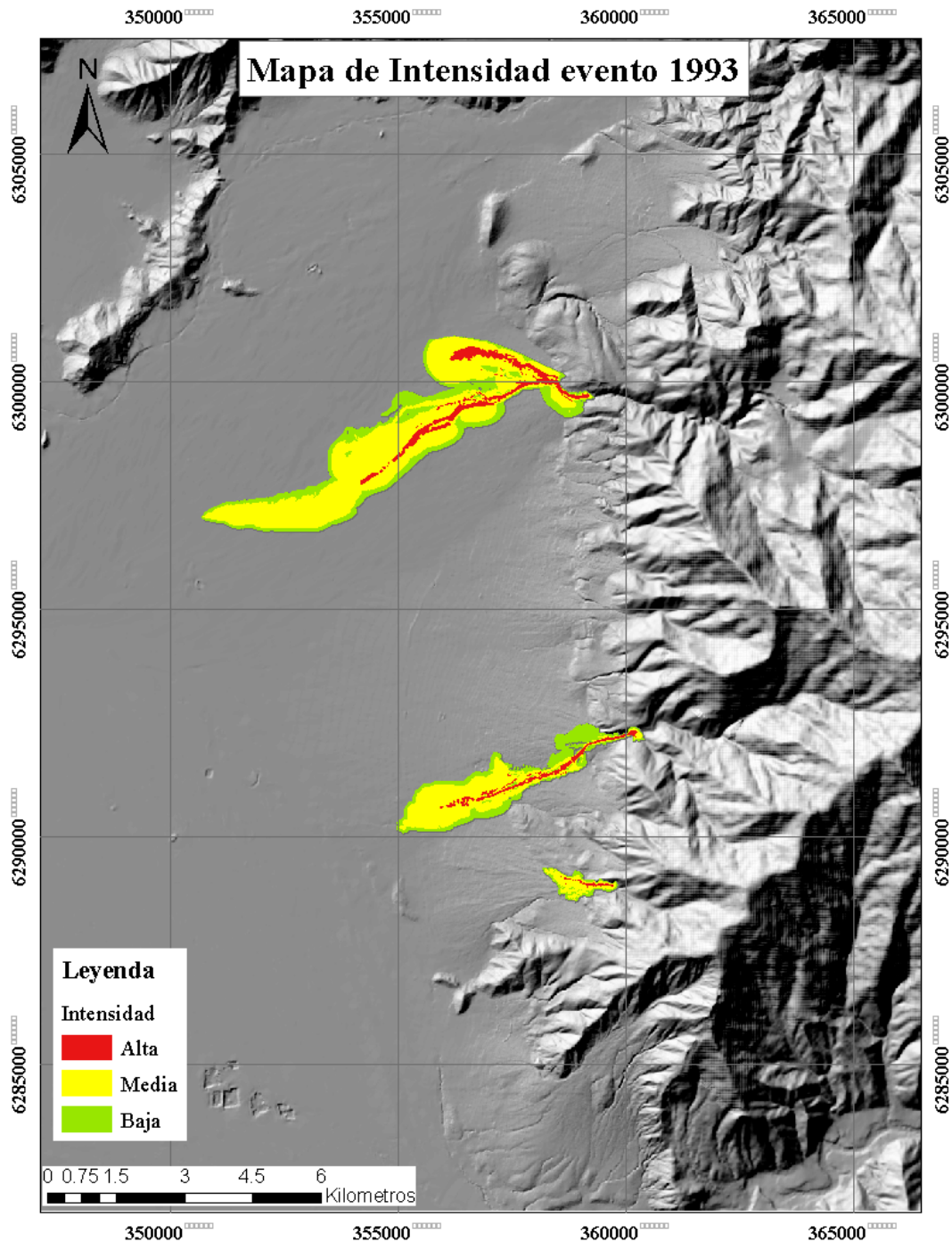


Figura 6.4: Mapa de intensidad para evento de 1993.

6.2.2. Intensidad evento 1993 para el frente cordillerano de Santiago

Se presenta el mapa de intensidad (Figura 6.5) para un evento de similares características que el de 1993, pero sin barreras topográficas en las tres quebradas mayores. Se evalúan todas las quebradas en los casos mínimos y máximos.

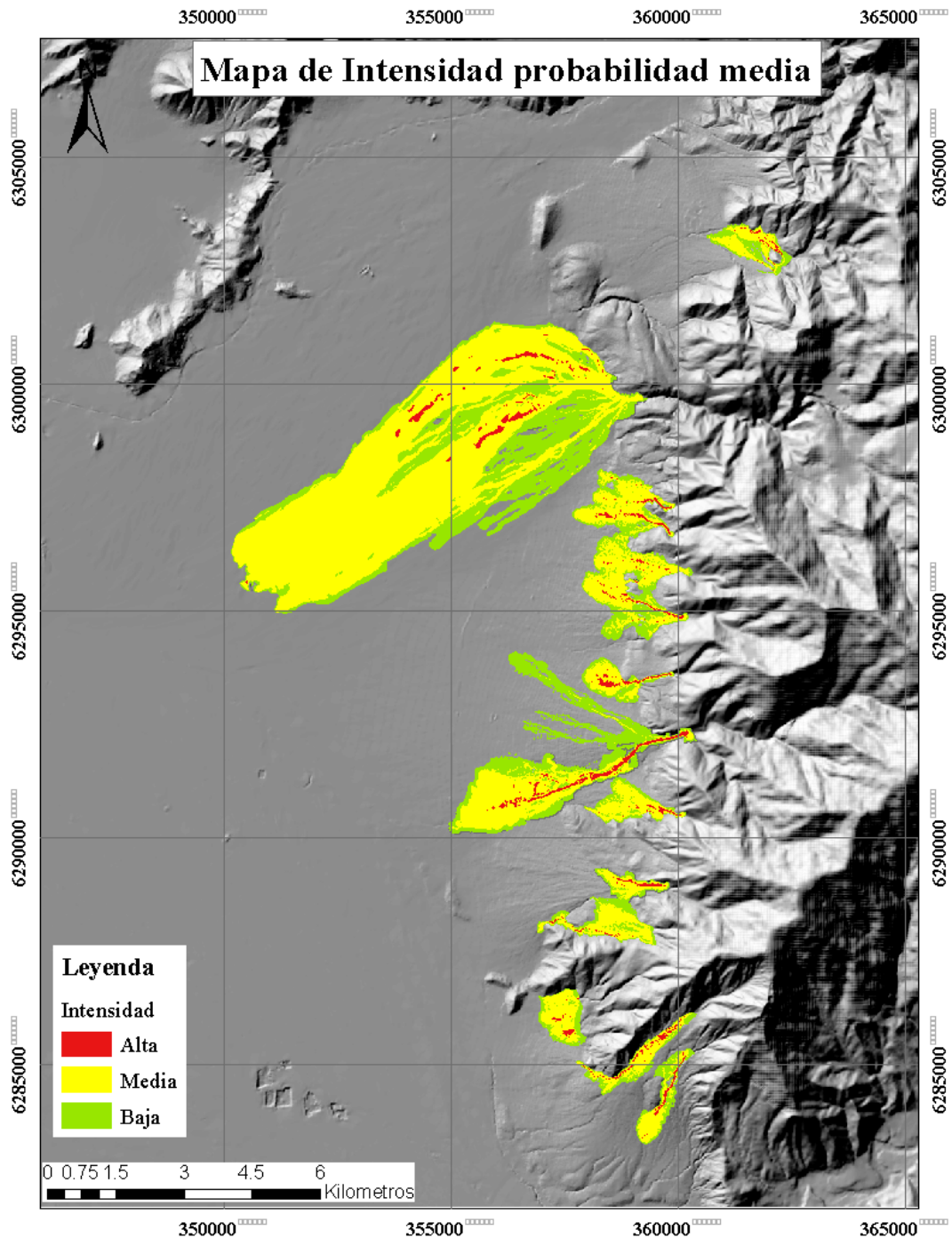


Figura 6.5: Mapa de intensidad para evento de 1993 para el frente cordillerano de Santiago.

6.2.3. Intensidad peor evento posible

Se presenta el mapa de intensidad (Figura 6.6) para el peor escenario posible, evaluado en todas las quebradas del frente cordillerano, para los casos mínimos y máximos.

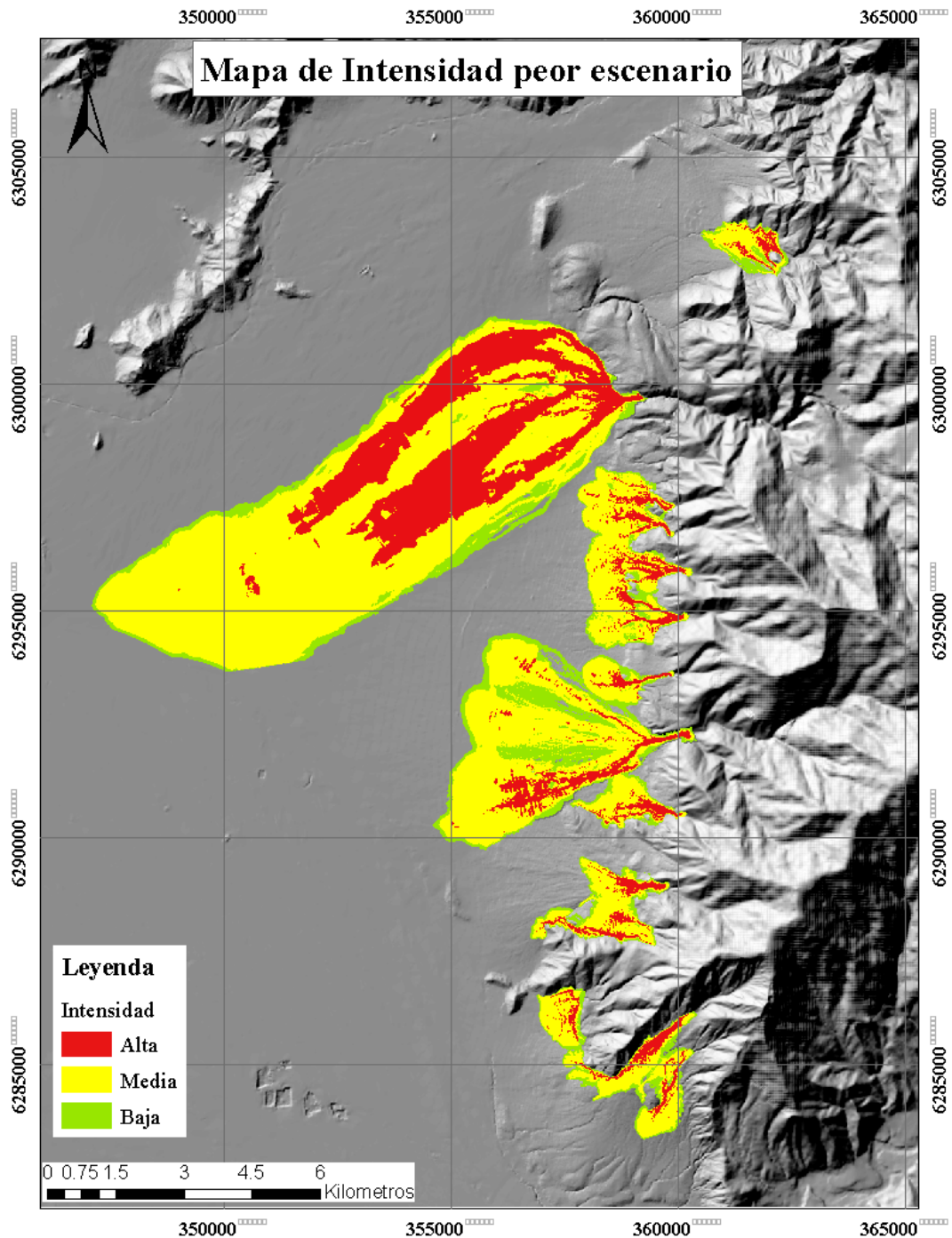


Figura 6.6: Mapa de intensidad para peor evento posibles en el frente cordillerano de Santiago.

6.3. Peligro asociado a flujos

Para evaluar el peligro se deben ponderar los valores de intensidad presentados en la Tabla 6.5 con los valores asociados a la probabilidad de ocurrencia del evento de flujo, discutidos en la sección 6.1, tal como se muestra en la Tabla 6.6.

Tabla 6.6: Matriz de peligro de flujos para el frente cordillerano de Santiago

	Probabilidad de Ocurrencia		
Intensidad	Alta	Media	Baja
Alta	Alta	Medio Alto	Medio
Media	Medio Alto	Medio	Medio Bajo
Baja	Medio	Medio Bajo	Bajo

Es importante mencionar que la delimitación para la evaluación de peligros debe ser detallada y tratar, en lo posible, de no subestimar ni sobrestimar el grado de peligro, dado que zonas categorizadas con peligro alto deberían tener una prohibición total de edificación y las zonas de peligro medio deberían contar con medidas de mitigación que permitan el menor daño posible a la población en el caso de desencadenarse uno de estos eventos (Petrascheck y Kienholtz, 2003). Una consecuencia negativa de no contar con zonificaciones de peligro precisas es la posible depreciación de terrenos y edificios en zonas que cuentan con una delimitación incorrecta.

Se presentan a continuación dos mapas, el primero corresponde al mapa de peligro de flujos construido con la matriz de peligro (Tabla 6.6) para el frente cordillerano de Santiago (Figura 6.7). Cabe destacar que este mapa es el resultado preliminar entregado por el software RAMMS.

El segundo mapa presentado se construye a partir del mapa preliminar generado con la matriz de peligro, en donde se procede a procesar cada grado de peligro considerando las características geomorfológicas circundantes. Esto se realiza principalmente debido a que la resolución de 9 m del DEM puede hacer que RAMMS no considere algunas características importantes en la morfología del terreno por donde circula el flujo. Estas características pueden influir en la trayectoria del evento y su alcance. Además, se analiza este mapa con un enfoque más conservador para evitar subestimar los grados de peligro asociados a este tipo de fenómenos. Se presenta a continuación el mapa final de peligro para el frente cordillerano de Santiago (Figura 6.8).

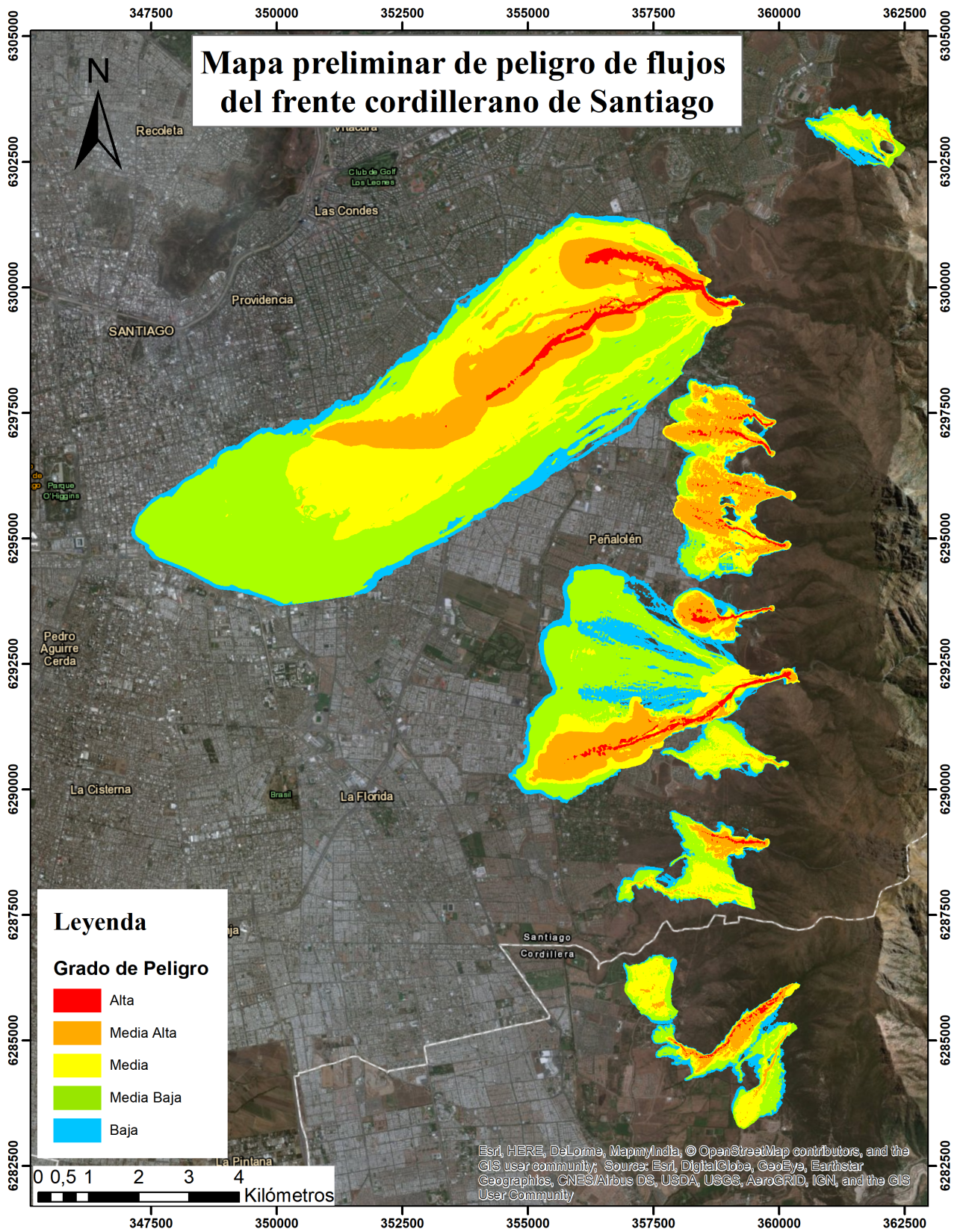


Figura 6.7: Mapa preliminar de peligro asociado a flujos en el frente cordillerano de Santiago.

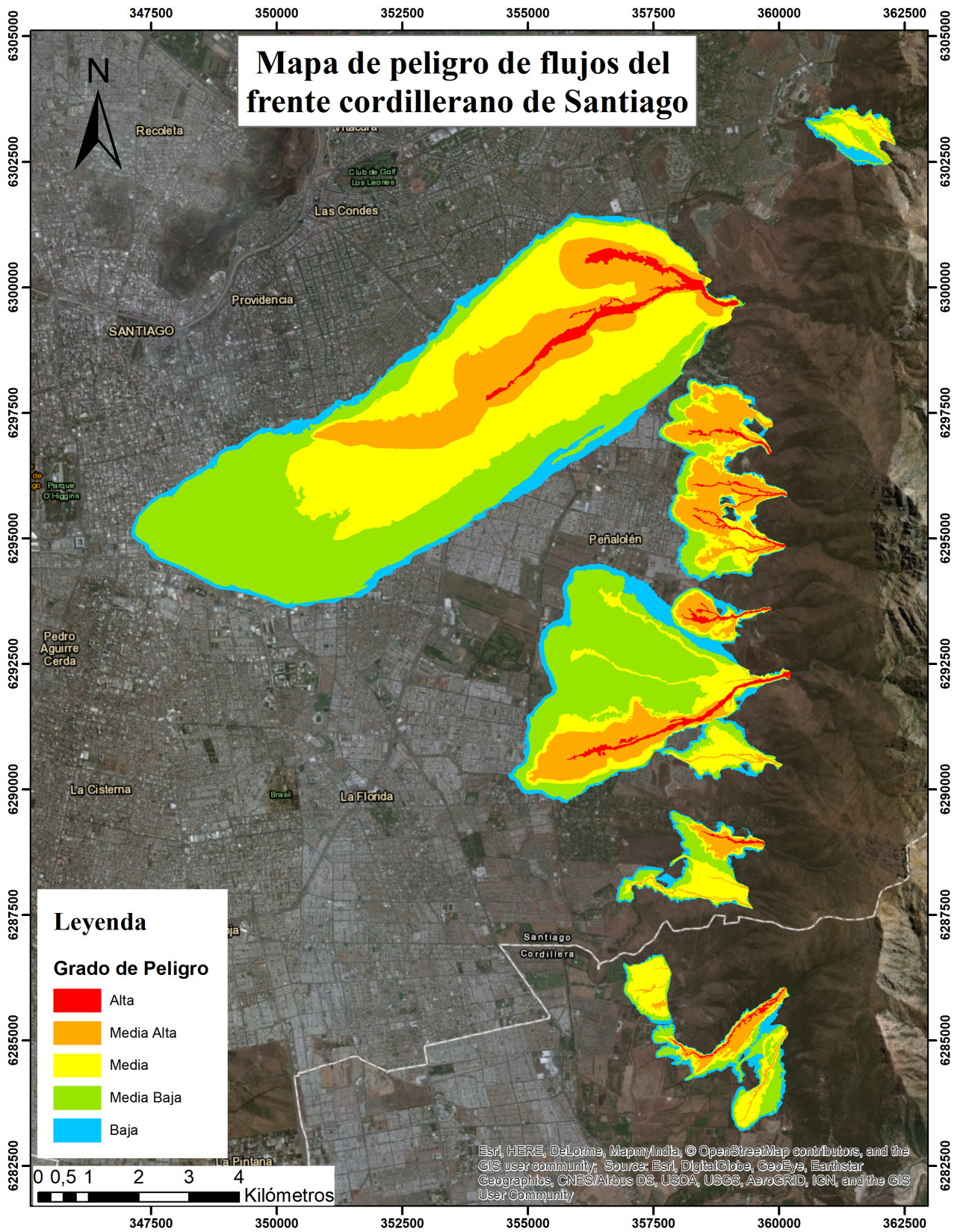


Figura 6.8: Mapa final de peligro asociado a flujos en el frente cordillerano de Santiago.

