



**Universidad de Chile
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía**

**ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD DE OCURRENCIA DE FLUJOS DE DETRITOS EN
LA SUBCUENCA ALTA DEL RÍO MAPOCHO.**

Memoria para optar al título de Geógrafa

MARIANNA CATERINNA ARLEGUI LIZAMA.

Profesor Guía: Dr. Francisco José Ferrando Acuña

Santiago - Chile

Enero - 2016

Quiero agradecer a mi profesor guía, F. Ferrando por sus consejos y conocimiento, mi familia, que siempre ha estado y me ha apoyado, a mi padre en especial, por su paciencia, consejos y comprensión. A mis amigos en la carrera, Gricel, Catalina Geraldine, Victoria Christian, Rodrigo Y Fabián que siempre dieron animo, y a Ponso, que sin él el proceso habría sido mucho mas difícil, gracias por tu comprensión y animo que me diste todos los días.

Resumen

Se analiza la susceptibilidad de la cuenca andina del río Mapocho a generar movimientos en masa, en específico la factibilidad de ocurrencia de flujos de detritos en la sección superior.

Los eventos ocurridos en la quebrada de Macul y en la quebrada de San Ramón, en el año 1993, sumado a la creciente presión inmobiliaria que cada día se interesa más en la precordillera de la Región Metropolitana debido a la expansión urbana provocada por el sostenido crecimiento demográfico, deja en evidencia la sensibilidad del sector precordillerano de la zona central del país, y en particular los relieves precordilleranos de la cuenca andina del Río Mapocho, a gatillar y desarrollar este tipo de fenómeno.

Una vez desencadenado, un flujo detrítico tiene la capacidad de arrasar con todo a su paso, provocando serios daños sobre la vida, la seguridad y los bienes de los seres humanos, sumado a los daños en la infraestructura y hasta en la economía de un país, debido a los costos para la reconstrucción. Es por esto, que se hace necesario el conocer los sectores que son susceptibles a desarrollar este fenómeno en la zona andina de esta cuenca.

Para determinar áreas de susceptibilidad, se utiliza una metodología de tipo mixta dividida en dos fases principales: la primera de cruce y ponderación de variables condicionantes de terreno de acuerdo a su incidencia, para determinar la “Energía del relieve”, y la segunda, la determinación y espacialización de las áreas susceptibles a generar flujos de detritos.

Se postula como una herramienta para la gestión del riesgo por movimientos en masa en organismos institucionales del Estado, y también privados, esto por la evidente carencia de modelos simples que permitan determinar áreas de mayor amenaza, para prevenir consecuencias catastróficas como las ocurridas en el pasado histórico y reciente de la región.

Índice de contenidos

Resumen	3
Capítulo 1: Presentación.....	9
1.1 Introducción:.....	9
1.2 Planteamiento del problema	10
1.3 Antecedentes.....	11
1.3.1 Flujos de detritos y de barro en el sector oriente de Santiago.....	11
I. Flujo de la quebrada de Ramón	12
II. Flujo detrítico de la quebrada de Macul.....	12
1.3.2 Flujos de barro y detritos ocurridos en Antofagasta, 1991.	12
1.3.3 Flujos de detritos Río colorado, 1987.....	14
1.4 Área de estudio.....	15
1.5 Objetivos de Investigación	17
1.5.1 Objetivo General:.....	17
1.5.2 Objetivos Específicos:.....	17
Capítulo 2: Fundamentos: Antecedentes teóricos-metodológicos	18
2.1 Amenaza Natural:	18
2.2 Movimientos en Masa:	23
2.2.1 Factores condicionantes de generación de movimientos en masa:.....	26
I. Factor Meteorológico.....	27
II. Factor Litológico y geotécnico:	27
III. Factor Geomorfológico:	28
IV. Factor de Cobertura Vegetal:	28
V. Factor Hidrológico e Hidrogeológico	28
VI. Factores Históricos y Antrópicos:	29
2.2.2 Flujos de detritos: (<i>Debris Flows</i>).....	29
2.2.3 Factores Gatillantes	32
I. Precipitaciones:.....	32
II. Ubicación Isotherma 0°C.....	35
III. Sismicidad:.....	35
Capítulo 3: Metodología	37
3.1 Procedimientos	37
3.2. Materiales	40
Capítulo 4: Resultados.....	41
4.1 Características y estado del área de estudio	41
4.1.1 Geología	41

I. Formaciones	43
a) Formación Abanico (Kstia)	44
b) Formación Farellones (Tsf)	45
c) Formación Colorado-La Parva (Tscp).....	47
II. Unidades Intrusivas	48
a) Unidad intrusiva I	48
b) Unidad Intrusiva II	48
4.1.2 Geomorfología	49
I. Morfotectónica de bloques:.....	51
II. Vertientes	51
III. Talwegs y balance de disección	53
4.1.3 Suelos	54
4.1.4 Clima	55
I. Características del clima templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada:	56
II. Características del clima templado cálido con estación seca. (Zonas Cordilleranas).....	56
III. Temperatura, precipitaciones y vientos.	57
a) Temperatura	57
b) Precipitaciones.....	57
c) Vientos	57
d) Isotherma 0°C	58
4.1.5 Vegetación.....	58
I. Vegetación de la cuenca Andina del Rio Mapocho	62
a) Herbazal de altitud	62
b) Matorral bajo mediterráneo	62
c) Matorral arborescente esclerófilo	62
d) Bosque espinoso	62
e) Bosque esclerófilo.....	62
4.2 Variables condicionantes del terreno	68
4.2.1 Determinación y caracterización de condicionantes del terreno propiciantes de la ocurrencia de flujos de detritos.	68
I. Geología:.....	68
II. Cobertura vegetal:.....	70
III. Disponibilidad de material arrastre: (Capacidad erosiva y de arrastre)	72
IV. Energía del Relieve:.....	75
4.2.2 Ponderación de Variables condicionantes	76