6.3.1. Peligro de flujos en quebradas menores

Se presenta el mapa de peligro de flujos de detritos en la Figura 6.9 en las quebradas menores del frente cordillerano de Santiago.

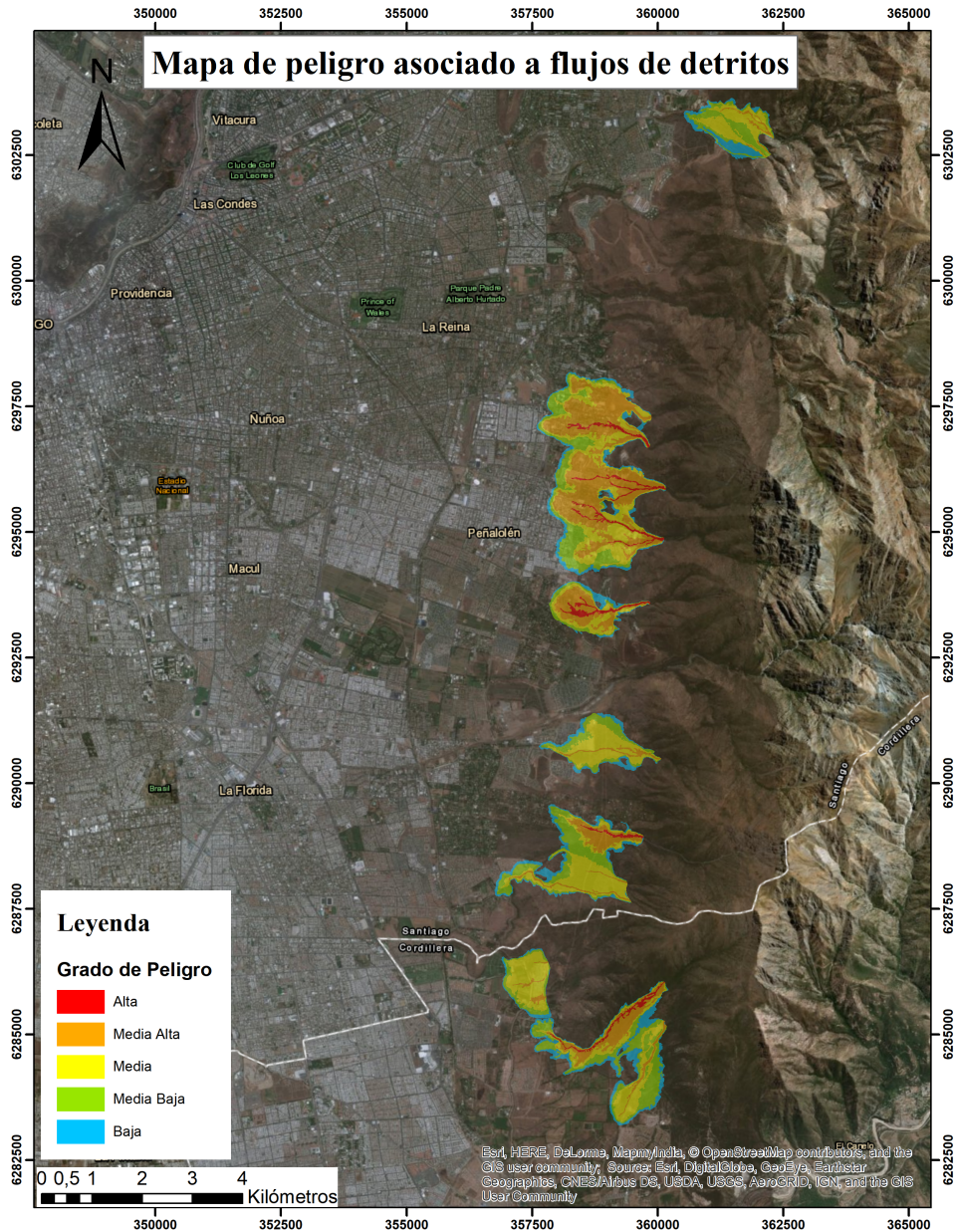


Figura 6.9: Mapa de peligro asociado a flujos de detritos en quebradas menores

Se puede observar, gracias a la imagen satelital, que las zonas afectadas corresponden mayoritariamente a las áreas urbanas más cercanas a las quebradas. Es importante mencionar que las simulaciones de estas quebradas poseen parámetros calibrados para flujos de detritos, por lo que su expansión es relativamente baja.

Las zonas de peligro medio alto a alto son las más propensas a recibir la mayor carga de material detrítico, que en este caso corresponde a más de un 40 % del volumen del flujo en sedimentos, que a alta velocidad pueden ejercer elevadas presiones y generar severos daños en la infraestructura. En general, estas áreas se restringen a la zona del canal y pueden generar colapsos de la canalización y red de colección de aguas lluvias; aislamiento de sectores de la población y, finalmente, inundación por desborde del cauce.

Las zonas de peligro medio, abarca una gran extensión, en relación a las zonas de peligro alto y peligro bajo. En general, se produce por la inundación por desborde del cauce, en donde se deposita mayoritariamente material fino a grueso, dependiendo de la magnitud del evento, y posee un nivel de destrucción no tan severo. También es capaz de colapsar la red de colección de aguas lluvias, pero la concentración de sedimentos es considerablemente menor, por lo que se asemeja más a un flujo hiperconcentrado que a un flujo de detritos.

Las zonas de peligro bajo corresponden a zonas más distales del ápice de los abanicos aluviales de las quebradas. En general, representan peligro de inundación por el desborde del cauce y colapso de los colectores de aguas lluvias. En estas áreas el flujo se presenta empobrecido en sedimentos, por lo que se asemeja más a una inundación y el riesgo que posee es considerablemente menor.

En la Figura 6.10 se puede observar de mejor manera la quebrada de Lo Cañas.

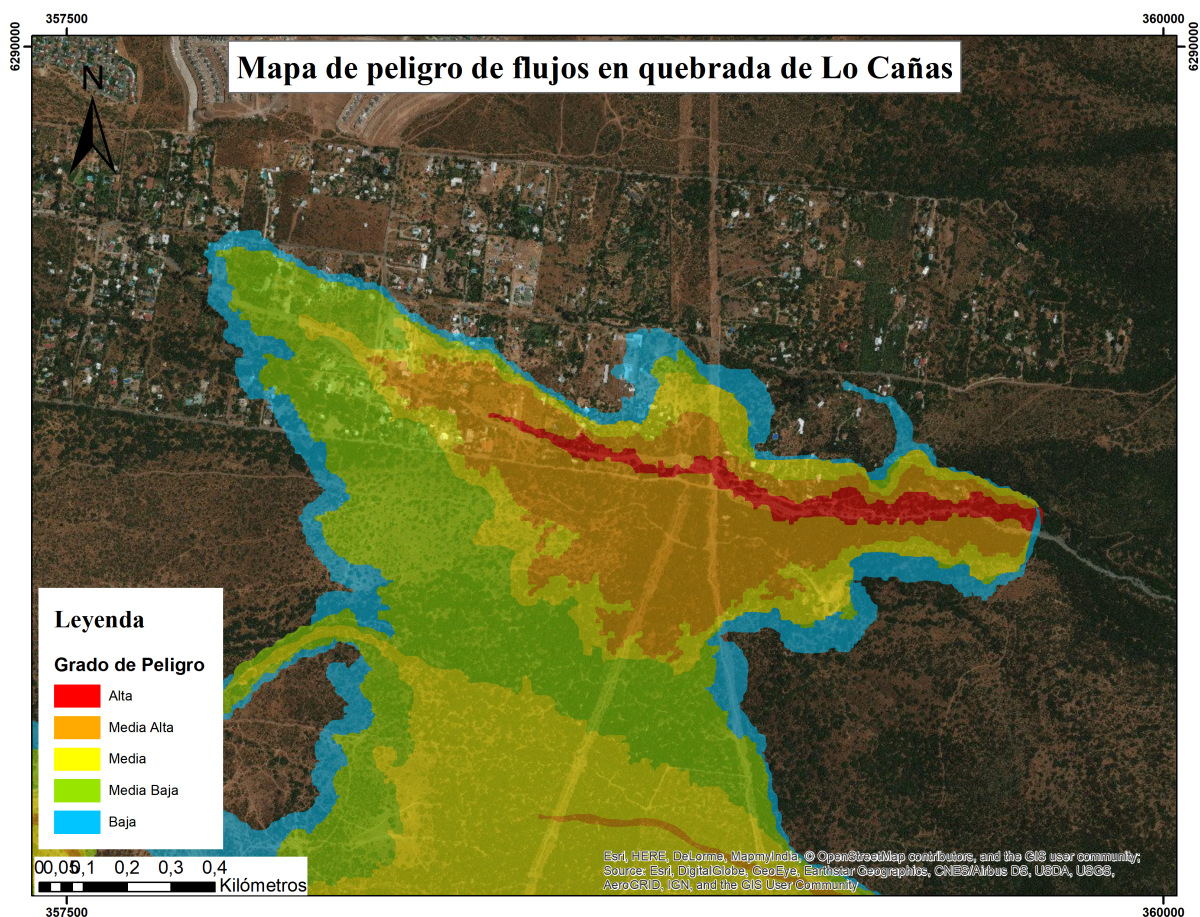


Figura 6.10: Mapa de peligro de flujos de detritos quebrada de Lo Cañas

6.3.2. Peligro de flujos en quebradas mayores

Respecto a los eventos de Macul y de San Ramón, ambas quebradas generan históricamente flujos hiperconcentrados, pero el nivel de concentración de sedimentos es mayor en los flujos de la quebrada de Macul, debido a las condiciones geomorfológicas del territorio.

En el caso de la quebrada de San Ramón el flujo tuvo que ser simulado con condiciones similares a las de una inundación de detritos, debido a la gran extensión del evento de 1993. El problema en este tipo de flujos es que la dinámica del modelo RAMMS fue generado para flujos de detritos altamente concentrados, por lo que pueden existir inexactitudes en la simulación.

En la Figura 6.11 se puede observar la distribución de las zonas de peligro, se ve una gran expansión desde los grados medio bajo a bajo de peligro. Se recomienda tomar esos dos grados con prudencia, por las limitaciones del programa respecto a flujos con un contenido de agua muy alto. Las zonas de peligro alto y medio alto coinciden con las áreas afectadas en el evento de 1993, y se concentran en el cauce y las zonas inmediatas a él.

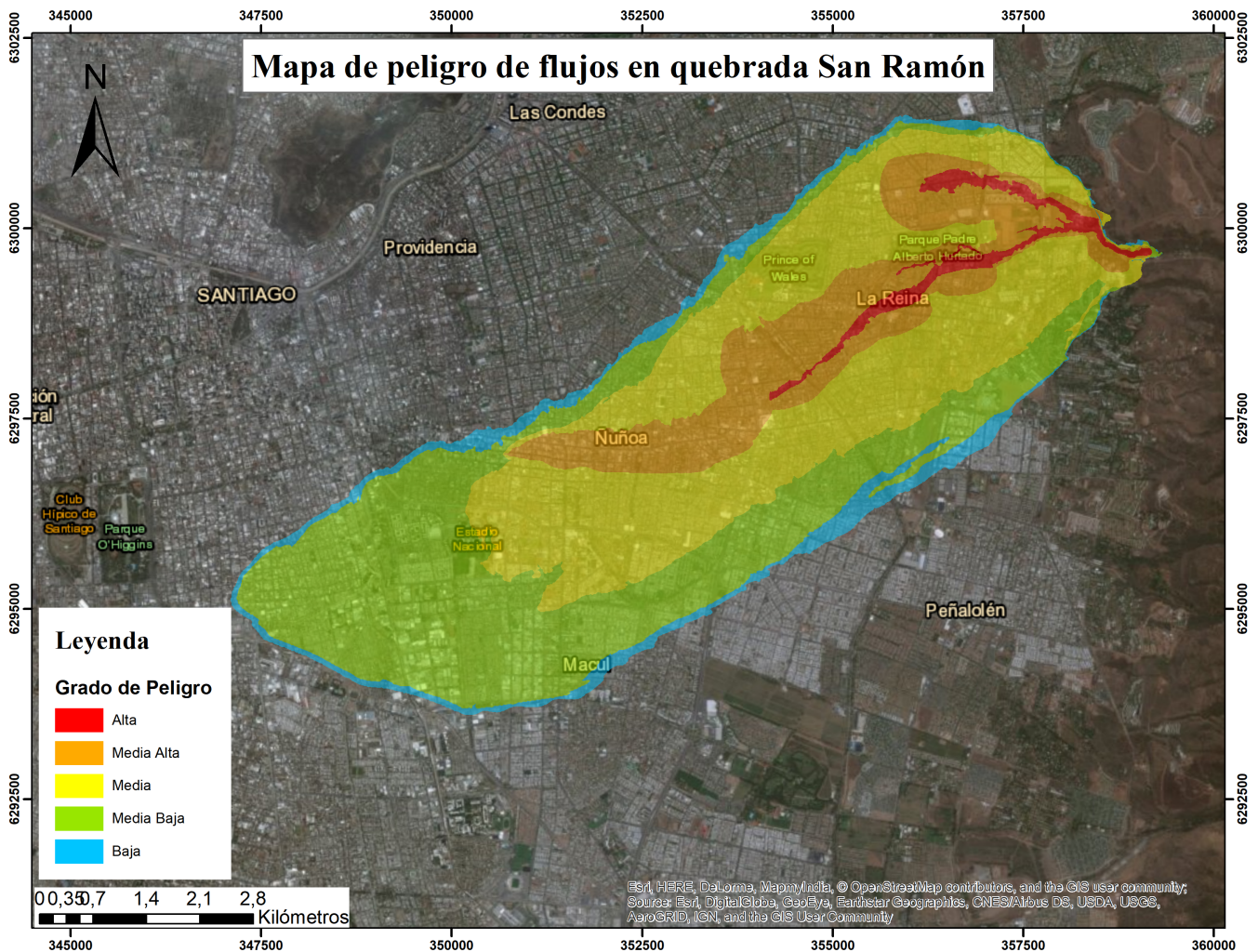


Figura 6.11: Mapa de peligro de flujos en Quebrada de San Ramón

Respecto a la quebrada de Macul, se presenta el mapa de peligro asociado a flujo en la Figura 6.12. De este es posible desprender que existen ramificaciones hacia el norte que no existieron en el evento de 1993. Estos dos brazos consisten en zonas de peligro medio bajo a bajo, por lo que eventualmente no generan un alto nivel de riesgo sobre la población, debido a que principalmente llegaría a estas zonas un flujo de baja concentración de sólidos.

Las zonas de peligro alto principalmente se concentran en el área del cauce de la quebrada, mientras que las zonas de peligro medio alto, coinciden con las zonas residenciales afectadas por el evento de 1993. Se recomienda que las zonas anteriormente nombradas sean consideradas dentro de la planificación, dado que la probabilidad de que un flujo futuro ocurra con el mismo patrón no es baja.

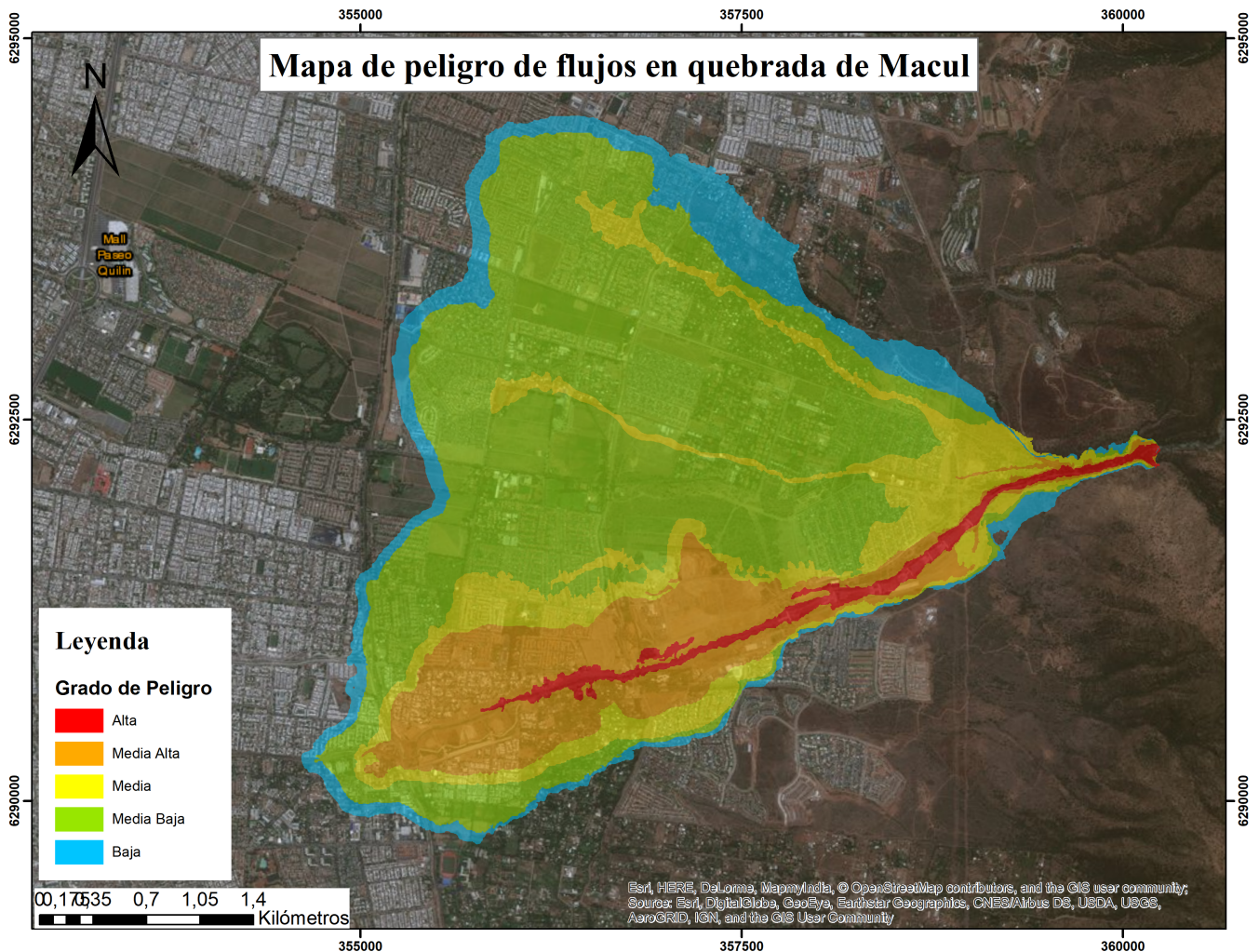


Figura 6.12: Mapa de peligro de flujos en la Quebrada de Macul

Al igual que en el caso de las quebradas menores, las zonas de peligro medio alto a alto son las más propensas a recibir la mayor carga de material detrítico, que en este caso corresponde a más de un 30% del volumen del flujo en sedimentos, que a alta velocidad pueden ejercer elevadas presiones y generar severos daños en la infraestructura. En general, estas áreas se restringen a la zona del canal y pueden generar colapsos de la canalización y red de colección de aguas lluvias; aislamiento de sectores de la población y, finalmente, inundación por desborde del cauce.

Las zonas de peligro medio, en general, se produce por la inundación por desborde del cauce, en donde se deposita mayoritariamente material más fino y posee un nivel de destrucción no tan severo. También es capaz de colapsar la red de colección de aguas lluvias, pero la concentración de sedimentos es considerablemente menor, por lo que representa un flujo hiperconcentrado de baja concentración a una inundación.

Las zonas de peligro medio bajo a bajo corresponden a las zonas más distales del ápice de los abanicos aluviales de estas quebradas. En general, representan peligro de inundación por el desborde del cauce y colapso de los colectores de aguas lluvias. En estas áreas el flujo se presenta muy empobrecido en sedimentos, por lo que se asemeja más a una inundación y el riesgo es considerablemente menor. Este factor es de gran importancia en la quebrada San Ramón, ya que estas zonas representan sólo un flujo de agua.

7. Discusiones

7.1. Susceptibilidad de remociones en masa

Respecto a la evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa, es necesario hacer notar que la definición de las unidades geomorfológicas es uno de los aspectos más importantes a la hora de realizar el análisis. Esto debido a que unidades que posean materiales con características distintas pueden afectar a la hora de definir si es favorable o no para la generación de un tipo de remoción en masa, o puede que un tipo de material sea favorable para un tipo de remoción, pero no para otro y afecte a la unidad en general, por ello es mejor que estas características contrarias representen unidades geomorfológicas distintas.

En general, se puede observar que las zonas con mayor susceptibilidad a caídas de rocas se encuentran en las cabeceras rocosas de las quebradas, en donde se conjugan condiciones de alteración, meteorización y fracturamiento favorables para este tipo de procesos. En zonas de menor altitud es difícil que ocurran estos procesos debido al mayor desarrollo de suelo y la menor cantidad de afloramientos rocosos. En el caso de ocurrir estos fenómenos, estos son procesos relativamente locales y pueden no suponer un peligro directo para la comunidad debido a la escala y la lejanía con los asentamientos urbanos.

Respecto a deslizamientos, se puede observar que se restringen a laderas de roca y suelo de alta pendiente. En deslizamientos en rocas, estos son más susceptibles en las zonas altas de las quebradas, mientras que para deslizamientos de suelo, estos se concentran mayoritariamente en las zonas medias de las quebradas, por el mayor desarrollo de suelo, para deslizamientos rotacionales de suelo; mientras que los deslizamientos traslacionales de suelo se asocian a pendientes mayores a 30° . Finalmente, es difícil que en las partes más bajas de las quebradas estos procesos se generen, dadas las bajas pendientes.

Para flujos de detritos la distribución de la susceptibilidad es más compleja, debido a que la generación de estos procesos puede iniciar en cualquier parte de la quebrada y también pueden ser desencadenados por otros procesos, como son deslizamientos o caídas de material. En general, las quebradas más propensas a generar este tipo de procesos son las que históricamente han desarrollado estos eventos, es decir, las quebradas de San Ramón, Macul y Lo Cañas. Debido a que los flujos son un proceso complejo y por sus características son un peligro directo para la población, para el resto de las quebradas del frente cordillerano, la existencia de al menos una unidad con $IS \geq 50$ genera la necesidad de una evaluación de peligro de flujos. Sin embargo, para los escenarios de mayor peligro sólo se consideran aquellas quebradas que posean una superficie mayor a un 50 % con unidades con $IS \geq 50$.

7.2. Antecedentes del evento de calibración

En esta investigación se procede a hacer uso del evento ocurrido en 1993 en la zona central, debido a que es el evento más grande registrado en la zona y es el evento con mayor cantidad de datos disponibles. Sin embargo, es importante mencionar que la cantidad de datos disponibles tampoco fue suficiente y así es como se sugieren diferentes métodos para la obtención de los datos de entrada para la calibración de los modelos, pero esto añade un nivel de subjetividad al estudio.

El grado de error asociado a los parámetros de entrada del evento se intentan reducir utilizando distintos métodos, pero es necesario tener en consideración que para reducir estas inconsistencias es útil generar más de un escenario para luego verificar cuánto es lo que varía el resultado en relación a los datos ingresados. Un análisis de sensibilidad de los parámetros también es útil para verificar cuanto es el posible grado de error respecto al escenario definido.

Se recomienda para eventos futuros la obtención temprana de parámetros, ya que sólo estas acciones pueden ayudar a generar simulaciones correctas.

7.3. Calibración de los modelos

7.3.1. LAHARZ

Para la calibración con LAHARZ, según la Tabla 5.31, el coeficiente c_1 debe ser ligeramente mayor a 0,01 en el caso de flujos de detritos y menor a 0,05 en el caso de flujos hiperconcentrados. Luego de la calibración los coeficientes de la quebrada de Macul son los únicos que coinciden con los valores esperables para un flujo hiperconcentrado. Para la quebrada de Lo Cañas el parámetro c_1 debería ser mayor a 0,01, dado que se trata de un flujo de detritos, pero se puede observar que el valor (0,0071 en promedio) es inferior al rango esperable. Para la quebrada de San Ramón se tiene un coeficiente de 0,0047-0,0072, totalmente alejado de los valores que debería tener como flujo hiperconcentrado. Esto puede ocurrir debido a que LAHARZ es un programa diseñado para la evaluación de peligro de inundación en flujos de detritos volcánicos (lahares) y puede tener diferencias por la composición del material y el contenido de agua respecto a los flujos evaluados en este trabajo, sobre todo para el caso de San Ramón.

En relación a los parámetros obtenidos mediante LAHARZ en la quebrada de Macul y los obtenidos por Garrido (2012), se tiene un gran diferencia entre los coeficientes obtenidos por las simulaciones en ambos trabajos. Considerando que los datos referenciales para c_1 fluctúan entre 0,01 a 0,05 para eventos que van desde flujos de detritos a flujos hiperconcentrados, se puede observar que los valores obtenidos tras la calibración corresponden a valores de 0,0140 - 0,0122 que se encuentran dentro del rango esperable para el tipo de evento que se estaba simulando, mientras que Garrido (2012) obtiene valores de 0,03; 0,06 y 0,1, valores que, al menos en el caso de 0,06 y 0,1, se alejan de los rangos esperables para la simulación de eventos de flujos con el programa LAHARZ.

Respecto al parámetro c_2 , los valores referenciales fluctúan entre 20 a 200 para eventos que van desde flujos de detritos a flujos hiperconcentrados, y se puede observar que tras la calibración c_2 alcanza valores entre 64,1 - 73,5, por lo que se encuentran dentro del rango, mientras que Garrido (2012) obtiene valores de 180, 250 y 320. Finalmente, se puede observar que el primer caso de Garrido (2012) puede ser utilizable, pero los volúmenes que se utilizaron para la calibración fueron mucho menores que los utilizados en este trabajo, por lo que la única manera para alcanzar la distancia de runout es asemejar el flujo a una inundación y con ello, los parámetros se elevan.

Se recomienda considerar los resultados del programa LAHARZ como resultados preliminares, utilizables en primera instancia para verificar problemas en la estimación del volumen del flujo y en mapas de inundación por flujos de detritos. Pero no pueden ser utilizables en la generación de mapas de peligro finales, debido a que sólo reportan la superficie de inundación, pero no datos de alturas ni velocidades, necesarios a la hora de definir la energía de un flujo y con ello el grado de peligro que puede suponer un evento de este tipo.

7.3.2. RAMMS

Respecto a la calibración es importante mencionar que RAMMS es un programa muy potente desarrollado para cumplir con las normativas suizas para la evaluación de peligro de flujos de detritos y es una herramienta en constante mejoramiento. La versión con la que se generaron estas simulaciones no contaba con el módulo de erosión, el que es capaz incorporar material desde el fondo y las laderas de un cauce, generando escenarios más realistas y simulaciones más certeras. Se recomienda evaluar nuevamente los parámetros con este módulo, pero se espera una variación leve de los parámetros de fricción dado que los flujos están simulados desde el ápice de los abanicos, zona en donde comienza la mayor parte de la depositación.

Si bien los flujos calibrados en cada quebrada poseen características distintas, los tres tipos poseen parámetros de fricción dentro de los rangos normales encontrados para cada uno en bibliografía (Tabla 5.25). La calibración también debiese ser realizada con la información topográfica previa al evento, esto no es posible en este caso, dado que esta información no está disponible, y en el caso que estuviese, es probable que la resolución no sería la adecuada para este tipo de análisis.

Se debe considerar que la topografía existente en 1993 y el suelo previo al evento condicionaron la distribución y expansión del flujo. Por ello es que en este trabajo, en donde se cuenta con información topográfica más de 10 años posterior al evento, se utiliza una modificación al modelo de elevación digital que no funciona como una barrera rígida, sino que permite al flujo disminuir su velocidad paulatinamente hasta detenerse. Esto es posible mediante la utilización de zonas con mayor rugosidad, herramienta disponible dentro del programa y que se utiliza en el caso de simulaciones con zonas de bosque o condiciones distintas a las que presenta el cauce por donde se moviliza el flujo, lo que permite una simulación más realista de la situación en condiciones topográficas actuales.

Es importante notar que para flujos con una menor concentración de sedimentos que un flujo de detritos es posible obtener resultados relativamente certeros disminuyendo el valor de la fricción seca de Coulomb (μ), y en estos casos el parámetro de fricción viscoso-turbulento (ξ) pasa a controlar el comportamiento de la distancia de runout. Mientras que en el caso de flujos de detritos ($\mu > 0, 1$) la fricción seca controla el alcance del flujo y ξ no genera una diferencia en las simulaciones.

Este comportamiento puede ser explicado por la dinámica del flujo, dado que en el caso de un flujo hiperconcentrado, la cantidad de sedimentos es menor, y por lo tanto, el parámetro de fricción seca, que tiene que ver con cómo interactúa el material detrítico dentro del flujo, pierde importancia debido a la menor concentración existente. En cambio el parámetro de fricción viscoso-turbulento se relaciona con la interacción de las partículas del flujo respecto al material por donde se desplaza (rugosidad del terreno), por lo tanto, al haber una concentración de sedimentos menor, el comportamiento del flujo pasa a ser controlado por cómo se relaciona este flujo con el medio circundante.

También es necesario mencionar que las relaciones obtenidas gracias a la calibración presentan una densidad de puntos baja, esto es debido a que la cantidad de eventos existentes que se puedan simular mediante el programa, en estos momentos es baja. Estas relaciones se pueden mejorar en la medida de que existan más eventos simulables y estos tengan datos de entrada certeros. Estas relaciones permiten extender los datos desde quebradas con hoyas hidrográficas tan grandes como San Ramón, a quebradas tan pequeñas como Lo Cañas, y poder ajustar el parámetro de fricción seca (μ) con el volumen correspondiente.

Para la simulación de más de un pulso consecutivo en el programa RAMMS es necesario disminuir levemente el parámetro de fricción seca de Coulomb, debido a que simulaciones con los parámetros obtenidos en la calibración del pulso completo no logran alcanzar la distancia total de runout. El problema principal es que sin el módulo de erosión el escenario es más inexacto, puesto que el material que deposita un pulso puede ser erosionado por el siguiente y en consecuencia, el volumen del segundo pulso es mayor, alcanzando mayores distancias.

Respecto al análisis de sensibilidad se desprende que los parámetros más importantes en la definición de un escenario para la simulación de un flujo en RAMMS son el caudal y el volumen, datos que se pueden relacionar también mediante fórmulas empíricas. Variaciones en el volumen son directamente proporcionales a la distancia de runout, al contrario del aumento en el caudal, donde el factor tiempo influye en cuánto es capaz de avanzar el flujo si el material se distribuye más lentamente. El efecto de la densidad en las simulaciones es nulo, mientras que el efecto de la velocidad no posee una tendencia clara, pero dada la relación de la velocidad con el caudal, es probable que si la velocidad inicial es muy alta, el caudal también puede ser alto (depende también de la altura inicial del flujo en el ápice del abanico), y con ello, el flujo alcance una menor distancia de runout, por lo que se debe tener cuidado al analizar este parámetro.

7.4. Peligro de flujos

Los escenarios de simulación son un parámetro importante a considerar, ya que debido a la baja cantidad de eventos y la baja cantidad de datos de entrada, es difícil evaluar probabilidades de ocurrencia certeras para este tipo de fenómenos. Nuevamente, en el caso de ocurrir un evento en el futuro, se recomienda tomar la mayor cantidad de datos para que la calibración de nuevos modelos sea más acorde a la realidad y para que existan posteriormente más herramientas para generar o utilizar modelos numéricos en este tipo de eventos. Además, debido al cambio climático estos escenarios y sus probabilidades de ocurrencia pueden cambiar notablemente, por lo que se debe ir actualizando la información constantemente.

Respecto al peligro de flujos en las quebradas, se observa que las zonas con peligro alto y medianamente alto corresponden a las zonas más afectadas, en donde la cantidad de sedimento depositado es máxima y la energía del flujo puede generar grandes daños a la infraestructuras. Las zonas con peligro medio corresponden a áreas afectadas por flujos con material más fino y mayor cantidad de agua, por lo que su efecto en la población es menor, usualmente genera inundaciones y colapso de los colectores de aguas lluvias. Finalmente, las zonas de peligro medio bajo a bajo corresponden a áreas afectadas por inundaciones, por lo que el flujo corresponde mayoritariamente a agua y, en consecuencia, el efecto que posee en la población es considerablemente menor.

Para realizar una validación de los resultados obtenidos se presenta la Figura 7.1 en donde se compara el mapa de peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago (Antinao et al., 2003) con el mapa final generado con RAMMS. Se puede observar que las zonas de peligro alto se restringen relativamente bien respecto al mapa antecedente. Por otra parte, el peligro asociado a facies distales de Antinao et al. (2003), correspondiente a la zona roja achurada, posee la misma tendencia que la zona definida como zona de inundación en la quebrada de San Ramón. La extensión lateral mayor se puede explicar por las inexactitudes que puede generar un DEM con una resolución de 9m, en donde se pierden características que podrían ser clave en el encauzamiento de un flujo, pero dada la naturaleza de este fenómeno en esta área, se espera que los daños asociados, en el caso de ocurrir, no generen un mayor riesgo para la población afectada.

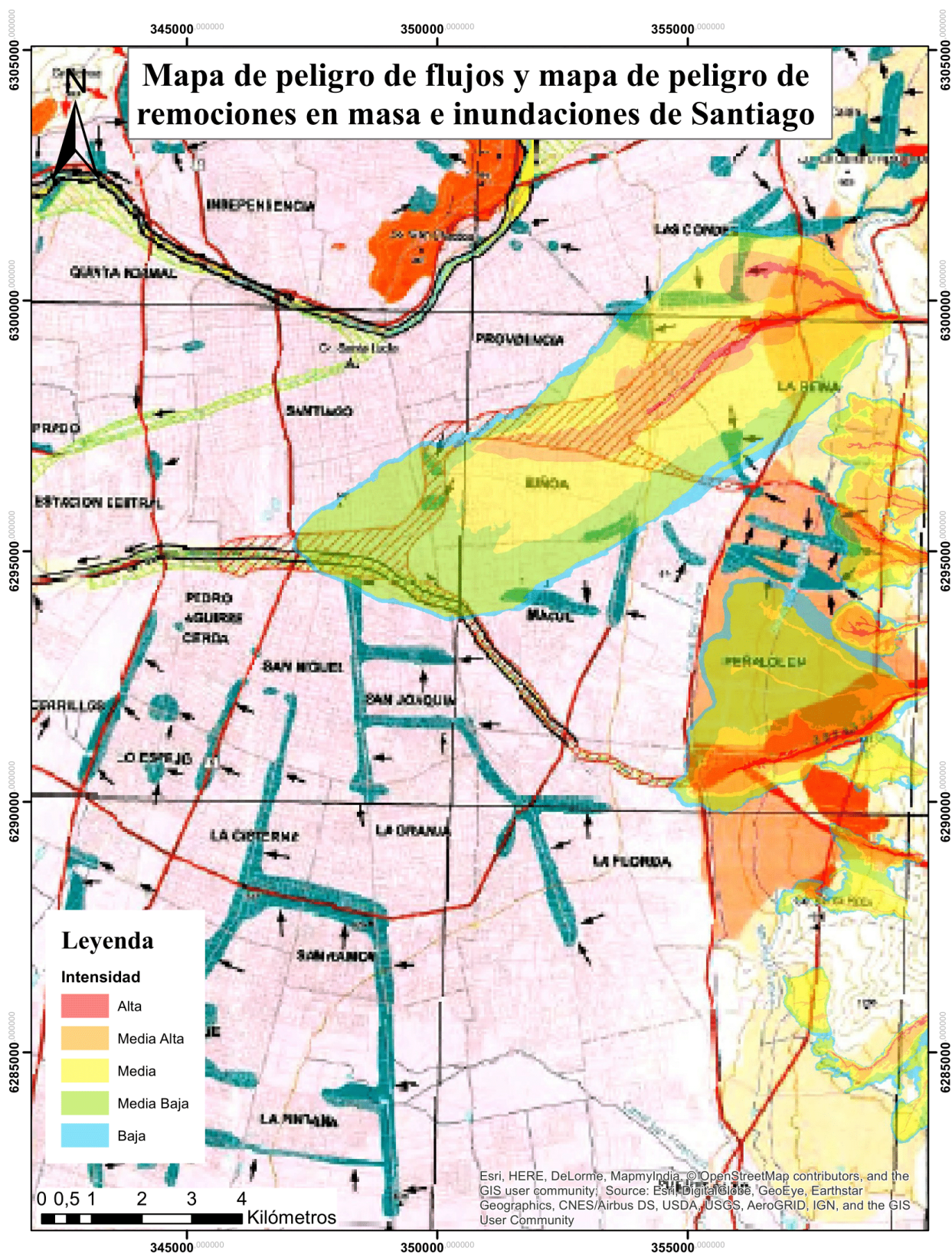


Figura 7.1: Comparación del mapa de peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago (Antinao et al., 2003) con el mapa de peligro de flujos propuesto.

Además, se presenta la Figura 7.2, en donde se compara el mapa de peligro de flujos de detritos generado por Garrido (2012) con el mapa de peligro propuesto en la misma zona. Se puede observar que el peligro de flujos en el estudio de Garrido (2012) posee una extensión mayor que el propuesto en este trabajo, esto puede ser debido a que los modelos utilizados para simular el flujo, en cada trabajo, fueron distintos. Por un lado, Garrido (2012) simula el evento de 1993 con un volumen que representa casi un tercio del volumen utilizado en el software RAMMS, por lo tanto, el tipo de flujo cambia radicalmente, simulando un flujo más empobrecido en sedimentos para tener el mismo alcance. Por otro lado, RAMMS entrega directamente los parámetros para poder definir la intensidad de un flujo, con lo cual se pueden definir rápidamente los grados de peligro existentes en cada zona.