I. Variables cuantitativas.....	77
II. Variable cualitativa: Energía del relieve:.....	77
4.3 Análisis hidromorfométrico de los sistemas hidroespaciales.....	78
4.3.1 Hidromorfometría de subcuencas:.....	78
4.3.2 Índices hidromorfométricos:.....	79
I. Densidad de Drenaje:.....	79
II. Índice de Compacidad de Gravelius:.....	80
III. Gradiente media de la cuenca.....	81
4.3.3 Sistemas hidroespaciales: Análisis Hidromorfométrico.....	83
I. La cuenca andina del río Mapocho:.....	83
II. Subcuencas de oriente a poniente:.....	87
a) Subcuenca Rio Molina-Río Cepo.....	87
b) Subcuenca Rio San Francisco:.....	87
c) Subcuenca del Estero El Arrayán:.....	88
d) Subcuenca Estero Las Hualtatas.....	89
III. Análisis de resultados de índices hidromorfométricos obtenidos por subcuenca.....	90
a) Subcuenca Rio Molina-El Cepo.....	90
b) Subcuenca Rio San Francisco.....	91
c) Subcuenca del Estero El Arrayán.....	91
d) Subcuenca Estero Las Hualtatas.....	92
4.4 Obtención de Energía del relieve.....	92
4.5. Determinación y jerarquización de áreas proclives a la generación de flujos de detritos, en el sector de la subcuenca superior del Río Mapocho.....	93
4.5.1 Determinación de amenaza mediante jerarquización de los componentes geográfico físicas consideradas.....	94
4.5.2 Niveles de Amenaza por variable condicionante analizada:.....	97
I. Amenaza por Vegetación.....	97
II. Amenaza por Geología.....	99
III. Amenaza por disponibilidad de material de arrastre.....	101
4.5.3 Niveles de Amenaza por subcuenca:.....	103
I. Subcuenca Rio Molina-El Cepo.....	103
II. Subcuenca Rio San Francisco.....	103
III. Subcuenca Estero El Arrayán.....	104
IV. Subcuenca Estero Las Hualtatas.....	104
4.5.4 Determinación de amenaza mediante variables cualitativas.....	109
Capítulo 5: Discusiones y conclusiones.....	110

5.1 Discusión	110
5.1.1 Con respecto a la Amenaza:.....	110
5.1.2 Con respecto a los movimientos en masa:.....	111
5.1.3 Con respecto a los Flujos de Detritos:	112
5.1.4 Con respecto a la Metodología:	113
5.2 Conclusiones	114
Bibliografía.....	119

Índice de Figuras

Figura n°1: Área de Estudio	16
Figura n°2: Representación flujo de detritos	30
Figura n°3: Geología del Área de estudio	42
Figura n°4: Carta Geomorfológica de la Cuenca Andina del Rio Mapocho.	50
Figura n°5: Vegetación del área de estudio	60
Figura n°6: Variaciones de la altitud que registra la isoterma 0°C en el periodo de invierno y precipitaciones, identificadas en el área de estudio.....	74
Figura n°7: Subcuencas que conforman la cuenca andina, área de estudio.	86
Figura n°8: Amenaza de la cuenca Andina del rio Mapocho	96
Figura n° 9: Amenaza por Vegetación en el área de estudio.....	98
Figura n°10: Amenaza por Geología en el área de estudio.	100
Figura n°11: Amenaza por disponibilidad de material de arrastre.	102
Figura n°12 : Amenaza Cuenca Río Molina-El Cepo.....	105
Figura n°13 : Amenaza Cuenca Río San Francisco.	106
Figura n°14 : Amenaza Cuenca Estero El Arrayán.....	107
Figura n°15 : Amenaza Cuenca Estero Las Hualtatas.	108

Índice de Tablas

Tabla n°1: Clasificación de amenazas	21
Tabla n°2: Clasificación de movimientos en masa, (HAUSER, 1993).....	24
Tabla n°3: Clasificación de movimientos en masa de CRUDEN & VARNES, 1978.....	25
Tabla n°4: Escala de velocidad de movimientos en masa: clasificación de CRUDEN y VARNES, 1996.	25
Tabla n°5: Factores condicionantes de generación de movimientos en masa.....	27
Tabla n°6: Relación entre precipitaciones y efectos asociados.	34
Tabla n°7: Relación entre altura de la isoterma 0°C y estado de precipitaciones.	35
Tabla n°8 Clasificación de movimientos en masa según su velocidad	36

Tabla n°9: Materiales de Trabajo	40
Tabla n°10: Cuadro resumen de la geología de la cuenca andina del rio Mapocho.	43
Tabla n°11: Superficie erosionada en sus distintas categorías (en hectáreas)	55
Tabla n°12: Datos climáticos de temperaturas en °C y precipitaciones en mm, mensuales de Estación Tobalaba, últimos 30 años.....	58
Tabla n°13: Valores asignados y niveles de amenaza para cada formación y/o unidades geológica(s) presentes en el área de estudio.....	70
Tabla n° 14 : Valorización de las formaciones vegetales	71
Tabla n° 15: Valores asignados y niveles de amenaza para cada formación vegetal presente en el área de estudio.....	72
Tabla n°16: Valores asignados y niveles de amenaza para cada franja de variación de altura de la isoterma 0°C, presentes en el área de estudio	75
Tabla n°17 Valores de las variables y su correspondiente ponderación.....	77
Tabla n°18 : Clasificación de la densidad de la red de drenaje	80
Tabla n°19: Clasificación de la Cuenca según su Índice de compacidad de Gravelius	81
Tabla n°20: Clasificación de pendiente de ladera, su respectiva característica de terreno y grado de Amenaza.....	83
Tabla n°21: Altitud de las principales cumbres de la cuenca andina del rio Mapocho	84
Tabla n°22: Subcuencas y sus respectivas superficies que componen la cuenca andina del rio Mapocho	85
Tabla n°23: Resultados hidromorfométricos por cuenca	90
Tabla n°24: Clasificación de niveles de amenazas según índices hidromorfométricos por cuenca.....	93
Tabla n°25: Rangos de Valores de amenaza y su respectiva condicionalidad.	94
Tabla n°26: Resumen de superficie de amenaza por variable condicionante. (En kms ²)	103
Tabla n°27: Resumen de superficie de amenaza por subcuenca (en kms ²).....	109

Capítulo 1: Presentación

1.1 Introducción:

El conocimiento de los fenómenos naturales por parte de las instituciones, académicos y la población de un país es fundamental para la mitigación y prevención de los desastres “naturales” que puedan ocurrir en una determinada localidad, región o país. De hecho, dentro de este contexto, la EIRD (Estrategia internacional para la reducción de desastres) en el documento “Marco de acción de Hyogo 2005-2015”, proclama que más de 200 millones de personas resultan afectadas por las inundaciones, sequías, terremotos, ciclones, incendios forestales, deslizamientos de terreno (movimientos en masa) y otras amenazas, cada año.