A pesar de las diferencias en las extensiones del peligro, se puede observar la misma tendencia en ambos estudios de peligro, es decir, un peligro alto asociado principalmente al cauce de la quebrada, una zona de peligro medio circundante esta zona, representando la inundación generada por un flujo con un menor contenido de sedimentos; y la tendencia del peligro bajo a ramificarse hacia la zona norte de la quebrada.

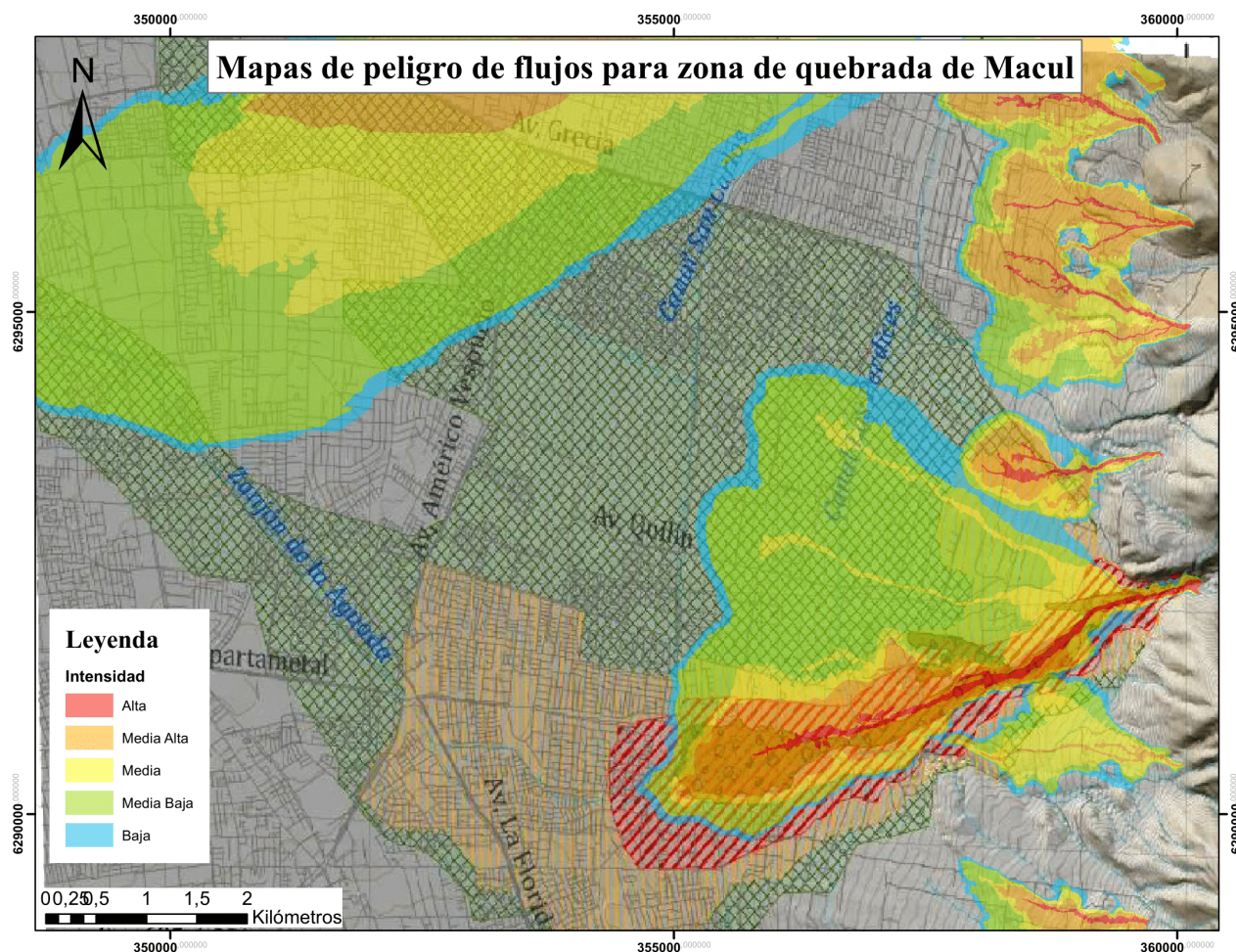


Figura 7.2: Comparación del mapa de peligro de detritos en la quebrada de Macul (Garrido, 2012) con el mapa de peligro de flujos propuesto.

Finalmente, los resultados del programa para flujos son los esperables, la expansión de los flujos es similar para todas las quebradas y las zonas de alta intensidad se concentran principalmente en los cauces y en las zonas más altas de los abanicos, situaciones esperables para estos eventos. El programa tiene la posibilidad de agregar medidas de mitigación dentro de las simulaciones, las cuales se propone se tomen en consideración en futuras investigaciones, ya que, estudios comprueban la eficacia en la disminución del peligro de flujos de detritos mediante la ubicación de barreras flexibles u otras medidas de mitigación similares en zonas más altas de la quebrada, las cuales pueden disminuir enormemente la cantidad de sedimentos y las presiones que llegan a la zona urbanizada (Raïmat et al., 2013).

8. Conclusiones

La susceptibilidad de remociones en masa en la zona sur-oriente del frente cordillerano de Santiago presenta valores esperables en las quebradas analizadas, siendo, en general, las zonas medias y altas las más susceptibles a generar remociones en masa de todos los tipos. Afortunadamente, gracias a que la urbanización inicia en los abanicos aluviales mayormente, el peligro asociado a caídas de rocas y deslizamientos no es directo. Por el contrario, la susceptibilidad de flujos de detritos es relativamente alta en la quebrada de Lo Cañas y mucho mayor en las quebradas de San Ramón y Macul, y dada la ubicación de los asentamientos humanos respecto a los cauces de las quebradas, se debe tener especial cuidado con este tipo de eventos.

Los programas de simulación numérica RAMMS y LAHARZ son herramientas útiles a la hora de modelar remociones de tipo flujo, siendo RAMMS el que entrega mejores resultados respecto a la trayectoria de los flujos y su real extensión. Para ello es importante generar escenarios realistas y contar con la mayor cantidad de datos de entrada posibles. En el caso que esto no ocurra se puede hacer uso de fórmulas empíricas y varias metodologías para estimar los valores más cercanos a la realidad, esto debe ser llevado a cabo con cuidado y teniendo en cuenta que el resultado de estos modelos es un parámetro de comparación con la realidad.

El evento de 1993 consiste mayormente en flujos hiperconcentrados (quebradas de Macul y San Ramón) que arriban a la ciudad con grandes volúmenes, pero con una baja cantidad de sedimentos. Además, se genera un flujo de detritos en la quebrada de Lo Cañas, pero de una extensión considerablemente más pequeña que los eventos principales. Los valores obtenidos en la calibración de los modelos se encuentran dentro de los parámetros de referencia en RAMMS. Para LAHARZ existen unas pequeñas inconsistencias, pero pueden relacionarse al tipo de evento que se está simulando.

Los resultados obtenidos con el software LAHARZ deben ser utilizados sólo de manera referencial y para la generación de mapas preliminares de peligro, debido a que el programa no entrega datos que permitan estimar la energía del flujo y sólo se cuenta con información de las áreas de inundación. Por otro lado, estos datos si son entregados por RAMMS, por lo que se pueden generar mapas de peligro finales con esta herramienta, siempre que se cuenten con datos de entrada fiables respecto a la zona de estudio.

Las relaciones obtenidas, a pesar de poseer una baja densidad de puntos, permiten extender la metodología a quebradas donde no se tiene información de eventos, pero que eventualmente sí pueden generarlo. Esta información puede ser útil para el ordenamiento territorial debido a que zonas con un peligro alto deberían tener una prohibición completa para construcciones; y zonas con peligro medio deberían contar con medidas de mitigación para minimizar el riesgo existente asociado a este tipo de eventos.

El mapa obtenido mediante el software RAMMS puede ser validado con los mapas de peligro de flujos de detritos existentes en la zona. En este caso, al comparar este trabajo con el mapa de peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago, se tiene que los resultados presentan tendencias similares y en el caso de la quebrada San Ramón, la zona distal de inundación coincide con las facies distales de flujos hiperconcentrados definidos por Antinao et al. (2003). Este mapa también permite verificar los posibles flujos de quebradas menores. Para el caso de la quebrada de Macul, se puede verificar con el antecedente antes mencionado o con la evaluación de peligro de Garrido (2012), en donde se observa una tendencia a grados de peligro más altos en las cercanías del cauce de la quebrada y zonas con peligro bajo hacia el norte del cauce.

A pesar de que todas las quebradas suponen un grado de peligro para las zonas circundantes, las quebradas de Macul y San Ramón son las que producen un mayor peligro para la ciudad, debido a que los flujos abarcan mayores distancias y áreas de inundación. Las hoyas hidrográficas de las quebradas menores se evaluaron considerando un comportamiento de flujos de detritos, estas quebradas también pueden, si las condiciones meteorológicas lo permiten, generar flujos hiperconcentrados que abarquen una mayor superficie, pero de todas maneras, el volumen de estos eventos no sería comparable a los flujos de las quebradas mayores.

Respecto a las áreas urbanas afectadas, se tiene que las zonas de mayor peligro corresponden a las más cercanas al cauce de las quebradas. Estas áreas son las más propensas a recibir la mayor carga de material detrítico grueso, además de que el flujo alcanza las mayores alturas y velocidades, gracias al encauzamiento. A medida que aumenta la distancia respecto al cauce, la concentración detrítica va disminuyendo, al igual que la granulometría del material en suspensión. Esto ocurre debido a la pérdida de energía del flujo en respuesta a la pérdida de confinamiento del flujo. Finalmente, las zonas de peligro bajo son las áreas más distales del flujo, por lo tanto la concentración de sedimentos es lo suficientemente baja para comportarse como una inundación de detritos.

Finalmente, el programa RAMMS es una herramienta capaz de estimar la trayectoria del flujo, y las velocidades y alturas máximas en cada punto del camino, información útil a la hora de generar mapas de peligro para flujos de detritos y para evaluar medidas de mitigación para reducir el riesgo que generan estos eventos en la población. Sin embargo, no es un remplazo de la experiencia y el estudio en terreno de estos eventos, y no es una representación fiel de la realidad dado que depende totalmente de los parámetros de entrada y los supuestos realizados para poder implementar el modelo, razón por la que se sugiere considerar los resultados como una aproximación al problema.

8.1. Recomendaciones

Respecto a mitigaciones recomendadas, se propone que para las zonas de peligro medio alto a alto se eviten las construcciones dentro de estos terrenos, verificar la posibilidad de instalar barreras flexibles en zonas altas de la quebrada para disminuir la energía del flujo, delimitar la zona peligrosa mediante señaléticas, generar mecanismos de alerta temprana que permitan evacuar el área de manera oportuna y educar a la población respecto a aluviones, dónde están ubicadas las zonas de seguridad y qué es lo que deben hacer en caso de encontrarse en estos lugares.

Para zonas con peligro medio, se deben construir estructuras que permitan el paso del agua por zonas no habitadas, para evitar daños en las casas y las personas. Se recomienda realizar mantenencias periódicas a las redes de alcantarillados y colectores de aguas lluvias y finalmente, como en el caso anterior, educar a la población respecto a este tipo de fenómenos y cuáles son los pasos a seguir en el caso que ocurran.

Para zonas con peligro bajo, consistentes en inundaciones, se recomiendan mantenencias a las redes de alcantarillado y colectores de aguas lluvias para evitar anegamientos que puedan afectar la salud de la población.

Complementariamente se recomienda detener la deforestación de estas zonas, dado que algunos árboles, especialmente del tipo esclerófilo, generan una barrera natural a estos fenómenos, disminuyendo su energía y bloqueando materiales de gran tamaño, además, matorrales y arbustos disminuyen el escurrimiento del suelo. En el caso de reforestación u otras medidas de mitigación, se recomienda re-evaluar el peligro, para poder generar mapas de peligro actualizados.

Respecto al monitoreo, es imperativo contar con información de calidad tanto en las cabeceras de las quebradas, como en los ápices en casos de eventos futuros. Esto es el primer paso para poder generar mapas de peligro realistas y útiles para el ordenamiento territorial. Se recomienda, en el caso de un nuevo evento, verificar las relaciones y modificarlas para que coincidan con la realidad de las quebradas. Mientras más completa sea la base de datos disponible, se pueden tomar mejores decisiones respecto a que medidas de mitigación a instalar en estas zonas.

Bibliografía

- AC Ingenieros Consultores. (1993). Proyecto de obras para el control de aluviones en la Quebrada de Macul. *Departamento de Obras Fluviales, Dirección de vialidad, Ministerio de Obras Públicas*.
- AC Ingenieros Consultores. (1996). Análisis de la vulnerabilidad del sector oriente de la ciudad de Santiago ante la ocurrencia de aluviones y crecidas región Metropolitana. *Ministerio de Obras Públicas. Dirección de Vialidad. Departamento de Obras Fluviales.*, 352.
- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N°9*, 70.
- Aguirre, L., Charrier, R., y Davidson, J. (1974). Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pac. Geol.*, 8, 1–38.
- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73(3-4), 247–265.
- Antinao, J. L., Fernández, J. C., Naranjo, J. A., y Villarroel, P. (2003). Peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago, región Metropolitana, Escala 1:100.000. *SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental.*, 2.
- Araya-Vergara, J. (1985). Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Inform. Geogr. Chile*, 32, 31–44.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E. (2010). Reply to the comment by R. A. Astini and F. M. Dávila on the West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(4), 1–34.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., y Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 759–768.
- 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. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Bovis, M. J., y Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(11), 1039–1054.
- Caine, N. (1980). The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler Series A, Physical Geography*, 62(1/2), 23–27.
- Ceballos, P. (2016). Evaluación de peligro de remociones en masa en Quebrada de Apoquindo, sector oriente de Santiago, Región Metropolitana. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 163.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., ... Novacek, M. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35 S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 393–422.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., ... Suárez, G. (1986). The great 1985 Central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquake in the region? *Science*, 233, 449–453.
- Corominas, J. (1989). Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. *Estabilidad de taludes y laderas naturales: Zaragoza, Sociedad Española de Geomorfología*, 1–30.

- Costa, J. E., y Schuster, R. L. (1988). The formation and failure of natural dams. *Geological society of America bulletin*, 100(7), 1054–1068.
- Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Geologie de l'Ingenieur*, 43(1), 27–29.
- Cruden, D. M., y Varnes, D. J. (1996). Landslides: Investigation and mitigation. Landslide types and processes. *Transportation research board special report*, 247, 36–75.
- Deubelbeiss, Y., y Graf, C. (2013). Two different starting conditions in numerical debris flow models—Case study at Dorfbach, Randa (Valais, Switzerland). *Mattertal—ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 29, 125–138.
- DICTUC. (1993). Análisis y Diagnóstico de los eventos del 3 de mayo de 1993. Regiones V, VI y Metropolitana. *Universidad Católica*.
- Edwards. (1993). Quebrada de Macul: "Diagnóstico del aluvión del 3 de mayo de 1993".
- Escobar, F., y Aceituno, P. (1998). Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno. *Bulletin de l'Institute Français d'Études Andines*, 27(3), 753–759.
- Farías, M. (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neogeno. *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile*.
- Fernández, J. (2001). Estudio geológico ambiental para la planificación territorial del sector TilTil - Santiago. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Ferrando, F. (2000). Mapa de Riesgo de Remociones en Masa para la Región Metropolitana de Santiago. *Proyecto Bases para el Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable (OTAS). Inédito, escala 1:250.000*.
- Ferrando, F. (2008). Amenazas naturales en el sector oriente de la región metropolitana de Santiago de Chile: Los movimientos en masa. *Tesis para optar al grado de doctor en Geografía*, 349.
- Ferrando, F. (2014). Determinación de amenazas y análisis de riesgo del sector precordillerano de la Comuna de La Florida. , 195.
- Fock, A. (2005). Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y 34°S. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Gana, P., y Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145–163.
- García, V. (2000). Fenómenos de remociones en masa asociados a la ocurrencia de anomalías atmosféricas, Santiago Oriente. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Garreaud, R. (1993). Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. *Tesis para optar al título de Magíster en Ciencias Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile*, 133.
- Garreaud, R. (2011). Cambio Climático : Bases Físicas e Impactos en Chile. *Revista Tierra Adentro - INIA*(93).
- Garreaud, R., y Rutllant, J. (1996). Meteorological analysis of debris flow in Antofagasta and Santiago de Chile during 1991-1993. *Atmósfera*, 9(4), 251–271.

- Garrido, N. (2012). Determinación de peligro de flujos de detritos en la Quebrada de Macul, cuenca de Santiago. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Garrido, X. (1984). Carta de riesgos naturales y contribución a la geología de Santiago Oriente, Región Metropolitana. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geofísica y Geología, Universidad de Chile*, 133.
- Glade, T., Anderson, M., y Crozier, M. J. (2005). *Landslide Hazard and Risk. John Wiley y Sons Ltd.*
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica. Editorial Pearson Education, Madrid*, 744.
- Goodman, R. E., y Bray, J. W. (1976). Toppling of rock slopes. *Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes, Boulder*, 201–234.
- Grijalba, V. (2016). Geología y análisis histórico-meteorológico del aluvión de marzo de 2015 en Chañaral, Atacama. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Griswold, J., y Iverson, R. (2008). Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for Debris Flows and Rock Avalanches Scientific Investigations Report 2007 – 5276. *USGS Scientific Investigations Report*, 62.
- 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*(24), 75–92.
- Hauser, A. (1993). Remociones en masa en Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 45, 75.
- Hauser, A. (2002). Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and Río Colorado, Región Metropolitana, Chile. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 15, 14.
- Hayashi, N., y Self, S. (2018, jun). A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 9063–9071.
- Highland, L. M., y Bobrowsky, P. (2008). The Landslide Handbook — A Guide to Understanding Landslides. *U.S Geological Survey Circular*, 1325, 129.
- Hungr, O., y Evans, S. (1996). Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway*, 11, 233–238.
- Hungr, O., Evans, S., Bovis, M., y Hutchinson, J. N. (2001). a Review of the Classification of Landslide of the Flow Type. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII(3), 221–238.
- Hungr, O., Leroueil, S., y Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194.
- Hürlimann, M., Rickenmann, D., Medina, V., y Bateman, A. (2008). Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology*, 102(3-4), 152–163.
- Hussin, H., Luna, B. Q., van Westen, C. J., Christen, M., Malet, J. P., y van Asch, T. (2012). Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment : a case study of the Faucon catchment , Southern French Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3075–3090.
- Hutchinson, J. N. (1968). Mass Movements. *Geomorphology. Encyclopedia of Earth Science*, 688–696.

- Hutchinson, J. N. (1988). Morphological y geotechnical parameters of landslides in relation to geology y hydrology. General Report. *Landslides, Proc, 5th Int. Symp. on Landslides (Ed. C. Bonnard), 1*.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., y Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazaard zones. *Geological Society of America Bulletin, 110*(8), 972–985.
- Jakob, M., y Hungr, O. (2005). Debris-flow Hazards and Related Phenomena. *Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, 795*.
- Jan, C. D., Lee, M. H., y Chen, J. C. (2003). Reliability Analysis on Design Discharge of Debris Flow. *Soil and Water, 77017*.
- Jitousono, T., Shimokawa, E., y Tsuchiya, S. (1996). Debris flow following the 1994 eruption with pyroclastic flows in Merapi volcano, Indonesia. *J. Jap. Soc. Erosion Control Engng., 48 (Specia, 109–116*.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95*.
- Lambe, W., y Whitman, R. (1972). Mecánica de suelos. *Instituto Tecnológico de Massachusetts, Editorial Limusa-Wiley S.A., 583*.
- Lara, M. (2007). Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. *Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias Mención Geología. Memoria para optar al Título de Geóloga. Departamento de Geología, Universidad de Chile, 229*.
- Lara, M., Sepúlveda, S. A., Celis, C., Rebolledo, S., y Ceballos, P. (2018). Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills , Chile. *Andean Geology, 45*(3), 433–442.
- Lara, P. (1996). Caracterización hidrológica de las corrientes de detritos en Chile central. *Memoria para optar al Título de Ingeniera Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile*.
- Leyton, F., Ruiz, S., y Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology, 37*(2), 455–472.
- Malin, M. C., y Sheridan, M. F. (1982, aug). Computer-Assisted Mapping of Pyroclastic Surges. *Science, 217*(4560), 637 LP – 640.
- Martínez, B. (2009). Susceptibilidad de remocion en masa en la quebrada de Macul, Region Metropolitana. *Memoria para optar al Título de Geóloga. Departamento de Geología, Universidad de Chile, 124*.
- Mizuyama, T., Kobachi, S., y Ou, G. (1992). Prediction of debris flow peak discharge. *Proc. Int. Symp. Interpraevent, Bern, Switzerland, Bd., 4, 99–108*.
- Monserrat, S. (2005). Estudio experimental de obras de protección contra aluviones. *Tesis para optar al grado de Magíster en ciencias de la ingeniería. Memoria para optar al título de Ingeniero civil. Universidad de Chile*.
- Montecinos, A. (1998). Pronóstico estacional de la Precipitacion de Chile Central. *Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile*.
- Muñoz, A. (2018). Metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos utilizando un análisis jerárquico de procesos y el software RAMMS, con aplicación en la cuenca del Estero San Alfonso, Región Metropolitana. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Naef, D., Rickenmann, D., Rutschmann, P., y McArdell, B. W. (2006). Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model. *Natural Hazards and Earth System Science, 6*(1), 155–165.

- Naranjo, J., y Varela, J. (1996). Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago, el 3 de mayo de 1993. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 47, 44.
- Nichol, S., Hungr, O., y Evans, S. (2002). Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 39, 773–788.
- Oliver, P., y Renet, J. (1976). Essai de cartographie des risques liés à des mouvements de terrain dans la région de Saint-Martin-Belleville. *Bulletin Liaison Laboratoires Ponts et Chaussée*, 40–55.
- ONEMI. (1995). Serie Estudio de Caso: Aluvión de la Florida ocurrido el 3 de mayo de 1993. *Ministerio de Interior. Oficina Nacional de Emergencia. Departamento de Protección Civil*, 32.
- Padilla, C. (2006). Análisis de factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa en el sector oriente de Santiago. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 176.
- Pérez, A., Ruiz, J. A., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S., y Campos, J. (2014). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile. *Natural Hazards*, 71(1), 243–274.
- Pierson, T. C. (1986). Flow behaviour of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. En *Hillslope processes* (pp. 269–296).
- Popescu, M. E. (2002). Landslide causal factors and landslide remedial options. *3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures*, 1–21.
- Raïmat, C., Riera, E., Graf, C., Luis-Fonseca, R., Fañanas, C., y Hurlimann Ziegler, M. (2013). Experiencia de la aplicación de ramms para la modelización de flujo tras la aplicación de las soluciones flexibles VX en el Barranc de Portainé. *Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. "VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables". Palma de Mallorca: Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria (CIMNE)*, 1131–1144.
- Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile*, 63.
- Rauld, R. (2011). Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33S). *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile*, 445.
- Rickenmann, D. (1999). Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19(1), 47–77.
- Rickenmann, D. (2005). Runout prediction methods. *Debris-flow hazards and related phenomena*, 305–324.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., y Villarroel, R. (1990). Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32–34 S). *Revista Geológica de Chile*, 17(2), 205–214.
- Salm, B. (1993). Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches. *Ann. Glaciol.*, 18, 221–226.
- Salm, B., Burkard, A., y Gubler, H. (1990). Berechnung von Fliesslawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen. *Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF*(Mitteilung 47).
- Schachter, P. (2008). Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en el sector nororiental de la Cuenca de Santiago mediante métodos estadísticos multivariados. *Memoria para optar al Título de Geóloga. Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 124.
- Scheuner, T., Schwab, S., y McArdell, B. W. (2011). Application of a two-dimensional numerical model in risk and hazard assessment in Switzerland. *GEOTEST AG, Zollikofen, Switzerland*.

- Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL, Birmensdorf, Switzerland.
- Schilling, S. P. (1998). LAHARZ; GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. *Open-File Report*, 1–80.
- Schilling, S. P. (2014). Laharz_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073*, 78.
- Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S., y García, J. (2014). Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences*, 35(April 2010), 145–155.
- Schraml, K., Thomschitz, B., Mcardell, B. W., Graf, C., y Kaitna, R. (2015). Modeling debris-flow runout patterns on two alpine fans with different dynamic simulation models. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(7), 1483–1492.
- Selby, M. J. (1993). Hillslope materials and processes. Second Edition. *Oxford University Press*, 451.
- Sepúlveda, S. (1998). Metodología para evaluar el peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. *Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 96.
- Sepúlveda, S., y Rebolledo, S. (2000). Evaluación del peligro de flujos de detritos en la quebrada Lo Cañas, Region Metropolitana. *Proceedings of the IX Congreso Geológico Chileno*, 1(1), 116–120.
- Sepúlveda, S., Rebolledo, S., Lara, M., y Padilla, C. (2006). Landslide hazards in Santiago, Chile: An overview. *Iaeg2006*(105), 1–8.
- Sepúlveda, S., Rebolledo, S., y Vargas, G. (2006). Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, 158(1), 83–95.
- Stern, C., Amino, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., y Varela, J. (1984). Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha and Rio Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* N° 23, 39–52.
- Tadashi, A. (1995). Riesgos geológicos urbanos. *Aspectos geológicos de protección ambiental*, 1. Territorio y Ciudad Consultores. (2013). Análisis áreas de riesgo precordillera, comunas Peñalolén y La Reina. Etapa 3: Análisis de resultados de ensayos. *SEREMI Metropolitana MINVU*, 88.
- Thiele, R. (1980). Geología de la Hoja de Santiago, Región Metropolitana. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 39*, 51.
- Thomas, H. (1958). Geology of the Coastal Cordillera between the La Ligua Valley and Barriga Hill. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Bulletin 2 (in Spanish)*.
- Valenzuela, G. (1978). Suelo de fundación del Gran Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 33*.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., ... Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083–1086.
- Vargas, X. (1999). Corrientes de detritos en la quebrada de Macul, Chile. Estudio de caudales máximos. *Ingeniería del agua*, 6(4), 245–248.
- Varnes, D. J. (1958). Landslide types and processes. *Landslides and engineering practice, Special Report Washington, DC, Highway Research Board, National Academy of Sciences*, 28, 20–47.

- Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Transportation Research Board Special Report*(176), 11 – 33.
- Varnes, D. J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *IAEG Commission on Landslides y other Mass Movements*, 63.
- Vergara, L., y Verdugo, R. (2015). Condiciones Geológicas-Geotécnicas de la cuenca de Santiago y distribución de daños del terremoto del 27F Resumen. *Obras y Proyectos*, 17, 52–59.
- Vergara, M., y Drake, R. (1979). Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de Los Andes Centrales. *Actas Primer Congreso Geológico Chileno*, 153–161.
- Voellmy, A. (1955). Uber die Zerstorungskraft von Lawinen (On breaking force of avalanches). *Schweizerische Bauzeitung*, 73, 212–285.
- 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. Universidad de Chile*.
- Wall, R., Gana, P., y Gutiérrez, A. (1996). Mapa Geológico del área San Antonio- Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O’Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N° 2, escala 1:100.000*.
- WSL. (2013). Rapid mass movements simulation (RAMMS): User Manual v1.5 Debris Flow. *Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Swiss Federal Institutes of Technology*.
- Zimmermann, M., Mani, P., y Romang, H. (1997). Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90(3), 415–420.

Anexos

Anexo A: Tipos de remociones en masa

A.1. Caídas

Movimiento de bloques independientes de roca o suelo, en donde no existe desplazamiento cortante a lo largo de la superficie y son causados principalmente por la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso. El material desprendido puede movilizarse mediante caída libre, rodando y/o rebotando (Varnes, 1978), lo cual depende principalmente de la forma del bloque en movimiento y el ángulo de la pendiente por donde se desplaza.

El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido, con velocidades mayores a 50 mm/s (Cruden y Varnes, 1996). El material puede adquirir una alta energía cinética, por lo que pueden a barcar grandes área al pie del talud, esta situación se acrecienta con el volumen desplazado (Varnes, 1978).

A.2. Volcamientos

Movimiento en masa en el cual hay una rotación hacia delante de uno o varios bloques de roca o suelo alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior. Se genera por la acción de la gravedad, empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas (Varnes, 1978).

Goodman y Bray (1976) diferencian dos tipos de volcamientos:

- **Vuelco de bloques:** Involucra roca competente, en donde el fallamiento ocurre por pérdida de la estabilidad y rotación de uno o más bloques en torno a un pivote. Está controlado por la orientación de las discontinuidades y está asociado a altas velocidades.
- **Vuelco flexural:** Involucra roca más frágil y densamente diaclasada, la falla ocurre por el doblamiento de columnas de roca delgada, pueden ser lentos y graduales. Este movimiento puede presentarse a gran escala, en donde adquiere el nombre de vuelco flexural del macizo rocoso, usualmente en rocas metamórficas como esquistos o filitas (Nichol et al., 2002). Puede conducir al desarrollo de un deslizamiento al formarse un plano de ruptura a lo largo de la superficie de bisagra del vuelco, denominado “cabeceo” (Corominas, 1989).

A.3. Deslizamientos

Corresponde al movimiento ladera debajo de una masa de suelo o roca que se desplaza a lo largo de una superficie de falla en donde ocurre una gran deformación cortante. Generalmente la masa se desplaza en conjunto, comportándose como una sola unidad durante su trayectoria y suelen ser procesos rápidos con grandes volúmenes. Puede existir una fluidización de la masa en el caso de una pérdida de resistencia asociada al incremento del contenido de agua o la pendiente, dando lugar a un movimiento de tipo flujo.

De acuerdo al tipo de mecanismo y tipo de ruptura, pueden distinguirse dos tipos de deslizamientos principales, los rotacionales y traslacionales (Cruden y Varnes, 1996), pero existe un tipo de superficie más compleja, la que puede consistir de varios segmentos planares o curvos, en donde se habla de un deslizamiento compuesto (Hutchinson, 1988):

- **Rotacionales:** Frecuentes en suelos cohesivos y homogéneos o rocas poco competentes. La superficie de ruptura, que puede ser superficial o profunda, posee una forma curva o con forma de “cuchara”. Se forma un escarpe principal pronunciado y la masa puede dividirse en varios bloques que deslizan entre sí y dan lugar a escalones al rotar (González de Vallejo et al., 2002). La tasa de movimiento es baja, excepto cuando el material comprende a arcillas sensitivas.
- **Traslacionales:** En suelos más gruesos, no cohesivos o superficies planas rocosas previamente debilitadas (Cruden y Varnes, 1996). Usualmente son rápidos a muy rápidos y pueden ser extensos y alcanzar grandes distancias, aun cuando suelen no ser muy profundos (González de Vallejo et al., 2002). Si sólo existe un plano de deslizamiento, el movimiento es planar, en cambio, si existen dos planos que se intersectan junto con la cara del talud, se habla de un deslizamiento en cuña.
- **Compuestos:** Se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o la intersección de varias discontinuidades planares o la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad. No es posible cinemáticamente sin que ocurra gran cizalle interno en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988). Usualmente se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de “grabens” o fosas, lo cual los diferencia de los deslizamientos rotacionales. Si son de magnitud pequeña, suelen transformarse en caídas de rocas, mientras que se transforman en avalanchas de roca cuando son de gran magnitud.

A.4. Propagaciones Laterales

Movimiento cuyo desplazamiento ocurre predominantemente por deformación interna (expansión) del material, por lo que pueden considerarse como la etapa final en una serie de movimientos donde la deformación interna predomina sobre otros mecanismos de desplazamiento. Se generan en laderas suaves y pueden ser muy extensos. Son causados por la pérdida de resistencia del material subyacente, el que fluye o se deforma bajo el peso de bloques de material rígido. Varnes (1978) hace una distinción importante entre dos tipos de propagación:

- Propagaciones laterales lentas: En estratos rocosos que sobreyacen a materiales blandos, el movimiento afecta a toda la masa sin distinguirse la zona de cizalle basal. El material competente puede fracturarse en bloques y separarse permitiendo que el material blando fluya entre las grietas.
- Propagaciones laterales por licuefacción: En suelos cohesivos que sobreyacen a materiales sensibles, tales como arenas saturadas o limos y arcillas sensitivas. El movimiento es usualmente inducido por terremotos y son extremadamente rápidos y peligrosos.

A.5. Flujos

Movimiento de barro, detritos o bloques rocosos con abundante presencia de agua, el cual se comporta como un fluido, sufriendo una deformación continua, sin presentar superficies de ruptura definidas. En muchos casos se originan a partir de otro tipo de movimiento (Varnes, 1978). Pueden tener lugar en laderas de bajas pendientes, incluso menores a 10° (González de Vallejo et al., 2002; Varnes, 1978).

Hungr et al. (2001) clasifica los flujos de acuerdo al tipo y propiedades del material involucrado, la humedad, velocidad, confinamiento lateral y otras características que los hacen distinguibles. Es importante realizar la distinción entre los diferentes tipos ya que el potencial destructivo es característico de cada tipo (Jakob y Hungr, 2005):

- Flujos secos: Pequeños flujos secos de material granular que ocurren en la migración de dunas de arena, en la formación de conos de talud o en el fallamiento de escarpes empinados o barrancos de material limoso. Existen registros de un número considerable de flujos grandes y catastróficos de este tipo (Varnes, 1978).
- Flujo de detritos: Flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos (IP <5%), principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce con alta pendiente. Usualmente se desarrollan en pulsos, por lo que los caudales máximos exceden en varios niveles de magnitud a los de una inundación, por lo que poseen un alto potencial destructivo.
- Crecida de detritos: Flujo muy rápido de una crecida de agua que transporta una gran carga de detritos a lo largo de un canal, usualmente llamados flujos hiperconcentrados (Hungr et al., 2001). Se diferencian de las inundaciones por tener un caudal máximo 2 o 3 veces mayor, mucho menos destructivo que un flujo de detritos.
- Flujo de lodo: Flujo canalizado muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados plásticos (IP >5%) y que incorpora agua superficial durante el trayecto. El movimiento es similar al de un flujo de detritos, pero la fracción arcillosa modifica la reología del material.

- Flujo de tierra: Movimiento intermitente, rápido o lento, de suelo arcilloso plástico (Hungr et al., 2001), que puede llegar a cientos de millones de metros cúbicos. Usualmente desarrollan velocidades moderadas, con frecuencia de cm/año, sin embargo pueden llegar a m/min (Hutchinson, 1988).
- Deslizamiento por flujo o licuación: Deslizamiento que en fases posteriores se comporta como un flujo, como resultado de licuefacción (Varnes, 1978). Es un flujo muy rápido a extremadamente rápido de una masa de suelo con estructura granular ordenada o desordenada (Hungr et al., 2001). Ocurren súbitamente y con grandes distancias de viaje, por lo que son uno de los fenómenos más peligrosos.
- Avalancha de detritos: Flujo no canalizado de detritos saturados o parcialmente saturados, poco profundos, muy rápidos a extremadamente rápidos. Comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que luego sufre una considerable distorsión interna y se fluidiza.
- Avalancha de rocas: Flujos de gran longitud, extremadamente rápidos, de roca fracturada resultante de deslizamientos de roca de magnitud considerable (Hungr et al., 2001). Pueden ser extremadamente móviles, lo que es directamente proporcional a su volumen (hasta kilómetros cúbicos), con frecuencia son confundidos con depósitos morrénicos.

Anexo B: Glosario términos de peligro geológico

1. Peligro (H)

Condición o proceso geológico potencialmente catastrófico. Existen dos tipos:

- Peligro declarado o actual, el cual es una condición o proceso geológico que constituye un peligro y que se ha producido en el pasado o está en evolución, dejando evidencias que permiten identificarlo (Oliver y Renet, 1976).
- Peligro potencial, el cual es la condición o proceso geológico que potencialmente puede ocurrir en el futuro en una determinada zona, constituyendo un peligro geológico, y se define a través de factores desfavorables (Oliver y Renet, 1976).

2. Grado de peligro o peligrosidad

Corresponde a la probabilidad de que suceda un evento de este tipo durante cierto periodo de tiempo en un sitio determinado (Oliver y Renet, 1976).

3. Elementos bajo riesgo (E)

Corresponden a la población, propiedades, actividades económicas u otros, que se encuentran bajo riesgo en un área determinada, son cuantificables y se les puede asignar una unidad de valor (Oliver y Renet, 1976).

4. Vulnerabilidad (V)

Es el grado de pérdida de elementos bajo riesgo en caso de ocurrir un evento peligroso, puede ser medida en una proporción del costo susceptible a ser perdido en un evento de este tipo (Varnes, 1984).

5. Riesgo

El riesgo comprende dos subdefiniciones:

- Riesgo específico (R_s), el cual corresponde al grado de pérdida esperado debido a un fenómeno peligroso particular (Varnes, 1984).

$$R_s = H * V \quad (B.1)$$

- Riesgo total (R), es el número esperado de vidas perdidas, personas damnificadas, daños a la propiedad y a la actividad económica u otro, que causaría la ocurrencia de un fenómeno peligroso (Varnes, 1984).

$$R = E * R_s \quad (B.2)$$

6. Catástrofe

Perturbación repentina y violenta de la naturaleza, atribuida a causas naturales excepcionales (Varnes, 1984).

7. Desastre

Interacción de un fenómeno geológico catastrófico y una comunidad u obra humana, es decir, es la ocurrencia efectiva de un fenómeno peligroso que, como consecuencia de la vulnerabilidad de los elementos expuestos, causa efectos adversos sobre ellos.

8. Evaluación de peligros

Técnica predictiva cuyo objetivo es identificar los tipos de eventos peligrosos, su frecuencia y las condiciones espaciales y temporales de su ocurrencia (Tadashi, 1995).

9. Evaluación o Análisis de riesgo

Técnica que correlaciona la probabilidad de ocurrencia de eventos peligrosos con la probabilidad de consecuencias indeseables, analizando la vulnerabilidad y estimando los daños (Tadashi, 1995).

10. Susceptibilidad

Capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada o generar un proceso geológico determinado.

11. Periodo de retorno

Corresponde al intervalo de tiempo en el que se puede producir un suceso de un determinado nivel. Se calcula por medios estadísticos.

Anexo C: Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills, Chile

GEOLOGICAL NOTE

**Landslide susceptibility maps of Santiago city
Andean foothills, Chile**

**Marisol Lara¹, Sergio A. Sepúlveda^{1,2}, Constanza Celis¹,
Sofía Rebolledo¹, Pablo Ceballos¹**

¹ *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago.*

mlara@ing.uchile.cl; sesepulv@ing.uchile.cl; constanza.celis.s@gmail.com; srebolle@ing.uchile.cl; pceballos.gutierrez@gmail.com

² *Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O'Higgins, Libertador Bernardo O'Higgins 611, Rancagua.*

ABSTRACT. The urban expansion of Santiago city includes areas with geomorphological and geological conditions with potential to be affected by landslide processes. This work presents compiled landslide susceptibility maps for the Andean foothills of Santiago city, between Maipo and Mapocho rivers. The maps identify the areas prone to the generation of slides, falls and flows. The results show that the oriental foothills of Santiago city have moderate to high susceptibility of rock falls, rock and soil slides and debris flows. The most important of these landslide types are debris flows, due to the runoff of this processes that may reach urban areas posing a risk for the city, for which detailed hazard studies are required.

Keywords: Landslides, Slides, Debris flows, Rock falls, Susceptibility.