En adición al desarrollo propio y natural de estas amenazas, la EIRD se refiere a la pobreza, al aumento de la densidad poblacional en el planeta, la degradación ambiental y el calentamiento global como factores agravantes en las consecuencias de las ocurrencias de los fenómenos naturales.

Además, este mismo documento destaca la necesidad del conocimiento de las amenazas naturales por parte de la sociedad para una participación más efectiva de esta en la prevención, para disminuir las pérdidas tanto en vidas humanas y la infraestructura, y permitir la continuidad del desarrollo de las actividades económicas por parte de la población.

Estos fenómenos naturales, también llamados peligros naturales, pueden ser de distinta índole, tanto por su tipología genética como por el grado de intervención humana. Para nombrar algunos, estos pueden ser terremotos, tsunamis inundaciones, desprendimientos de rocas y flujos detríticos entre otros.

El tipo de fenómeno natural referido en esta memoria de título son los flujos de detritos, que corresponden a procesos de movimientos en masa, que se clasifican como eventos naturales asociados a fenómenos hidrometeorológicos (lluvias intensas), es decir de la geodinámica externa, pero que también pueden ser provocados por geodinámica interna (por sismicidad).

Generalmente, los eventos de movimientos en masa son procesos naturales propios del paisaje en su constante evolución y modificación, (FERRANDO, 2010). Sin embargo, como estos eventos pueden afectar la vida de los seres humanos y alterar el funcionamiento de la sociedad, es que se consideran como situaciones de catástrofe con consecuencias desastrosas (HAUSER, 1993).

Es fundamental por parte de las instituciones, autoridades y la sociedad el conocer las zonas donde es más susceptible la ocurrencia de un evento determinado, ya que este podría traer consigo una serie de consecuencias, como pérdida de infraestructura, vidas humanas, costos e impactos económicos, con el objeto de tener una mayor posibilidad de

mitigación o manejo de estos procesos naturales, y así evitar desastres y sus efectos adversos en el funcionamiento de la sociedad.

1.2 Planteamiento del problema

Nuestro país, en la mayor parte de su extensión, se ubica sobre el límite convergente de las placas Sudamericana y de Nazca (subducción de la placa marina por debajo de la placa continental), proceso en directa relación con el cinturón de fuego del Pacífico, lo que en conjunto genera una alta sismicidad y fenómenos volcánicos en el territorio nacional, otorgándole a Chile la característica de ser un país sometido a frecuentes eventos geofísicos.

Dada esta localización en un margen continental activo, el proceso orogénico que da nacimiento a la Cordillera de Los Andes estuvo asociado a una fuerte actividad tectónica, la que se evidencia en un fuerte grado de plegamiento y fallamiento, además de los fenómenos volcánicos, mecanismos que, con diferente intensidad y recurrencia, hoy en día continúan activos en casi toda la extensión de nuestro país.

En este contexto, la naturaleza morfo-estructural y la afectación tectónica de los conjuntos montañosos los hace vulnerables a los constantes procesos geomorfológicos e hidromorfológicos que se producen principalmente en la zona andina y preandina de la cordillera, los cuales suelen ser gatillados por distintos factores, entre los que destacan eventos climáticos y telúricos, y a los que contribuye la energía del relieve expresada en aspectos topográficos, de configuración morfométrica, de exposición y de cobertura vegetal, entre otros.

Este contexto entra en interferencia con el constante y cada vez más acelerado crecimiento urbano, especialmente hacia las áreas cordilleranas, considerando que la zona central y la Región Metropolitana en específico concentran la mayor cantidad de habitantes del país. De hecho, la Región Metropolitana alberga el 40% de la población total, y carece de una planificación que presente una zonificación adecuada en función de los diferentes tipos de situaciones de riesgo, lo que hace que estos sectores y sus habitantes sean cada vez más vulnerables a eventuales amenazas.

El conocer los aspectos geofísicos del paisaje en que se habita es fundamental para prevenir situaciones de desastres y afectación en la vida de las personas, tanto materiales como abstractas. Es por esto que el tema es de interés no solo a nivel local, sino también global a gran escala, ya que este tipo de procesos suele ser recurrente y repercutir con grandes consecuencias sobre la vida, la seguridad, los bienes, infraestructura y la economía de las personas y del país. Un ejemplo de ello corresponde al flujo de detritos ocurrido en Julio de 1981 que se precipitó sobre las instalaciones de la bocatoma de la planta Queltehue de CHILECTRA, en el valle del Rio Colorado, y que provocó la muerte de 2 personas y graves daños en la estructura de captación. (HAUSER, 1993)

Es por este y otros ejemplos, que el conocimiento de los aspectos físicos de los ambientes montañosos y su susceptibilidad a provocar flujo de detritos, entre otros

procesos que también afectan el funcionamiento de la sociedad y toda su estructura, es importante para prevenir desastres provocados por estos mismos. El conocimiento de donde se inician y como se desarrollan también puede dar lineamientos para el ordenamiento territorial, la gestión del riesgo y la reubicación de los asentamientos humanos entre otros.

1.3 Antecedentes

Los flujos de barro y de detritos del sector oriente de Santiago y Antofagasta.

1.3.1 Flujos de detritos y de barro en el sector oriente de Santiago

El 3 de Mayo de 1993, en el sector oriente de la capital, se gatilló y desarrolló una serie de flujos de barro y detritos en las cabeceras de varias de las microcuencas precordilleranas, destacándose los procesos desarrollados por las de Ramón y de Macul, los que afectaron diferentes sectores de los conos torrenciales de aquellas cuencas, propiamente el piedmont de la ciudad de Santiago. Las comunas más afectadas fueron principalmente La Florida y Peñalolén.

Este fenómeno, trajo como consecuencia una catástrofe que provocó la muerte de 26 personas y la desaparición de 9, además de severos daños a la propiedad pública y privada (NARANJO *et al*, 1996)

El desencadenante de los flujos ocurridos en 1993, no se debe a un solo factor, sino a la interacción de más factores gatillantes. El día anterior se presentó un frente húmedo y cálido, que no solo afectó a las cuencas activadas, sino que también, al resto de la zona central del país, y que produjo intensas precipitación líquidas por sobre la cota normal de precipitación nival (cuenca de Macul aumentó 3,3 km² su superficie de captación de lluvia y la cuenca de Ramón, aumentó 5,5 kms² dicha superficie), registrándose por sobre los 4.000 msnm, provocando la fusión de nieve blanda caída el mes anterior y con una temperatura mínima de 16° (6° por sobre lo normal). (NARANJO *et al*, 1996)

Sin embargo, el sector contaba con diversos estudios que avalaban la posible ocurrencia de este evento, con sus respectivas consecuencias; GARRIDO (1980) elaboró un mapa geológico-geomorfológico, y en 1987 analizó el riesgo sísmico y los riesgos de inundación y erosión del sector (NARANJO *et al*, 1996). En 1988 y 1989, la empresa Ayala, Cabrera y asociados, también realizó un estudio para el SERVIU Metropolitano, donde indica que la quebrada de San Ramón presenta un alto riesgo en la ocurrencia de flujos de barro, y por su parte la quebrada de Macul, presenta un riesgo medio para la misma amenaza.