RESUMEN. Mapas de susceptibilidad de remociones en masa de la zona andina precordillerana de la ciudad de Santiago, Chile. La expansión urbana de la ciudad de Santiago involucra áreas con condiciones geológicas y geomorfológicas con potencial de ser afectadas por procesos de remociones en masa. Este trabajo presenta mapas compilados de susceptibilidad de remociones en masa para el frente precordillerano de la ciudad de Santiago, entre los ríos Maipo y Mapocho. Los mapas identifican las zonas propensas a generar procesos de deslizamientos, caídas y flujos. Los resultados muestran una moderada a alta susceptibilidad de caídas de rocas, deslizamientos de suelo y roca y flujos de detritos. Los más importantes corresponden a los flujos de detritos, que pueden alcanzar áreas urbanas y generar un riesgo para la ciudad, por lo cual se requieren estudios detallados de amenaza.

Palabras clave: Remociones en masa, Deslizamientos, Flujos de detritos, Caídas de rocas, Susceptibilidad.

1. Introduction

Santiago city, in central Chile, has experienced in the last decades a sustained growth toward the Andean range foothills in the eastern fringe of the city, where landslide activity is most frequent. Occurrence of landslides in the mountain front and interior catchment hillslopes, and especially debris flows and mudflows that can reach the alluvial plain are common, and pose an increasing risk to populated areas (Antinao *et al.*, 2003; Hauser, 1993, 2000). A large debris flow event in 1993 (Naranjo and Varela, 1996; Sepúlveda *et al.*, 2006a, 2006b) is an example of the potential impact of catastrophic landslides in the area.

Most common landslide types in the area are debris flows that occur in several ravines and gullies that drain the mountain range toward the city; rock falls from steep, fractured rock slopes and slides, ranging from small volume shallow soil slides in colluvium to large, prehistoric rock megaslides in catchment headers. While heavy rainfall is the primary trigger

of flows and shallow slides, other meteorological conditions such as the previous rainfall, the altitude of the 0°C isotherm and the occurrence of ENSO El Niño phase also have influence in the occurrence of landslides in the region (Hauser, 2000; Sepúlveda *et al.*, 2006a; Sepúlveda and Padilla, 2008; Sepúlveda *et al.*, 2015).

Seismic triggers cannot be ruled out, in particular due to the presence in the area of San Ramón Fault, a north-south trending reverse fault (Figs. 1 and 2) with recognized activity in the last 20,000 years (Rauld, 2011; Vargas *et al.*, 2014; Díaz *et al.*, 2014). Landslide activity due to large coastal thrust earthquakes typical of the Chilean plate margin such as the M 8.8, 2010 earthquake, appear to be limited in the area to rock falls and minor slides, due to the large distance to the seismic source (Sepúlveda *et al.*, 2012; Serey *et al.*, 2017). The effect of a third type of seismicity, intermediate depth intraplate earthquakes (Leyton *et al.*, 2010) on landslide activity is not well known.

Documented historic events in the area producing damage have been mainly debris flows and

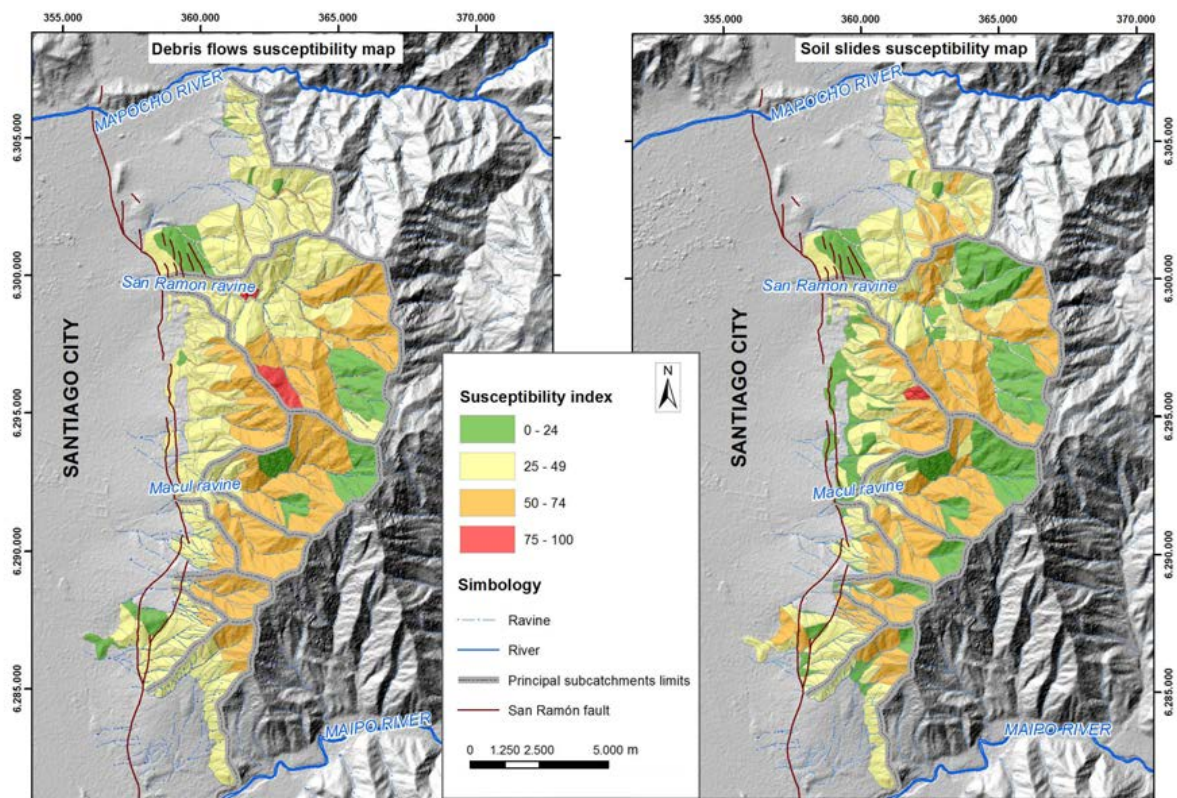


FIG. 1. Susceptibility maps of debris flows and soil slides. Lara *et al.*, 2018 (this work).

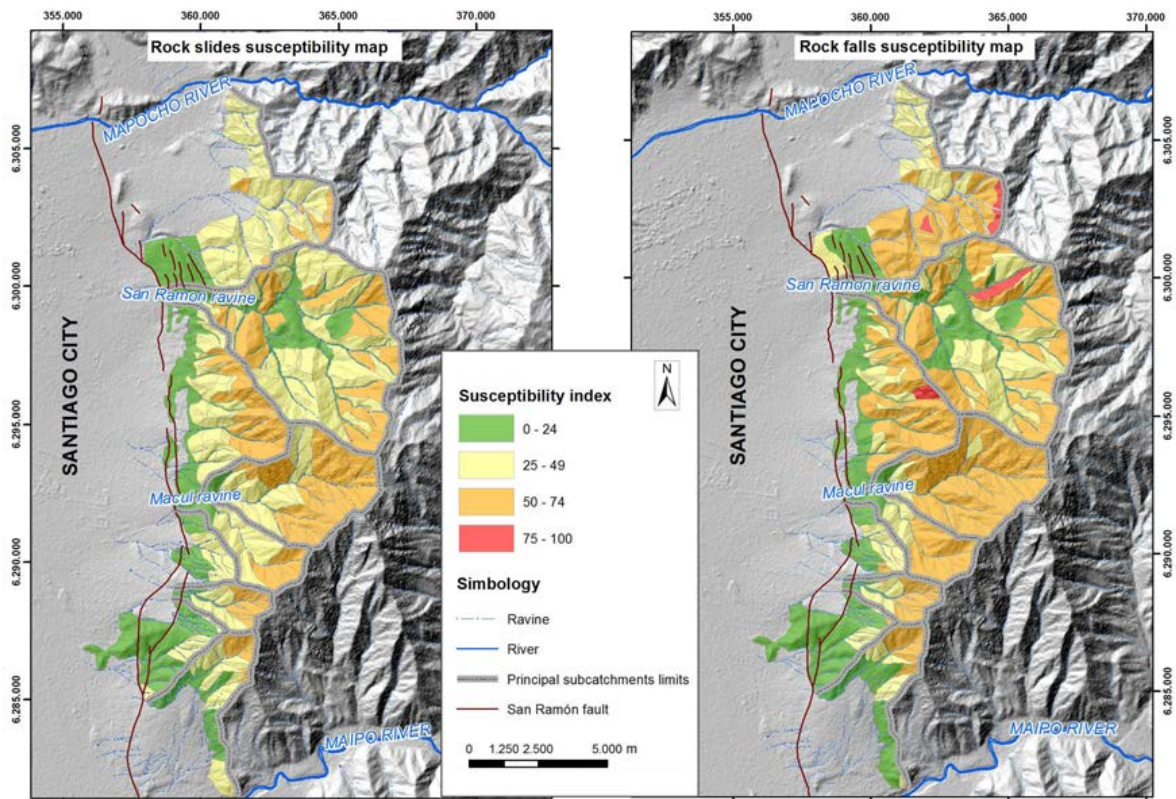


FIG. 2. Susceptibility maps of rock slides and rock falls. Lara *et al.*, 2018 (this work).

hyperconcentrated flows in 1908, 1936, 1957, 1982, 1986, 1987, 1991, 1993, 2004, 2005 and 2009, plus some rock falls blocking roads during rain storms or earthquakes. Descriptions of such events can be found in Urrutia and Lanza (1993), Hauser (1993, 2000), Sepúlveda *et al.* (2006b), Lara (2007), Ferrando (2008) and Naranjo *et al.* (2009)¹.

In this paper, we compile, revise and summarize landslide susceptibility mapping of the Santiago foothills performed by our research group over a number of years (Lara, 2007; Lara and Sepúlveda, 2010; SEREMI Metropolitana MINVU, 2013²; Ceballos, 2015, and this work). These maps will provide a useful tool for decision makers on disaster prevention and territorial planning of the city in the future.

2. Landslide susceptibility and conditioning factors

Landslide susceptibility can be defined as the propensity of an area to undergo landsliding (Glade *et al.*, 2005). It may be assessed in general or to certain landslide type. A landslide susceptibility map depicts areas that have the potential for landsliding, determined by correlating some of the principal factors that contribute to the generation of landslides (Highland and Bobrowsky, 2008³). Thus, a susceptibility map does not necessarily show all hazard areas, as it is focused on the source and not the areas potentially reached by the landslides. That difference with hazard maps is particularly important for long runout landslides such as debris flows and rock avalanches.

¹ Naranjo, J.A.; Marín, M.; Fernández, J.; Falcón, F.; Huerta, S. 2009. Remociones en masa ocurridas el 6 de septiembre de 2009, en ruta G-21, Región Metropolitana (Unpublished report). Servicio Nacional de Geología y Minería: 17 p. Santiago.

² SEREMI Metropolitana MINVU. 2013. Análisis áreas de riesgo precordillera Etapa 2, comunas Peñalolén y La Reina. Technical report (Unpublished), Seremi Metropolitana de Vivienda y Urbanismo: 86 p.

³ Highland, L.M.; Bobrowsky, P. 2008. The landslide handbook-A guide to understanding landslides. Geological Survey Circular 1325: 129 p. Reston.

The larger the susceptibility, more prone is that area to be source of a landslide event. Susceptibility mainly relies on what we will name conditioning factors, a series of elements of the terrain that potentially contribute to slope instability. The conditioning factors are mainly those related with geomorphology (e.g., slope gradient and height), geology (e.g., rock or soil type, rock structure), geotechnical conditions (e.g., shear strength, saturation) and vegetation. As diverse landslide processes have different genesis and behaviour, the degree of influence of the conditioning factors may vary. For that reason, for medium-scale and local studies a susceptibility assessment differentiated by landslide type is preferable (Lara and Sepúlveda, 2010).

The Santiago city mountain front conforms the western edge of the Andean Cordillera, in the limit with the Central Depression where the city is settled. An impressive north-south trending range, visible from the entire city, runs between Mapocho and Maipo rivers, with peak altitude of 3,253 m a.s.l. (Mount San Ramón), over 2,000 m over the highest urbanized parts of the city. Above the 1,500 m a.s.l., the slopes in general have values between 30° and 50°, locally reaching values of 50°-70°. The rest of the slopes mainly vary between 20°-30°, and 5°-15° for plain areas with alluvial deposits. Over 30 catchments drain this range toward the city, with ravines and gullies that form alluvial fans in the foothills. This range is composed by Neogene volcanic and volcanosedimentary rocks of the Abanico Formation, of moderate to high shear strength, forming a rough relief with steep, rocky hillslopes, and little residual soil. The rocks are subject to water and ice action during winter, resulting in intense fracturing and generation of debris. This detritic materials form colluvial soil layers on the hillslopes and accumulate in drainage channels, with high potential of being removed (Fernández, 2001; Naranjo and Varela, 1996; Sepúlveda *et al.*, 2006b; Ferrando, 2008). Intrusive rock such as dikes and sills form local bodies of differential strength and relief.

3. Methodology

The susceptibility is calculated with a Susceptibility Index (*SI*), defined by Lara (2007) and Lara and Sepúlveda (2010). The methodology for its calculation is based on the addition of weighted ratings assigned to a list of conditioning factors, for the following landslide types: rock falls, rock slides, soil slides

and debris flows. The original methodology was applied in the San Ramón ravine catchment in the Santiago city mountain front, the largest of the range (Lara and Sepúlveda, 2010), and later extended to the rest of the range between the Mapocho and Maipo rivers by a series of theses and a study by for the Housing Ministry. A second phase of the methodology proposed by Lara (2007) for hazard assessment using geotechnical software tools are out of the scope of this work.

The results of the application of this methodology is the elaboration of susceptibility maps, prepared on a GIS platform. We used a digital elevation model (DEM) with 9 meters resolution, elaborated by Rauld (2011), using diverse sources for topographic information, for the elaboration of a background shaded relief map, to be used as base for susceptibility maps, as well as for analysis of slope gradients. All the information is georeferenced on datum WGS 1984, 19S.

3.1. Susceptibility

The susceptibility analysis starts with the division of the catchment in terrain units, of similar geomorphological and geological conditions, defining zones of similar slope angles, orientation of slopes, geology, geotechnical properties, among other parameters. This is done combining information from a Digital Elevation Model (DEM) such as slope and aspect maps and the geological map, using Geographic Information Systems (GIS) tools and supported by photointerpretation. Each unit is defined by a polygon, in which is assigned a weighted rating for each conditioning factor following detailed tables for each landslide type (Lara and Sepúlveda, 2010. Appendix). The weighted ratings are recorded in the GIS attribute table for the terrain unit, and then added to obtain the Susceptibility Index of the terrain unit (*SI*), which is calculated such that the most critical condition has a score of $SI=100$.

As presented in Lara (2007) and Lara and Sepúlveda (2010), this score is based on the methodology for debris flow assessment developed by Sepúlveda (2000), updated and complemented for other landslide types (soil slides, rock slides and rock falls) from a bibliographic review and calibration with field observations by Lara (2007). This methodology consider those factors that control the generation of landslide processes. Higher

ratings are given by geological, geotechnical and geomorphological characteristics of the terrain units. To optimize the process, slopes of less than 10° are disregarded for the *SI* calculations due to their very low probability of generating landslides.

The terrain units with $SI \geq 50$, chosen as a threshold or critical value, are considered as susceptible, and should be prioritized for subsequent specific hazard analyses. The $SI=50$ threshold was arbitrarily established, by means of calibration of susceptibility scores with observed landsliding in the San Ramón Ravine.

The *SI* values are represented by colours, using 25 points tiers as proposed by the methodology authors. An *SI* value over 50 means a high or very high ($SI > 75$) susceptibility. For these landslides prone units a hazard assessment based on slope stability and runout analyses is recommended (Lara and Sepúlveda, 2010).

4. Results and discussion

Figures 1 and 2 show the consolidated susceptibility maps for the four landslide types in the whole western slope of the San Ramón Mountain range between Mapocho and Maipo rivers in eastern Santiago. Original maps were made on scale 1:20.000. Areas not coloured have slope gradients below 10° and are not included in the susceptibility index calculations. These maps show only those areas with potential of generation of different types of landslides, *i.e.*, susceptibility. Other factors such as the runout and volume calculations, areas of deposition or entrainment of materials along their paths, especially for flow processes that have long runout reaching areas far from the source, are not part of the results, as they are part of hazard analysis.

In general, it can be observed that very high susceptibility values ($IS > 75$) are restricted to a few areas, while moderate to high values (between 50 and 75) dominate the catchment areas. Low to null susceptibility areas are highly variable depending on the landslide type, as they are highly dependent on the local geology and slope gradient.

Soil slides higher susceptibility (mostly $50 > IS > 75$) are found in the middle sections and headers of creeks in San Ramón catchment and some smaller ravines such as Nido de Águilas, Peñalolén, Santa Rosa and Las Vizcachas (Figs. 1 and 2), whereas in the Macul catchment susceptible zones are mainly

hillslopes of secondary creeks. The only very high susceptibility area ($IS > 75$) is located in the headers of the small Peñalolén catchment.

A relatively similar pattern is found for debris flows (Fig. 1), as those triggered initially as soil slides are considered in the methodology, with addition of the presence of drainage channels on footslopes as units with potential to transport detritic materials. Nevertheless, lower susceptibility values are found in the northernmost Apoquindo catchment, while higher susceptibility is concentrated in the San Ramón and Macul catchments and those smaller ones between them and south of Macul, with some local areas of very high susceptibility. It must be noted that flows indirectly produced by channel damming by trunks, garbage or other landslides are not considered in these results.

Rock slides and rock fall high susceptibility zones tend to coincide with higher gradient hillslopes (Fig. 2). Rock fall high susceptibility is widespread, although in the field it is observed that is generally related with localized rock outcrops, not well captured by the mapping scale of the terrain units, and thus the surface areas of high susceptibility in this case are somewhat overestimated. Some higher rock fall susceptibility areas are found in catchment headers of Apoquindo, San Ramón and Peñalolén ravines.

Those higher landslide susceptibility areas are generally not located in the urbanized land, which expand to the mountains front foothills and the piedmont formed by the alluvial fans, but not much into the interior catchments hillslopes and headers. That implies that the runout of the potential landslides, not shown on susceptibility maps, is key to assess the hazard and risk for the city. For that reason, even there is an important potential for slides and rock fall activity in the catchments, debris flows are the most risky, given their long runout distances that reach the large alluvial fans where urban expansion has taken place in the last decades. So far, construction is restricted by urban planning into the catchments over 1,000 m a.s.l., which will keep other landslide types risk constrained as long as those restrictions remain in place

5. Conclusions

We compiled, revised and summarized landslide susceptibility mapping of the Santiago city foothills, where susceptibility is calculated with a quantitative Susceptibility Index (*SI*). The methodology for its

calculation is based on the addition of weighted ratings assigned to a list of conditioning factors, for the following landslide types: rock falls, rock slides, soil slides and debris flows.

Moderate to high susceptibility values (*SI* between 50 and 75) dominate the catchment areas. Higher values are only local. Low to null susceptibility areas are highly variable depending on the landslide type, as they are highly dependent on the local geology and slope gradients.

Landslide susceptibility is mainly found in the interior catchments hillslopes and headers, in areas that are in general not urbanized. Urban areas expand in the mountain front foothills and the piedmont formed by alluvial fans, zones that have already been affected by important debris flows generated on catchment headers on last decades. That implies that the runoff of the potential landslides, particularly of debris flows, though is not considered in the susceptibility analysis, is key to assess the hazard and risk for the city.

Acknowledgements

The results shown in this work have been funded by Fundación Andes grant C14060/14 (Chile), Chile Housing and Urbanism Ministry, Conicyt-Fondecyt grant 1140317 (Chile) and NERC-Newton fund grant NE/N000315/1.