MUÑOZ (1989) efectuó un análisis de riesgo asociado a las crecidas y desbordes provocados por precipitaciones intensas. Luego, en 1990, efectuó otro análisis, indicando que las poblaciones ribereñas, presentan riesgo por crecidas y desbordes, sectores denominados como “potencialmente inundables” (NARANJO *et al*, 1996)

I. Flujo de la quebrada de Ramón

Este flujo fue originado en la parte superior de la cuenca, presentando una corriente violenta, con un gran volumen, gran capacidad erosiva y de transporte, resultado de un cauce encajado, rocoso y de frecuentes quiebres en el perfil longitudinal (saltos). Durante su trayecto incorporó material sedimentario provocando, por una parte, erosión lateral en depósitos sueltos y por otras, el incremento de su masa.

A partir del sector de la confluencia de los afluentes de la cuenca de recepción, el flujo depositó la parte más gruesa de su carga en su paso, que incluía bloques de hasta 2,4 m de diámetro, para luego seguir su trayecto por quebradas encajonadas y con altas pendientes, donde prácticamente no hubo depositación pero si integración de material detrítico, depositándose en el sector de la empresa EMOS. Finalmente, a partir del sector donde se ubica el reactor nuclear de la comuna de La Reina, el flujo toma características de flujo de barro, donde se deposita una parte hasta la avenida Ossa y la otra en la Avda. Irarrázaval. (NARANJO *et al*, 1996)

II. Flujo detrítico de la quebrada de Macul

Este flujo consistió en una ola inicial de poco más de un metro de alto, la que se desplazaba a una velocidad de unos 15 km/hr. Esta llevaba consigo bloques de hasta 1 metro de diámetro, troncos de eucaliptos y barro grisáceo. Este flujo presentaba una alta concentración. Una segunda ola ocurrió luego, presentando una altura de más de tres metros de altura y una velocidad de más de 30 kms/hr.

La ola de barro y detritos tenía una zona frontal (cabeza), con una altura que disminuía tras su paso, formando una “cola” de menor nivel (NARANJO *et. al*, 1996). Esa ola, al llegar al área urbana de Santiago, disminuyó su velocidad, expandiéndose hacia los lados y reduciendo su altura. Al disminuir la velocidad, los materiales se acumularon, produciendo bancos laterales de bloques y barro. Para el caso de los materiales más finos, (barro y agua) estos siguieron desplazándose más allá de los materiales gruesos.

El flujo presentó dos corrientes por donde se desplazó: al norte por avenida Departamental y al sur por calle Santa Teresa.

1.3.2 Flujos de barro y detritos ocurridos en Antofagasta,1991.

Este caso, ocurrió en una zona climática totalmente distinta a la zona central, en donde se desarrollaron los flujos de Macul y de Ramón, y que no coinciden con el área de estudio en cuanto a características climáticas, geomorfológicas-geológicas, vegetación e hidrografía. Sin embargo, es importante revisarla, debido a que la amenaza acontecida también corresponde a flujos de detritos y de barro, lo que permitirá entender las causas y el desarrollo de este y sus consecuencias en el paisaje y en la infraestructura humana. HAUSER(1996) define a estos fenómenos ocurridos en Antofagasta con el concepto norteamericano “*flash-floods*” y que corresponden a “flujos locales y repentinos, o torrentes de volumen relativamente grande y de corta duración , que desbordan los

cauces de valles secos , en zonas áridas y semiáridas, transportando una enorme carga de barro y fragmentos rocosos, generalmente vinculados a lluvias muy esporádicas, de corta duración y gran intensidad, cubriendo una zona reducida, con morfología empinada”. (US *Geological Institute*, en HAUSER, 1996)

El 18 de Junio de 1991, en la ciudad de Antofagasta, se desencadenaron y desarrollaron una serie de aluviones violentos, con un alto poder destructivo, provocando la muerte de 91 personas, 19 desaparecidos, 700 viviendas con destrucción total, 20.000 damnificados, 4.000 viviendas con daños severos, daños a la infraestructura, y un saldo de US\$ 71 millones en pérdidas.

Las intensas precipitaciones con una duración de 2 y 50 minutos aproximadamente, asociados a fuertes vientos, que ayudan a la desagregación de partículas detríticas superficiales, desencadenaron y provocaron la respuesta casi inmediata de las hoyas hidrográficas de la Cordillera de la Costa.

Si bien, el flujo que se desarrollaba en la cabecera de la cuenca no provocó ningún problema en cuanto al funcionamiento cotidiano de la sociedad humana, y se desenvolvía como un proceso natural de modelamiento y evolución del paisaje, el problema se desató cuando este flujo llega al llano costero, que presenta conos de deyección o abanicos con depósitos permeables, facilitando que las precipitaciones se infiltraran en estos conos; es por eso, que las precipitaciones posteriores, provocaron numerosas remociones, ya que la capacidad de infiltración estaba saturada.

Los testigos afirman que la ola del flujo superaba los 2,5 a 3 metros (altura promedio del flujo). Las fracciones detríticas, en el caso de Antofagasta, incluían material rocoso producido por procesos naturales de fragmentación y, por restos clásticos, que fueron provocados por las actividades de operación de extracción de áridos. En adición a lo anterior, en el flujo se incorporaron y arrastraron basura y escombros que rellenaban el cauce, provocando una mayor energía y poder destructivo. Es por esto que, luego de la depositación se encontraron los “cordones de basura”, sugiriendo la formación de obstáculos temporales al desplazamiento de los flujos.

En la zona de descarga de las distintas quebradas con el llano costero, se desaceleró la energía del torrente, por lo que el material de este, constituido por fragmentos rocosos (ripio, gravas) y grandes volúmenes de basura, fue depositado.