References

- Antinao, J.; Fernández, J.C.; Naranjo, J.A.; Villarroel, P. 2003. Peligro de remociones en masa e inundaciones de la Cuenca de Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 2., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Ceballos, P. 2015. Evaluación de peligro de remociones en masa en Quebrada de Apoquindo, sector oriente de Santiago, Región Metropolitana. Geologist thesis (Unpublished). Universidad de Chile, Departamento de Geología: 155 p. Santiago.
- Díaz, D.; Maksymowicz, A.; Vargas, G.; Vera, E.; Contreras-Reyes, E.; Rebolledo, S. 2014. Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~33.5° S), using active seismic and electric methods. *Solid Earth* 5 (2): 837-849.
- Fernández, J. 2001. Estudio geológico ambiental para la planificación territorial del sector Tiltill-Santiago. Geologist thesis (unpublished). Universidad de Chile, Departamento de Geología: 127 p. Santiago.
- Ferrando, F. 2008. Amenazas Naturales en el Sector Oriente de la Región Metropolitana de Santiago de Chile: Los movimientos en masa. Doctoral Thesis (Unpublished). University of Zaragoza, Department of Geography and Territorial Planning: 366 p.
- Glade, T.; Anderson, M.; Crozier, M.J. 2005. Landslide hazard and risk. John Wiley & Sons Ltd.: 793 p. Chichester.
- Hauser, A. 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 45: 75 p. Santiago.
- Hauser, A. 2000. Remociones en masa en Chile (versión actualizada). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 59: 89 p. Santiago.
- Lara, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Master Thesis (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 212 p. Santiago.
- Lara, M.; Sepúlveda, S.A. 2010. Landslide susceptibility and hazard assessment in San Ramón Ravine, Santiago de Chile, from an engineering geological approach. *Environmental Earth Sciences* 60 (6): 1227-1243.
- Leyton, F.; Ruiz, S.; Sepúlveda, S. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile Central. *Andean Geology* 37 (2): 455-472. doi: 10.5027/andgeoV37n2-a11.
- Naranjo, J.A.; Varela, J. 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 47: 42 p. Santiago.
- Rauld, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Doctoral thesis (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 445 p. Santiago.
- Sepúlveda, S.A. 2000. Metodología de evaluación del peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos. Universidad de Chile, Departamento de Geología, *Revista Comunicaciones* 51: 3-28. Santiago.
- Sepúlveda, S.A.; Padilla, C. 2008. Rain-induced debris and mudflow triggering factors assessment in the Santiago cordilleran foothills, Central Chile. *Natural Hazards* 47 (2): 201-215.
- Sepúlveda, S.A.; Rebolledo, S.; Vargas, G. 2006a. Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International* 158: 83-95.

- Sepúlveda, S.; Rebolledo, S.; Lara, M.; Padilla, C. 2006b. Landslides hazards in Santiago, Chile: an overview. *In* Proceedings of the 10th Congress of the International Association of Engineering Geology and the Environment, paper No. 105. Nottingham.
- Sepúlveda, S.A.; Rebolledo, S.; Fariás, M.; Vargas, G.; Arriagada, C. 2012. Efectos Geológicos. *In* Mw=8.8 Terremoto en Chile, 27 de febrero 2010. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile: 323 p. Santiago.
- Sepúlveda, S.A.; Moreiras, S.M.; Lara, M.; Alfaro, A. 2015. Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. *Landslides* 12: 115-133.
- Serey, A.; Escobar, P.; Moya, S.; Sepúlveda, S.A.; Petley, D. 2017. Landslide inventory of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake, Central Chile. *In* World Conference on Earthquake, No. 16, Paper No. 1873: 9 p.
- Urrutia, R.; Lanza, C. 1993. Catástrofes en Chile: 1541-1992. Editorial La Noria: 440 p. Santiago.
- Vargas, G.; Klinger, Y.; Rockwell, T.; Forman, S.L.; Rebolledo, S.; Baize, S.; Lacassin, R.; Armijo, R. 2014. Probing large intra-plate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology* 42 (12): 1083-1086. doi: 10.1130/G35741.1.

Appendix

Charts for calculation of susceptibility index (SI)

SOIL SLIDE CONDITIONING FACTORS SCORING FOR SI (LARA AND SEPÚLVEDA, 2010).

Factor	Condition	Score	Factor	Condition	Score
Slope angle (f_1)	15°-20°	9	Snow accumulation (f_5)	Null	0
	20°-25°	15		Sporadic	1
	25°-30°	21		Seasonal	2
	30°-40°	26		Permanent	5
	>40°	30	Vegetation (f_6)	High	0
Sunlight exposition (f_2)	Low	1		Moderate	2
	Partial	3	Low to null	5	
	High	5	Artificial intervention on slopes (f_7)	Not observed	0
Very unfavourable	2	Little important		5	
Unfavourable	6	Important		10	
Geological-geotechnical characteristics of slope materials (f_3)	Partially favourable	10	Declared slides on slope (f_8)	Not observed	0
	Favourable	14		No records	3
	Very favourable	20		Present	10
	Moisture and saturation conditions (f_4)	No records	2	Declared slides on unit (f_9)	Not observed
Unfavourable		3	No records		2
Favourable		7	Present		5
Very favourable		10			

ROCK SLIDE CONDITIONING FACTORS SCORING FOR SI (LARA AND SEPÚLVEDA, 2010).

Factor	Condition	Score	Factor	Condition	Score
Slope angle (f_1)	15°-20°	11	Snow accumulation (f_5)	Null	0
	20°-25°	15		Sporadic	1
	25°-30°	20		Seasonal	2
	30°-40°	25		Permanent	5
	40°-60°	30	Artificial intervention on slope (f_7)	Not observed	0
	>60°	35		Little important	5
Geological-geotechnical characteristics of slope materials (f_2)	Very unfavourable	4	Declared slides on slope (f_8)	Important	10
	Unfavourable	11		Not observed	0
	Partially favourable	18		No records	5
	Favourable	28	Present	15	
	Very favourable	35			

DEBRIS FLOW CONDITIONING FACTORS SCORING FOR SI (LARA AND SEPÚLVEDA, 2010).

Factor	Condition	Score	Factor	Condition	Score
Slope angle (f_1)	10°-15°	3	Moisture and saturation Conditions (f_6)	No records	2
	15°-20°	6		Unfavourable	3
	20°-25°	9		Favourable	7
	25°-30°	11		Very favourable	10
	30°-40°	13	Snow accumulation (f_7)	Null	0
	>40°	15		Sporadic	1
Drainage channel angle at slope foot (f_2)	<5°	1		Seasonal	2
	5°-10°	5	Permanent	5	
	>10°	10	Vegetation (f_8)	High	0
Flow confinement (f_3)	Low	1		Moderate	3
	Medium	4		Low to null	5
	High	7		Not observed	0
Sunlight exposition (f_4)	Low	0	Drainage channel obstruction (f_9)	Low	2
	Partial	2		Moderate	4
	High	3		Important	5
Geological-geotechnical characteristics of slope materials (f_5)	Very unfavourable	3	Artificial intervention on slope (f_{10})	Not observed	0
	Unfavourable	8		Few important	3
	Partially favourable	13			
	Favourable	18		Important	5
	Very favourable	25			
Declared flows in basins (f_{11})	No records	1			
	Prehistoric	4			
	Historic, low frequency	7			
	Historic, high frequency	10			

ROCK FALL CONDITIONING FACTORS SCORING FOR *SI* (LARA AND SEPÚLVEDA, 2010).

Factor	Ranges	Score	Factor	Ranges	Score
Slope angle (f_1)	15°-20°	4	Snow accumulation (f_3)	Null	0
	20°-25°	10		Sporadic	2
	25°-30°	18		Seasonal	4
	30°-40°	25		Permanent	10
	40°-60°	32	Artificial intervention on slope (f_4)	Not observed	0
	>60°	35		Few important	3
Geological-geotechnical characteristics of slope materials (f_2)	Very unfavourable	3	Declared rock falls on slope (f_5)	Important	5
	Unfavourable	9		Not observed	0
	Partially favourable	15			
	Favourable	24	Present		
	Very favourable	35			

Anexo D: Modelos hidráulicos para flujos

Tabla D.1: Modelos hidráulicos para flujos

Modelo	Ecuación	Parámetros
Modelo Mohr-Coulomb (Esfuerzo de cizalle)	$\tau = c + \sigma'_n * \mu$	<p>τ: resistencia al corte c: cohesión $\sigma'_n = \sigma_n - P$ σ_n: esfuerzo normal P: presión de poros $\mu = \tan\Phi$ Φ: ángulo de fricción interna Relaciona los parámetros de resistencia de un material y permite la representación de los estados de esfuerzos a través del Círculo de Mohr.</p>
Modelo de Bingham (Coulomb-viscoso)	$\tau_B = c + \sigma'_n * \mu + \eta * \frac{\partial u}{\partial z}$	<p>τ_B: resistencia al corte Bingham c: cohesión $\sigma'_n = \sigma_n - P$ σ_n: esfuerzo normal P: presión de poros $\mu = \tan\Phi$ Φ: ángulo de fricción interna η: viscosidad $\frac{\partial u}{\partial z}$: gradiente de velocidades dentro del flujo Describe el movimiento de flujos de lodo y arcilla (finos). Incorpora la viscosidad como parámetro de resistencia en el modelo de Mohr-Coulomb.</p>
Modelo de Herschel-Bulkley	$\frac{\partial u}{\partial z} = 0 \Leftrightarrow \tau_B < \tau_C$ $\tau_B = \tau_C + \eta * \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^n$ $\eta, n > 0$	<p>τ_B: resistencia al corte del modelo τ_C: yield strength η: viscosidad n: número de potencia $\frac{\partial u}{\partial z}$: gradiente de velocidades dentro del flujo Expresa que a concentración creciente, la mezcla se comporta sucesivamente como un fluido newtoniano, pseudoplástico, con esfuerzo de fluencia y como un plástico de Bingham.</p>

Tabla D.2: Modelos hidráulicos para flujos (continuación)

Modelo	Ecuación	Parámetros
<p>Modelo de Bagnold</p>	$\tau_{Ba} = f_s * \rho_s * d^2 * \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)^2$ $N = \frac{\rho_s * \lambda^2 * d^2}{\eta} * \frac{\partial u}{\partial z}$ $\lambda = \frac{C_m^{1/2}}{C_m^{1/2} - C_s^{1/3}}$	<p>τ: resistencia al corte de Bagnold f_s: fracción de sólidos ρ_s: densidad de sedimentos d: diámetro de las partículas u: velocidad dentro del flujo $\frac{\partial u}{\partial t}$: gradiente de velocidades del flujo N: número de Bagnold $\frac{\partial u}{\partial z}$: gradiente de velocidades dentro del flujo C_m: máxima concentración volumétrica de sedimentos C_s: concentración volumétrica promedio de sedimentos Divide los flujos desde un punto de vista mecánico, según la granulometría de los sólidos. Granulométricamente reconoce finos (<100-200 μm) y gruesos (>100-200 μm); para los primeros, la distribución de velocidades en el flujo se asocia a una ley constitutiva tipo Bingham, existiendo una zona superior con velocidad media constante y una zona inferior donde la velocidad crece con la altura. Mientras que los segundos los clasifica en flujo inercial, flujo macroviscoso y una zona transicional.</p>
<p>Modelos Combinados</p>	$\tau_B = f_s * (\rho_s * g * h - P) * \mu$	<p>τ_B: resistencia al corte f_s: fracción de sólidos ρ_s: densidad de sedimentos g: aceleración de gravedad h: altura del flujo $\mu = \tan\Phi$ Φ: ángulo de fricción interna P: presión de poros Combina el modelo friccional de Coulomb y la pérdida en la colisión entre partículas.</p>

Anexo E: Simulaciones RAMMS Macul

Tabla E.1: Datos Escenario 1 Quebrada de Macul

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
m31	0,050	50	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	4.954
m32	0,050	100	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.239
m33	0,050	150	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.311
m34	0,050	200	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.365
m35	0,050	250	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.412
m36	0,050	300	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.432
m37	0,050	350	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.467
m38	0,050	400	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.469
m39	0,050	450	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.470
m40	0,050	500	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.473
m41	0,040	50	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.467
m42	0,040	100	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.723
m43	0,040	150	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.846
m44	0,040	200	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.917
m45	0,040	250	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.948
m46	0,040	300	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.970
m47	0,040	350	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	6.002
m48	0,040	400	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	6.014
m49	0,040	450	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	6.020
m50	0,040	500	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	6.030
m51	0,045	50	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.223
m52	0,045	100	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.499
m53	0,045	150	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.593
m54	0,045	200	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.630
m55	0,045	250	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.644
m56	0,045	300	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.658
m57	0,045	350	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.669
m58	0,045	400	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.688
m59	0,045	450	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.714
m60	0,045	500	1.613	2.200.000	620	7,5	6000	5.750

Tabla E.2: Datos extra Escenario 1 Quebrada de Macul

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
m91	0,040	200	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	6.083
m92	0,050	200	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.615
m93	0,045	400	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.836
m94	0,045	350	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.838
m95	0,045	300	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.844
m96	0,045	250	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.835
m97	0,045	200	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.800
m98	0,045	150	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.772
m99	0,045	100	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.714
m100	0,050	250	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.638
m101	0,050	300	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.661
m102	0,050	350	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.649
m103	0,050	400	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.658
m104	0,050	450	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.661
m105	0,050	500	1.613	2.200.000	620	7,5	7100	5.674

Tabla E.3: Datos Escenario 2 Quebrada de Macul

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
m61	0,050	50	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.225
m62	0,050	100	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.484
m63	0,050	150	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.566
m64	0,050	200	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.634
m65	0,050	250	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.641
m66	0,050	300	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.651
m67	0,050	350	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.669
m68	0,050	400	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.669
m69	0,050	450	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.669
m70	0,050	500	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.670
m71	0,040	50	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.722
m72	0,040	100	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.009
m73	0,040	150	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.084
m74	0,040	200	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.118
m75	0,040	250	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.121
m76	0,040	300	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.135
m77	0,040	350	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.162
m78	0,040	400	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.162
m79	0,040	450	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.170
m80	0,040	500	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	6.173
m81	0,045	50	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.527
m82	0,045	100	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.704
m83	0,045	150	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.772
m84	0,045	200	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.836
m85	0,045	250	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.844
m86	0,045	300	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.880
m87	0,045	350	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.902
m88	0,045	400	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.929
m89	0,045	450	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.937
m90	0,045	500	1.613	2.725.000	745	8,5	9000	5.947

Anexo F: Simulaciones RAMMS Ran Ramón

Tabla F.1: Datos Escenario 1 3.995.000 m³ Quebrada de San Ramón

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
s11	0,05	50	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	2.967
s12	0,05	100	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.085
s13	0,05	150	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.131
s14	0,05	200	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.152
s15	0,05	250	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.173
s16	0,05	300	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.211
s17	0,05	350	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.207
s18	0,05	400	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.224
s19	0,05	450	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.229
s20	0,05	500	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	3.232
s21	0,01	50	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	5.402
s22	0,01	100	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	6.452
s23	0,01	150	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	7.049
s24	0,01	200	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	7.441
s25	0,01	250	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	7.728
s26	0,01	300	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	7.955
s27	0,01	350	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	8.241
s28	0,01	400	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	8.404
s29	0,01	450	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	8.556
s30	0,01	500	1.613	3.995.000	1.318	8,5	6.100	8.654

Tabla F.2: Datos Escenario 2 3.995.000 m³ Quebrada de San Ramón

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
s31	0,02	50	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.015
s32	0,02	100	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.344
s33	0,02	150	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.626
s34	0,02	200	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.833
s35	0,02	250	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.946
s36	0,02	300	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.011
s37	0,02	350	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.052
s38	0,02	400	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.123
s39	0,02	450	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.182
s40	0,02	500	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.243
s41	0,01	50	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	4.735
s42	0,01	100	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	5.599
s43	0,01	150	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	6.189
s44	0,01	200	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	6.594
s45	0,01	250	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	6.887
s46	0,01	300	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	7.170
s47	0,01	350	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	7.395
s48	0,01	400	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	7.544
s49	0,01	450	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	7.699
s50	0,01	500	1.613	3.995.000	1.780	11,5	4.500	7.790

Tabla F.3: Datos Escenario 1 5.295.000 m³ Quebrada de San Ramón

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
s51	0,04	50	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.375
s52	0,04	100	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.434
s53	0,04	150	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.437
s54	0,04	200	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.457
s55	0,04	250	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.478
s56	0,04	300	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.488
s57	0,04	350	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.491
s58	0,04	400	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.494
s59	0,04	450	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.494
s60	0,04	500	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.500
s61	0,03	50	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.696
s62	0,03	100	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.843
s63	0,03	150	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.896
s64	0,03	200	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.910
s65	0,03	250	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.953
s66	0,03	300	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.966
s67	0,03	350	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.973
s68	0,03	400	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.985
s69	0,03	450	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.985
s70	0,03	500	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	3.987
s71	0,02	50	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	4.701
s72	0,02	100	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.116
s73	0,02	150	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.364
s74	0,02	200	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.442
s75	0,02	250	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.504
s76	0,02	300	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.528
s77	0,02	350	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.549
s78	0,02	400	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.565
s79	0,02	450	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.576
s80	0,02	500	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	5.597
s81	0,01	50	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	6.346
s82	0,01	100	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	7.383
s83	0,01	150	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	7.971
s84	0,01	200	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	8.400
s85	0,01	250	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	8.658
s86	0,01	300	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	8.855
s87	0,01	350	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	8.983
s88	0,01	400	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	9.145
s89	0,01	450	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	9.295
s90	0,01	500	1.613	5.295.000	1.318	8,5	8.100	9.418

Tabla F.4: Datos Escenario 2 7.515.000 m³ Quebrada de San Ramón

Sim	μ	ξ [m/s ²]	ρ [kg/m ³]	V [m ³]	Q [m ³ /s]	v [m/s]	t [s]	Runout [m]
s91	0,04	50	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.404
s92	0,04	100	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.448
s93	0,04	150	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.471
s94	0,04	200	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.495
s95	0,04	250	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.503
s96	0,04	300	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.512
s97	0,04	350	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.512
s98	0,04	400	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.517
s99	0,04	450	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.526
s100	0,04	500	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.526
s101	0,03	50	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.821
s102	0,03	100	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.910
s103	0,03	150	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.960
s104	0,03	200	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	3.997
s105	0,03	250	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.014
s106	0,03	300	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.020
s107	0,03	350	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.032
s108	0,03	400	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.032
s109	0,03	450	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.032
s110	0,03	500	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.032
s111	0,02	50	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	4.958
s112	0,02	100	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.374
s113	0,02	150	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.514
s114	0,02	200	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.556
s115	0,02	250	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.612
s116	0,02	300	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.631
s117	0,02	350	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.655
s118	0,02	400	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.685
s119	0,02	450	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.693
s120	0,02	500	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	5.701
s121	0,01	50	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	6.729
s122	0,01	100	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	7.742
s123	0,01	150	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	8.366
s124	0,01	200	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	8.728
s125	0,01	250	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	8.969
s126	0,01	300	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	9.174
s127	0,01	350	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	9.401
s128	0,01	400	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	9.579
s129	0,01	450	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	9.755
s130	0,01	500	1.613	7.515.000	1.780	11,5	8.500	9.783

Anexo G: Simulaciones RAMMS Lo Cañas

Tabla G.1: Datos Simulación Quebrada de Lo Cañas

Sim	μ	ζ [m/s ²]	Runout [m]	Sim	μ	ζ [m/s ²]	Runout [m]
c1	0,05	50	2.374	c31	0,08	50	2.032
c2	0,05	100	2.853	c32	0,08	100	2.411
c3	0,05	150	3.172	c33	0,08	150	2.655
c4	0,05	200	3.383	c34	0,08	200	2.805
c5	0,05	250	3.546	c35	0,08	250	2.936
c6	0,05	300	3.632	c36	0,08	300	3.024
c7	0,05	350	3.731	c37	0,08	350	3.112
c8	0,05	400	3.774	c38	0,08	400	3.173
c9	0,05	450	3.809	c39	0,08	450	3.219
c10	0,05	500	3.823	c40	0,08	500	3.232
c11	0,06	50	2.247	c41	0,09	50	1.909
c12	0,06	100	2.726	c42	0,09	100	2.246
c13	0,06	150	3.005	c43	0,09	150	2.436
c14	0,06	200	3.225	c44	0,09	200	2.585
c15	0,06	250	3.360	c45	0,09	250	2.696
c16	0,06	300	3.513	c46	0,09	300	2.766
c17	0,06	350	3.563	c47	0,09	350	2.802
c18	0,06	400	3.625	c48	0,09	400	2.870
c19	0,06	450	3.660	c49	0,09	450	2.903
c20	0,06	500	3.698	c50	0,09	500	2.920
c21	0,07	50	2.114	c51	0,10	50	1.752
c22	0,07	100	2.563	c52	0,10	100	2.059
c23	0,07	150	2.825	c53	0,10	150	2.229
c24	0,07	200	3.021	c54	0,10	200	2.359
c25	0,07	250	3.168	c55	0,10	250	2.433
c26	0,07	300	3.261	c56	0,10	300	2.483
c27	0,07	350	3.344	c57	0,10	350	2.541
c28	0,07	400	3.419	c58	0,10	400	2.579
c29	0,07	450	3.492	c59	0,10	450	2.619
c30	0,07	500	3.522	c60	0,10	500	2.646

Tabla G.2: Datos Simulación Quebrada de Lo Cañas continuación

Sim	μ	ξ [m/s ²]	Runout [m]	Sim	μ	ξ [m/s ²]	Runout [m]
c61	0,11	50	1.624	c91	0,14	50	1.201
c62	0,11	100	1.898	c92	0,14	100	1.361
c63	0,11	150	2.020	c93	0,14	150	1.422
c64	0,11	200	2.118	c94	0,14	200	1.503
c65	0,11	250	2.168	c95	0,14	250	1.536
c66	0,11	300	2.219	c96	0,14	300	1.559
c67	0,11	350	2.274	c97	0,14	350	1.584
c68	0,11	400	2.306	c98	0,14	400	1.587
c69	0,11	450	2.329	c99	0,14	450	1.594
c70	0,11	500	2.354	c100	0,14	500	1.613
c71	0,12	50	1.471	c101	0,15	50	1.057
c72	0,12	100	1.698	c102	0,15	100	1.201
c73	0,12	150	1.844	c103	0,15	150	1.255
c74	0,12	200	1.884	c104	0,15	200	1.291
c75	0,12	250	1.950	c105	0,15	250	1.336
c76	0,12	300	1.975	c106	0,15	300	1.352
c77	0,12	350	2.003	c107	0,15	350	1.370
c78	0,12	400	2.016	c108	0,15	400	1.383
c79	0,12	450	2.029	c109	0,15	450	1.388
c80	0,12	500	2.054	c110	0,15	500	1.394
c81	0,13	50	1.339				
c82	0,13	100	1.504				
c83	0,13	150	1.637				
c84	0,13	200	1.699				
c85	0,13	250	1.746				
c86	0,13	300	1.777				
c87	0,13	350	1.798				
c88	0,13	400	1.824				
c89	0,13	450	1.830				
c90	0,13	500	1.843				

Anexo H: Datos para análisis de sensibilidad

Tabla H.1: Datos Análisis de Sensibilidad para Caudal

Caudal [m³/s]	Cambio [%]	Runout [m]	Runout [%]
420	-32,3	5.918	2,9
440	-29,0	5.883	2,3
460	-25,8	5.863	2,0
480	-22,6	5.832	1,4
500	-19,4	5.822	1,3
520	-16,1	5.814	1,1
540	-12,9	5.797	0,8
560	-9,7	5.785	0,6
580	-6,5	5.775	0,4
600	-3,2	5.761	0,2
620	0,0	5.749	0,0
640	3,2	5.738	-0,2
660	6,5	5.723	-0,5
680	9,7	5.718	-0,5
700	12,9	5.693	-1,0
720	16,1	5.676	-1,3
740	19,4	5.645	-1,8
760	22,6	5.630	-2,1
780	25,8	5.623	-2,2
800	29,0	5.592	-2,7
820	32,3	5.578	-3,0

Tabla H.2: Datos Análisis de Sensibilidad para Densidad

Densidad [kg/m³]	Cambio [%]	Runout [m]	Runout [%]
1.300	-19,4	5.763,2	0,0
1.350	-16,3	5.763,2	0,0
1.400	-13,2	5.763,2	0,0
1.450	-10,1	5.763,2	0,0
1.500	-7,0	5.763,2	0,0
1.550	-3,9	5.763,2	0,0
1.600	-0,8	5.763,2	0,0
1.650	2,3	5.763,2	0,0
1.700	5,4	5.763,2	0,0
1.750	8,5	5.763,2	0,0
1.800	11,6	5.763,2	0,0
1.850	14,7	5.763,2	0,0
1.900	17,8	5.763,2	0,0
1.950	20,9	5.763,2	0,0
2.000	24,0	5.763,2	0,0
2.050	27,1	5.763,2	0,0
2.100	30,2	5.763,2	0,0
2.150	33,3	5.763,2	0,0
2.200	36,4	5.763,2	0,0
2.250	39,5	5.763,2	0,0
2.300	42,6	5.763,2	0,0

Tabla H.3: Datos Análisis de Sensibilidad para Velocidad

Velocidad [m/s]	Cambio [%]	Runout [m]	Runout [%]
2,5	-66,67	5.764,25	-0,03
3,0	-60,00	5.767,11	0,02
3,5	-53,33	5.765,97	0,00
4,0	-46,67	5.765,97	0,00
4,5	-40,00	5.763,58	-0,04
5,0	-33,33	5.765,64	-0,01
5,5	-26,67	5.765,87	0,00
6,0	-20,00	5.763,58	-0,04
6,5	-13,33	5.766,54	0,01
7,0	-6,67	5.767,45	0,03
7,5	0,00	5.765,97	0,00
8,0	6,67	5.769,74	0,07
8,5	13,33	5.770,07	0,07
9,0	20,00	5.762,77	-0,06
9,5	26,67	5.755,36	-0,18
10,0	33,33	5.755,13	-0,19
10,5	40,00	5.748,20	-0,31
11,0	46,67	5.736,69	-0,51
11,5	53,33	5.732,17	-0,59
12,0	60,00	5.726,66	-0,68
12,5	66,67	5.725,10	-0,71

Tabla H.4: Datos Análisis de Sensibilidad para Volumen

Volumen [m³]	Cambio [%]	Runout [m]	Runout [%]
1.200.000	-45,45	5.340,61	-7,34
1.300.000	-40,91	5.365,03	-6,92
1.400.000	-36,36	5.414,89	-6,05
1.500.000	-31,82	5.444,46	-5,54
1.600.000	-27,27	5.502,14	-4,54
1.700.000	-22,73	5.558,47	-3,56
1.800.000	-18,18	5.621,17	-2,47
1.900.000	-13,64	5.671,45	-1,60
2.000.000	-9,09	5.718,92	-0,78
2.100.000	-4,55	5.745,39	-0,32
2.200.000	0,00	5.763,73	0,00
2.300.000	4,55	5.788,45	0,43
2.400.000	9,09	5.808,79	0,78
2.500.000	13,64	5.822,44	1,02
2.600.000	18,18	5.842,42	1,37
2.700.000	22,73	5.858,47	1,64
2.800.000	27,27	5.883,25	2,07
2.900.000	31,82	5.901,70	2,39
3.000.000	36,36	5.924,38	2,79
3.100.000	40,91	5.934,34	2,96
3.200.000	45,45	5.957,86	3,37

Anexo I: Simulaciones LAHARZ Macul

Tabla I.1: Datos escenario 2.200.000 m³ LAHARZ para Macul

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
m22	2.200.000	73,9	0,0200	4.708,55
m21	2.200.000	73,9	0,0190	4.802,46
m20	2.200.000	73,9	0,0180	4.903,47
m19	2.200.000	73,9	0,0170	5.012,57
m18	2.200.000	73,9	0,0160	5.130,95
m17	2.200.000	73,9	0,0150	5.260,03
m16	2.200.000	73,9	0,0140	5.401,62
m15	2.200.000	73,9	0,0130	5.557,96
m51	2.200.000	73,9	0,0149	5.273,60
m50	2.200.000	73,9	0,0148	5.287,29
m49	2.200.000	73,9	0,0147	5.301,11
m48	2.200.000	73,9	0,0146	5.315,06
m47	2.200.000	73,9	0,0145	5.329,14
m46	2.200.000	73,9	0,0144	5.343,36
m45	2.200.000	73,9	0,0143	5.357,71
m44	2.200.000	73,9	0,0142	5.372,21
m43	2.200.000	73,9	0,0141	5.386,84
m14	2.200.000	73,9	0,0120	5.731,90
m13	2.200.000	73,9	0,0110	5.927,17
m12	2.200.000	73,9	0,0100	6.148,71

Tabla I.2: Datos escenario 2.725.000 m³ LAHARZ para Macul

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
m33	2.725.000	64,1	0,0200	4.522,33
m32	2.725.000	64,1	0,0190	4.605,91
m31	2.725.000	64,1	0,0180	4.695,67
m30	2.725.000	64,1	0,0170	4.792,47
m29	2.725.000	64,1	0,0160	4.897,33
m28	2.725.000	64,1	0,0150	5.011,47
m27	2.725.000	64,1	0,0140	5.136,44
m26	2.725.000	64,1	0,0130	5.274,15
m60	2.725.000	64,1	0,0129	5.288,71
m59	2.725.000	64,1	0,0128	5.303,42
m58	2.725.000	64,1	0,0127	5.318,29
m57	2.725.000	64,1	0,0126	5.333,32
m56	2.725.000	64,1	0,0125	5.348,51
m55	2.725.000	64,1	0,0124	5.363,87
m54	2.725.000	64,1	0,0123	5.379,40
m53	2.725.000	64,1	0,0122	5.395,10
m52	2.725.000	64,1	0,0121	5.410,98
m25	2.725.000	64,1	0,0120	5.427,03
m24	2.725.000	64,1	0,0110	5.598,26
m23	2.725.000	64,1	0,0100	5.792,02

Anexo J: Simulaciones LAHARZ Macul

Tabla J.1: Datos escenario 3.995.000 m³ LAHARZ para San Ramón

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
s1	3.995.000	158,7	0,0100	7.738,09
s10	3.995.000	158,7	0,0010	18.139,84
s11	3.995.000	158,7	0,0009	18.860,96
s2	3.995.000	158,7	0,0090	8.045,70
s3	3.995.000	158,7	0,0080	8.404,08
s34	3.995.000	158,7	0,0071	8.783,51
s35	3.995.000	158,7	0,0072	8.738,17
s36	3.995.000	158,7	0,0073	8.693,69
s37	3.995.000	158,7	0,0074	8.650,03
s38	3.995.000	158,7	0,0075	8.607,18
s39	3.995.000	158,7	0,0076	8.565,10
s4	3.995.000	158,7	0,0070	8.829,73
s40	3.995.000	158,7	0,0077	8.523,77
s41	3.995.000	158,7	0,0078	8.483,18
s42	3.995.000	158,7	0,0079	8.443,29
s5	3.995.000	158,7	0,0060	9.347,97
s6	3.995.000	158,7	0,0050	10.000,34
s7	3.995.000	158,7	0,0040	10.861,04
s8	3.995.000	158,7	0,0030	12.080,88
s9	3.995.000	158,7	0,0020	14.036,29

Tabla J.2: Datos escenario 5.295.000 m³ LAHARZ para San Ramón

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
s12	5.295.000	131,5	0,0100	7.191,21
s50	5.295.000	131,5	0,0068	8.306,98
s51	5.295.000	131,5	0,0069	8.261,75
s13	5.295.000	131,5	0,0090	7.480,23
s14	5.295.000	131,5	0,0080	7.817,11
s43	5.295.000	131,5	0,0061	8.651,44
s22	5.295.000	131,5	0,0009	17.697,63
s21	5.295.000	131,5	0,0010	17.013,82
s20	5.295.000	131,5	0,0020	13.128,54
s19	5.295.000	131,5	0,0030	11.281,28
s18	5.295.000	131,5	0,0040	10.130,51
s44	5.295.000	131,5	0,0062	8.598,99
s17	5.295.000	131,5	0,0050	9.319,38
s16	5.295.000	131,5	0,0060	8.705,09
s15	5.295.000	131,5	0,0070	8.217,41
s45	5.295.000	131,5	0,0063	8.547,68
s46	5.295.000	131,5	0,0064	8.497,49
s47	5.295.000	131,5	0,0065	8.448,35
s48	5.295.000	131,5	0,0066	8.400,25
s49	5.295.000	131,5	0,0067	8.353,14

Tabla J.3: Datos escenario 7.515.000 m³ LAHARZ para San Ramón

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
s23	7.515.000	104,1	0,0100	6.647,64
s59	7.515.000	104,1	0,0048	8.588,43
s60	7.515.000	104,1	0,0049	8.526,85
s24	7.515.000	104,1	0,0090	6.896,62
s25	7.515.000	104,1	0,0080	7.186,03
s52	7.515.000	104,1	0,0041	9.074,14
s33	7.515.000	104,1	0,0009	15.404,11
s32	7.515.000	104,1	0,0010	14.847,97
s31	7.515.000	104,1	0,0020	11.657,56
s30	7.515.000	104,1	0,0030	10.119,33
s29	7.515.000	104,1	0,0040	9.152,68
s53	7.515.000	104,1	0,0042	8.998,15
s28	7.515.000	104,1	0,0050	8.466,94
s27	7.515.000	104,1	0,0060	7.944,97
s26	7.515.000	104,1	0,0070	7.528,84
s54	7.515.000	104,1	0,0043	8.924,56
s55	7.515.000	104,1	0,0044	8.853,24
s56	7.515.000	104,1	0,0045	8.784,08
s57	7.515.000	104,1	0,0046	8.716,95
s58	7.515.000	104,1	0,0047	8.651,77

Anexo K: Simulaciones LAHARZ Macul

Tabla K.1: Datos escenario 168.000 m³ LAHARZ para Lo Cañas

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
c1	168.000	29,6	0,0100	1.453,09
c10	168.000	29,6	0,0010	3.398,55
c2	168.000	29,6	0,0090	1.510,70
c23	168.000	29,6	0,0071	1.648,84
c24	168.000	29,6	0,0072	1.640,35
c25	168.000	29,6	0,0073	1.632,03
c26	168.000	29,6	0,0074	1.623,85
c27	168.000	29,6	0,0075	1.615,83
c28	168.000	29,6	0,0076	1.607,95
c29	168.000	29,6	0,0077	1.600,22
c3	168.000	29,6	0,0080	1.577,80
c30	168.000	29,6	0,0078	1.592,61
c31	168.000	29,6	0,0079	1.585,15
c4	168.000	29,6	0,0070	1.657,50
c5	168.000	29,6	0,0060	1.754,51
c6	168.000	29,6	0,0050	1.876,61
c7	168.000	29,6	0,0040	2.037,67
c8	168.000	29,6	0,0030	2.265,87
c9	168.000	29,6	0,0020	2.631,56
c11	168.000	29,6	0,0009	3.533,28

Tabla K.2: Datos escenario 180.000 m³ LAHARZ para Lo Cañas

Sim	Volumen [m³]	C₂	C₁	Runout [m]
c12	180.000	29,8	0,0100	1.479,46
c40	180.000	29,8	0,0079	1.615,05
c13	180.000	29,8	0,0090	1.538,60
c32	180.000	29,8	0,0071	1.680,49
c22	180.000	29,8	0,0009	3.623,48
c21	180.000	29,8	0,0010	3.484,21
c20	180.000	29,8	0,0020	2.692,29
c19	180.000	29,8	0,0030	2.315,34
c18	180.000	29,8	0,0040	2.080,36
c17	180.000	29,8	0,0050	1.914,64
c14	180.000	29,8	0,0080	1.607,51
c16	180.000	29,8	0,0060	1.789,09
c15	180.000	29,8	0,0070	1.689,38
c33	180.000	29,8	0,0072	1.671,77
c35	180.000	29,8	0,0074	1.654,82
c36	180.000	29,8	0,0075	1.646,58
c37	180.000	29,8	0,0076	1.638,48
c38	180.000	29,8	0,0077	1.630,53
c39	180.000	29,8	0,0078	1.622,73
c34	180.000	29,8	0,0073	1.663,21

Anexo L: Factores de conversión

Tabla L.1: Factores conversión Macul

Parámetro	Caso Mínimo			Caso Máximo		
	1993	Factor	Máximo	1993	Factor	Máximo
Caudal [m ³ /s]	620,0	5,0	3.094,0	745,0	5,0	3.717,0
Volumen [m ³]	2.200.000,0	6,5	14.305.000,0	2.725.000,0	6,5	17.713.000,0
% Sedimentos	38,0	1,0	38,0	38,0	1,0	38,0
Densidad [kg/m ³]	1.613,0	1,0	1.613,0	1.613,0	1,0	1.613,0
c ₁	0,0142	1,0	0,0142	0,0124	1,0	0,0124
c ₂	73,9	1,0	73,9	64,1	1,0	64,1
Área inundación [m ²]	1.250.000,0	3,5	4.355.000,0	1.250.000,0	3,5	4.355.000,0
H ápice [m]	2,8	1,7	4,8	2,9	1,9	5,4
Área ápice [m ²]	82,7	2,3	188,4	87,7	3,4	294,9
velocidad [m/s]	7,5	2,2	16,4	8,5	2,2	18,5
μ	0,05	1,0	0,05	0,05	1,0	0,05
ξ [m/s ²]	500,0	1,0	500,0	450,0	1,0	450,0

Tabla L.2: Factores conversión San Ramón

Parámetro	Caso Mínimo			Caso Máximo		
	1993	Factor	Máximo	1993	Factor	Máximo
Caudal [m ³ /s]	1.318,0	5,0	6.575,0	1.780,0	5,0	8.880,0
Volumen [m ³]	5.295.000,0	6,5	34.427.000,0	7.515.000,0	6,5	48.865.000,0
% Sedimentos	38,0	1,0	38,0	38,0	1,0	38,0
Densidad [kg/m ³]	1.613,0	1,0	1.613,0	1.613,0	1,0	1.613,0
c ₁	0,0060	1,0	0,0060	0,0046	1,0	0,0046
c ₂	131,5	1,0	131,5	104,1	1,0	104,1
Área inundación [m ²]	3.995.000,0	3,5	13.916.000,0	3.995.000,0	3,5	13.914.000,0
H ápice [m]	5,9	1,9	11,0	5,9	1,9	11,2
Área ápice [m ²]	155,0	2,7	422,0	155,0	2,2	337,0
velocidad [m/s]	8,5	1,8	15,6	11,5	1,6	18,5
μ	0,001	1,0	0,001	0,001	1,0	0,001
ξ [m/s ²]	300,0	1,0	300,0	200,0	1,0	200,0

Tabla L.3: Factores conversión Lo Cañas

Parámetro	Caso Mínimo			Caso Máximo		
	1993	Factor	Máximo	1993	Factor	Máximo
Caudal [m ³ /s]	252,0	5,0	1.257,0	267,0	5,0	1.332,0
Volumen [m ³]	168.000,0	7,6	1.282.000,0	180.000,0	7,7	1.380.000,0
% Sedimentos	50,0	1,0	50,0	50,0	1,0	50,0
Densidad [kg/m ³]	1.800,0	1,0	1.800,0	1.800,0	1,0	1.800,0
c ₁	0,0070	1,0	0,0070	0,0073	1,0	0,0073
c ₂	29,6	1,0	29,6	29,8	1,0	29,8
Área inundación [m ²]	90.000,0	3,9	349.500,0	95.000,0	3,9	370.000,0
H ápice [m]	2,0	2,0	3,9	2,0	2,0	3,9
Área ápice [m ²]	25,5	3,0	76,7	25,5	3,0	76,7
velocidad [m/s]	9,9	1,7	16,4	10,5	1,7	17,4
μ	0,135	1,0	0,135	0,140	1,0	0,140
ξ [m/s ²]	350,0	1,0	350,0	450,0	1,0	450,0