Las quebradas activadas fueron Salar del Carmen, Caracoles, El Toro, Cadenas, Baquedano, La Negra, Escuela y Riquelme (Estas dos últimas no llegaron a desembocar al mar). Los flujos de estas quebradas fueron dañinos a su paso destruyendo viviendas e infraestructura, inundando con material detrítico, tomando cursos diferentes de acuerdo a las calles por donde se desenvolvían.

1.3.3 Flujos de detritos Río Colorado, 1987.

El día 29 de Noviembre de 1987, a las 11: 35 horas, se desencadenó un voluminoso flujo de detritos y de barro, encauzado por el valle del río Colorado, afluente norte del Río Maipo, en la Región Metropolitana.

Este fenómeno provocó la muerte o desaparición de 37 personas y cuantiosas pérdidas económicas en infraestructura, ya que destruyó las instalaciones de 4 campamentos para la construcción de la central hidroeléctrica “Alfalfa”, entre otros.

El flujo de detritos y barros se originó por un movimiento en masa previo, en el estero Parraguirre. Este se originó por un deslizamiento de bloques en la ladera oriental, en una zona que presenta un desnivel con el cauce del estero antes mencionado, de aproximadamente unos 1.200 m., 17 kms arriba de la confluencia de este con el Río Colorado, a unos 4.700 msnm aprox.(DGA,1993), que impactó contra el piso del valle del Estero Parraguirre y habría removido un importante volumen de depósitos glaciofluviales, condicionando la inmediata puesta en acción de una cuantiosa masa de lodo, arena, grava y bloques rocosos que rápidamente evolucionó a un flujo y se manifestó o desarrollo de forma muy violenta, en el valle del Río Colorado. El flujo se detuvo después de recorrer unos 57 kms aproximadamente en el Río Maipo y descender unos 3.400 metros. (MONTSERRAT, 2005)

Se estima que, una vez activado el deslizamiento del valle del Estero Parraguirre, la remoción habría adquirido, por momentos, el carácter de un verdadero desprendimiento (*rock fall*), comprometiendo una caída libre de, aproximadamente, 1.000 m.

En ese sector del estero Parraguirre, el valle presenta laderas con fuerte empinamiento, conformadas por bancos alternantes de lutitas, areniscas, conglomerados, brechas volcánicas, andesitas, con yeso subordinado, englobados en la Formación Río Damas (THIELE, en HAUSER,1993). La secuencia se dispone con rumbo norte-sur e inclinación de 70-80° al oeste; este carácter estructural crea una condición de precaria estabilidad natural, favorable al desarrollo de deslizamientos según superficies de rotura vinculadas a planos de estratificación preexistentes. (HAUSER,1993)

Este fenómeno, se desencadenó y desarrolló por condiciones atípicas; altamente meteorizada y fracturada, debido a un rápido proceso de deshielo originado por las altas temperaturas del aire que se dieron en este período y/o a la excepcional acumulación de nieve del año 1987, y la isoterma 0°C se ubicó por sobre los 5.000 msnm (DGA,1993).

“Los primeros 14 kms del recorrido se desarrollaron en el estrecho valle del Parraguirre, como una corriente de unos 10.000 m³/s y velocidades mayores a 15 m/s. Al incorporarse en este tramo abundante agua y material fino, el flujo se habría transformado hacia aguas abajo en hiperconcentrado. En la confluencia con el Colorado, la granulometría de los depósitos presentó un 50% de grava, 20% de arena y 30% de limos y arcilla. La corriente

se habría manifestado en el curso medio del Río Colorado como dos ondas sucesivas, siendo la segunda, la mayor y más destructiva. Las alturas que alcanzó el flujo fueron cercanas a 30 m en el tramo superior donde el cauce del río está más encajonado y las velocidades de 8 a 10 m/s. La concentración del flujo habría sido del orden del 60% en volumen, considerando un caudal *peak* posiblemente superior a 2.000 m³/s y un volumen de agua de unos 24 millones de m³. (DGA,1993)

1.4 Área de estudio

El área de estudio de la presente memoria de título corresponde a la cuenca alta o andina del Río Mapocho, subcuenca principal de la cuenca del Río Maipo, la que se ubica en el extremo nor-oriental de la Región Metropolitana, en la Provincia de Santiago, coincidente con la comuna de Lo Barnechea; sus límites urbano-comunales son: al este con la Comuna de San José de Maipo, al sur con la de Las Condes, y al suroeste con la comuna de Vitacura. (Figura n°1)

Se localiza al oriente de la ciudad de Santiago, y comprende todo el sector que, enmarcado por la divisoria topográfica, se desarrolla aguas arriba de la confluencia del Estero Las Hualtatas con el Río Mapocho.

El área de estudio se considera una zona tanto precordillerana como cordillerana, la que comprende sectores pedemontanos, y relieves andinos de baja, alta y media montaña correspondientes a la cordillera de Los Andes (SEPÚLVEDA,2012.)

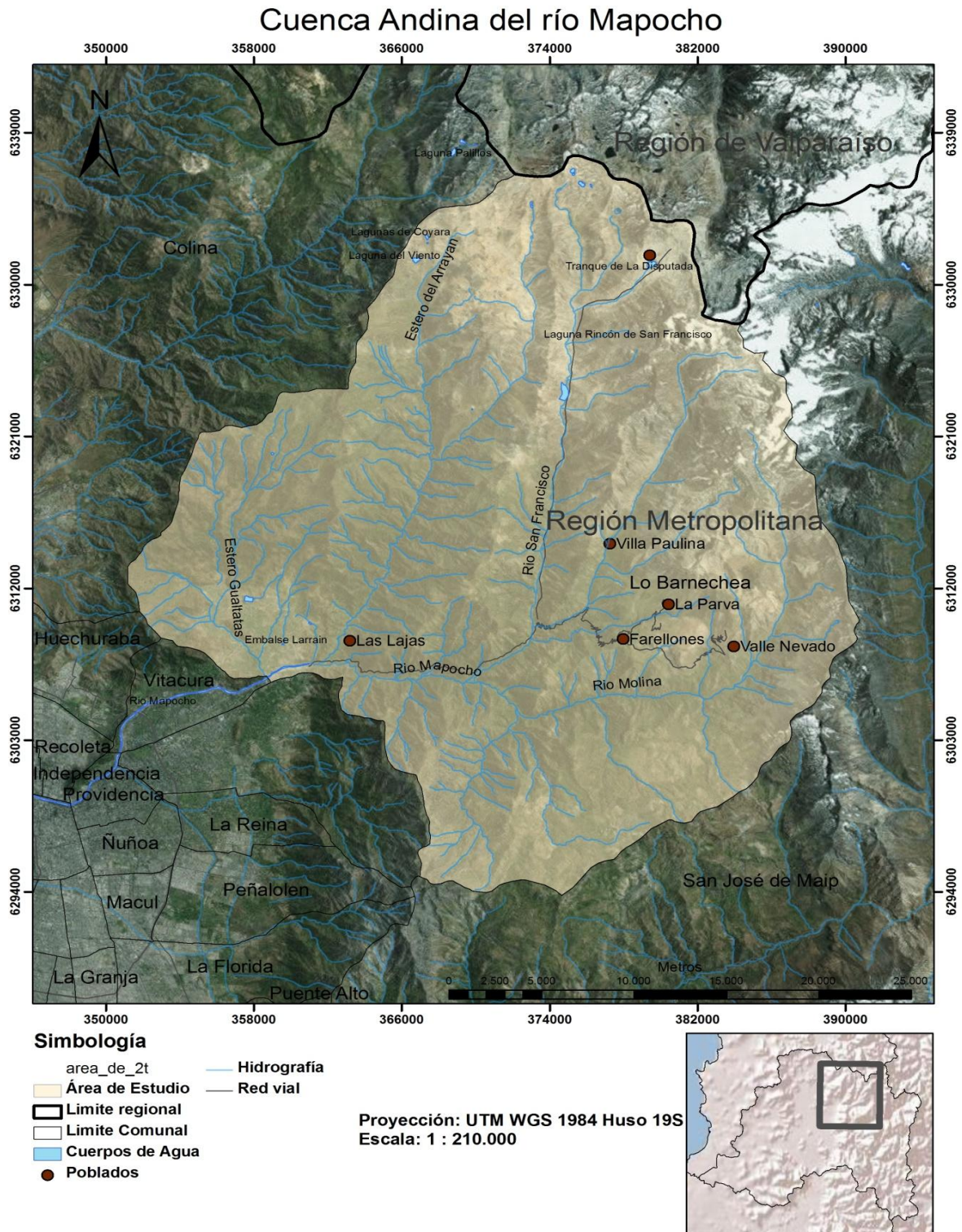
Está ubicada en la Cordillera de los Andes, de la Región Metropolitana, (ver cartografía n°1) entre los meridianos 70° 10' y 70° 27' longitud W y los paralelos 33°10' y 33° 20' latitud S. El área de estudio presenta una superficie de 1.030 kms².

Según los datos del censo del 2002, la población del área de estudio es de 74.749 habitantes, con una densidad de población estimada para el 2012 de 97, 96 habitantes por km². (INE)

La cuenca alta del Río Mapocho, es una cuenca del tipo de montaña, con características de escurrimiento preferentemente torrenciales, como es el caso de sus afluentes, y con respuestas violentas frente a precipitaciones abundantes o la fusión masiva de la cubierta nival (FERRANDO, 2000), inmersa en un clima mediterráneo semiárido con estación seca prolongada, con lluvias concentradas en la estación de invierno, presentando una isoterma promedio por encima de los 2000 msnm, es decir, la precipitación ya deja de ser líquida para caer como nieve (BAILLÓN et al, 1987), y una cota mínima de 850 msnm y máxima de 5.424 msnm (FERRANDO, 2000).

Este sistema hidrográfico, presenta 4 subcuencas que conforman el área de drenaje. Estas son: Río Molina-Cepo, Río San Francisco, Estero El Arrayán, y Estero Las Hualtatas. Estas, a su vez, se encuentran conformadas por un conjunto de subcuencas de tercer y cuarto orden, microcuencas y áreas de drenaje elemental (ADE). (FERRANDO, 2000)

Figura n°1: Área de Estudio



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010, Imagen Satelital Bings Maps 2013.

1.5 Objetivos de Investigación

1.5.1 Objetivo General:

Analizar la susceptibilidad de ocurrencia de flujos de detritos en la sección superior o andina de la subcuenca del Río Mapocho en la Región Metropolitana.

1.5.2 Objetivos Específicos:

- a) Analizar la naturaleza y estado de las componentes del medio físico del área de estudio
- b) Determinar, categorizar y espacializar las condicionantes del terreno en tanto propiciantes de la ocurrencia de flujos de detritos.
- c) Analizar y cuantificar la hidro-geomorfología y la hidromorfometría de los sistemas hidroespaciales básicos (microcuencas) que condicionan la ocurrencia de flujos de detritos
- d) Determinar y jerarquizar áreas proclives a la generación de flujos de detritos, en el sector de la subcuenca superior del Río Mapocho

Capítulo 2: Fundamentos: Antecedentes teóricos-metodológicos

2.1 Amenaza Natural:

De acuerdo a FERRANDO (2010) la amenaza puede ser definida como la probabilidad de ocurrencia de un evento en un espacio y tiempo determinados con la suficiente intensidad como para provocar daños al medio ambiente construido. Otra definición planteada por este mismo autor establece que amenaza natural son “aquellos procesos del medio ambiente físico que por la gran magnitud (momentum) que pueden alcanzar, son capaces de provocar cambios importantes en el paisaje o de alterar su condición de equilibrio de forma más o menos prolongada, según sea el tipo de proceso, el área afectada y la recurrencia.” (FERRANDO, 2003)

El hecho de que la amenaza tenga el calificativo de “natural”, descarta a aquellos fenómenos provocados directamente por el hombre, como por ejemplo las guerras, la contaminación etc. En adición a lo anterior, un evento físico que no afecta a instalaciones humanas o a los asentamientos en sí, es solo un proceso natural, propio del paisaje, en su constante evolución y modelación, y no se califica como una amenaza natural. Por el contrario, aquel evento natural, que compromete un área poblada, y trae como consecuencias pérdidas de vidas humanas, daño a la infraestructura y alteración al funcionamiento normal de la sociedad, es considerado como un desastre natural (una vez ya gatillado y ocurrido el evento). En este caso, la situación de riesgo se ha concretado en desastre asociado a la interacción de una amenaza natural con el medio construido. (FERRANDO, 2008)

Las amenazas naturales, también denominadas como peligro natural, pueden clasificarse tanto según su naturaleza como por el grado de intervención humana. Con respecto a la naturaleza de la amenaza natural, se determinan de acuerdo a su tipología genética: geodinámica interna (volcanismo y sismicidad), geodinámica externa (deslizamientos, sedimentación, erosión) y las amenazas hidrometeorológicas (lluvias intensas, sequías, vientos, frente polar entre otros).

Las amenazas naturales clasificadas de acuerdo al grado de intervención antrópica, se dividen en amenazas naturales, inducidas y antrópicas. Las amenazas naturales se refieren a que no hay ningún grado directo de intervención por parte de los seres humanos y las comunidades; las amenazas inducidas son aquellas que son agravadas por la intervención humana, ya sea por sus actividades, infraestructura y asentamientos de población; y por último las amenazas antrópicas, que son amenazas originadas por el mismo ser humano mediante actividades económicas y sus asentamientos, como por ejemplo el caso de la contaminación, los derrames tóxicos, entre otros.

También se plantea que el medio natural presenta una cierta resistencia ante la amenaza, para aminorar sus efectos en el medio ambiente, mediante los componentes naturales del mismo medio, como el suelo, la vegetación, características de las laderas entre otros, por lo que se puede inferir que si las actividades humanas intervienen en estos componentes

naturales y alteran su estado o sus procesos regulares, estas pueden alterar los efectos de un evento natural en el medio ambiente, ya sea agravándolo o incluso minimizándolo.

Además, la amenaza puede corresponder a un fenómeno natural discreto o continuo. Con respecto a este enunciado, el fenómeno natural continuo es aquel que ocurre siempre o casi siempre, además de poder observarse el fenómeno directamente; por su parte, el fenómeno discreto es aquel que se presenta entre periodos de aparente inactividad. Sin embargo, hay que considerar que para clasificar a un fenómeno natural en continuo o discreto, se debe tomar en cuenta una serie de factores, como la naturaleza de este, sus características, su magnitud e impacto.

Los ciclones, lluvias intensas entre otros son ejemplos de fenómenos continuos, y por su lado, la sismicidad, volcanismo etc., son ejemplos de fenómenos discretos.

En este contexto, FERRANDO (2003) propone una serie de acciones en torno a las amenazas, considerando también cual sería el tipo de amenaza ya que no es posible aplicar exactamente las mismas medidas a todas las amenazas.

Se propone un constante monitoreo de los volcanes, un adecuado sistema de alerta temprana y un sistema mundial de alerta y evacuación para el caso de los tsunamis y construcciones tsunami-resistentes. Con respecto a los procesos de movimientos en masa, “existen criterios y herramientas metodológicas como para establecer zonificaciones en función a la proclividad que los distintos contextos geográficos locales presentan a desarrollar este tipo de procesos.”

Por su parte GONZÁLEZ (1992), en FERRANDO (2003), plantea dos niveles de amenaza natural: los de primer orden, que son el resultado de la acción directa del suceso; y los de segundo orden, que son el resultado indirecto de estas amenazas. Con respecto a este enunciado, las amenazas de primer orden, son los sismos y terremotos, las erupciones volcánicas y las precipitaciones intensas; y aquellas de segundo orden son los movimientos en masa, los tsunamis y los desbordes de ríos con las consecuentes inundaciones.

Las instituciones que manejan el tema de las emergencias, la prevención de los desastres naturales, y las amenazas, tanto a nivel nacional como internacional, también poseen y proporcionan sus propias definiciones de los conceptos involucrados en la gestión del riesgo, las amenazas naturales y la vulnerabilidad.

Por su parte, la Estrategia internacional para la reducción de desastres (EIRD/ONU) (2004) en su informe sobre iniciativas para la reducción de desastres “**Vivir con el riesgo**”, en el anexo: 1 terminología, que pretende reunir una serie de definiciones de los conceptos de mayor uso con respecto a la reducción de desastres con el objeto de una concientización de la población en general de uso público y lograr así un lenguaje común; también propone una serie de definiciones y el cómo entender lo que es una amenaza natural.

Esta terminología de la EIRD, diferencia los conceptos de amenaza de acuerdo a su naturaleza, define a la amenaza en su término más simple y luego los distintos tipos de amenaza como por ejemplo amenaza natural, biológica, meteorológica entre otras.

Conceptualmente la EIRD, define la amenaza como un “evento físico potencialmente perjudicial, fenómeno natural y/o actividad humana que puede causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental.” (Informe ONU, 2004)

Las amenazas o peligros pueden incluir condiciones latentes (propias de ellas), que hacen que mantengan o aumenten su peligrosidad.

Según este mismo informe, el origen de las amenazas puede ser de diferente índole: “natural (geológico, hidrometeorológico y biológico) o antrópica (degradación ambiental y amenazas tecnológicas)”. También, las amenazas pueden ser individuales, combinadas o secuenciales en su origen y efectos. Cada una de ellas se caracteriza por su localización, magnitud o intensidad, frecuencia y probabilidad. (Ver tabla n°1)

La EIRD define a las amenazas **naturales** como “Procesos o fenómenos naturales que tienen lugar en la biosfera y pueden resultar en un evento perjudicial y causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental”

Las amenazas naturales se pueden clasificar por su origen en: geológicas, hidrometeorológicas o biológicas. En cada caso, los fenómenos amenazantes pueden variar en magnitud o intensidad, frecuencia, duración, extensión, velocidad de impacto, dispersión espacial y espaciamiento temporal.

Tabla n°1: Clasificación de amenazas

Amenaza	
Evento físico potencialmente perjudicial, fenómeno y/o actividad humana, que puede causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental.	
Amenazas Naturales	
Procesos o fenómenos naturales que tienen lugar en la biosfera que pueden resultar en un evento perjudicial y causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental.	
Origen	Fenómenos/Ejemplos
Amenazas Hidrometeorológica Procesos o fenómenos naturales de origen atmosférico, hidrológico u oceanográfico, que pueden causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental	-Inundaciones, Movimientos en masa -Ciclones tropicales, marejadas, vientos, lluvias, y otras tormentas severas, ventiscas, rayerías -Sequias, desertificación, incendios forestales, temperaturas extremas, tormentas de arena o polvaredas -Heladas,
Amenazas geológicas Procesos o fenómenos naturales terrestres, que pueden causar pérdida de vida o daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental.	-Terremotos, tsunamis -Actividad y erupciones volcánicas -Colapso de superficies, actividad de fallas geológicas
Amenazas Hidrogeomorfológicas	-Movimientos en masa: Deslizamientos de suelo, desprendimientos de roca, lujos (de barro y de detritos), avalanchas de nieve. Licuefacción, deslizamientos de fondos marinos
Amenazas biológicas Procesos de origen orgánico o transportados por vectores biológicos, incluidos la exposición a microorganismos, patógenos, toxinas y sustancias bioactivas, que pueden causar la muerte o lesiones, daños materiales, disfunciones sociales y económicas o degradación ambiental.	-Brote de enfermedades epidémicas, contagio de plantas y animales y pandemias.
Amenazas Tecnológicas	
Amenaza originada por accidentes tecnológicos o industriales, procedimientos peligrosos, fallos de infraestructura o de ciertas actividades humanas, que pueden causar la muerte o lesiones, daños materiales, interrupción de la actividad social y económica o degradación ambiental. Ejemplos: contaminación industrial, actividades nucleares y radioactividad, desechos tóxicos, rotura de presas; accidentes de transporte , industriales o tecnológicos (explosiones, fuegos, derrames)	
Degradación Ambiental	
Disminución de la capacidad del ambiente para responder a las necesidades y objetivos sociales y ecológicos. Los efectos potenciales son variados y pueden contribuir al incremento de la vulnerabilidad, frecuencia e intensidad de las amenazas naturales. Algunos ejemplos: degradación del suelo, deforestación, desertificación, incendios forestales, pérdida de la biodiversidad, contaminación atmosférica, terrestre y acuática, cambio climático, aumento del nivel del mar, pérdida de la capa de ozono.	

Fuente: Modificado de "Vivir con el riesgo", Informe ONU, 2004.

Las amenazas de origen natural, pueden clasificarse, como lo muestra el cuadro, en cuatro grandes clases: hidrometeorológicas, geológicas, hidrogeomorfológicas y biológicas, y donde cada una varía en su alcance geográfico y la naturaleza de sus impactos.

También se destaca que la mayoría de las amenazas no se pueden evitar ya que son, en su mayoría, procesos propios de la naturaleza con su respectivo impacto en el medio ambiente haciendo una diferencia con el concepto de “desastre natural”, que se refiere a las consecuencias de una vez ocurrido el evento o el fenómeno natural.

Hay una distinción de las amenazas, en donde se pueden reconocer las amenazas primarias y las amenazas secundarias. Las amenazas primarias son las que se desarrollan por el propio proceso de cambio del planeta, de su funcionamiento como por ejemplo las erupciones volcánicas y los terremotos; y las secundarias son aquellas que fueron provocadas por una amenaza primaria, como por ejemplo los tsunamis o los deslizamientos de tierra.

Otros autores, definen la amenaza o peligro como un “factor externo” del riesgo, y que es la “potencial ocurrencia de un suceso de origen natural, que puede manifestarse en un lugar específico, con una intensidad y duración determinadas”. (Arenas *et al*, 2010) En adición a esto, destacan la importancia del conocimiento de las amenazas, a la concientización del peligro, por parte de las instituciones, autoridades e incluso la sociedad, mediante la recopilación de antecedentes de fenómenos ocurridos en el pasado, (ya que puede volver a ocurrir) y sus efectos en el terreno, y que permiten tener una idea de la peligrosidad del evento. Además, mediante esta recopilación de antecedentes, se puede hasta “caracterizar el comportamiento de las amenazas naturales, en términos de su magnitud, recurrencia y posibles impactos”. (Arenas *et al*, 2010)

Estas amenazas, de acuerdo con estos mismos autores, deben integrarse a la planificación territorial, dando como ejemplo las consecuencias del terremoto y tsunami ocurridos en el 2010, y dan cuenta de la necesidad de fortalecer su incorporación en los instrumentos de regulación territorial definidos por la legislación chilena

De acuerdo con el Plan Nacional de Protección Civil, elaborado por ONEMI, (organismo técnico del Estado de Chile encargado de la coordinación del Sistema Nacional de Protección Civil) concuerda con lo planteado por Arenas *et al*, al concebir a la amenaza como “un factor externo de riesgo, representado por la potencial ocurrencia de un suceso de origen natural o generado por la actividad humana, que puede manifestarse en un lugar específico, con una intensidad y duración determinadas”.¹

La subsecretaría de desarrollo regional (SUBDERE) en su “Guía análisis de riesgos²”, define a amenaza, peligro o peligrosidad como “la probabilidad de ocurrencia de un

¹ Plan nacional, ONEMI.

² Guía: “Análisis de riesgos naturales para el ordenamiento territorial”; SUBDERE.

suceso potencialmente desastroso durante cierto periodo de tiempo en un área (lugar) dada.”

Por su parte, Narváez et Al, (2009) en su proyecto apoyo a la PREDECAN³, define a las amenazas como uno de los factores del riesgo natural; “una serie de fenómenos que pueden descargar energía destructiva o presentar condiciones dañinas para la sociedad”, y que comprenden un rango muy amplio de tipos y circunstancias.

Por lo antes expuesto, es evidente que hay muchas definiciones del concepto de amenaza, proporcionados por instituciones y por autores expertos en el tema, siendo considerado como uno de los factores del riesgo. Sin embargo, hay definiciones que consideran a la amenaza natural, como una **probabilidad** y otras como **eventos**, por lo que se hace necesario unificar estas distintas concepciones del concepto para esta memoria de título.

La definición de FERRANDO (2003) es la que más se aproxima al concepto adoptado en este trabajo, por lo que amenaza natural se entenderá como la probabilidad de que un fenómeno o proceso natural se desarrolle, en un espacio y tiempo determinados, con suficiente energía o intensidad como para alterar el medio ambiente, interrumpir el funcionamiento de la sociedad, causar daños en la infraestructura y pérdida de vidas humanas.

2.2 Movimientos en Masa:

Uno de los términos más conocidos para referirse a esta familia de procesos es el de “remociones en masa”, sin embargo, hay quienes sugieren que se les denomine como “movimientos en masa”, ya que no necesariamente un movimiento en masa, se genera en áreas donde hubo un movimiento anterior, es decir, no hay remoción de material. Esto conlleva a la definición del concepto “remover” definido por la RAE, como “mover repetidamente”, es por esto que se propone que el término sea movimiento en masa en vez de remoción, ya que, si bien hay un movimiento de material, no necesariamente ese movimiento se da en un lugar donde haya ocurrido un movimiento previo.

HAUSER (1993) define a los movimientos en masa como “procesos de movilización lenta o rápida, de determinado volumen de suelo, roca, o ambos, en diversas proporciones, generado por una serie de factores”. Se describe a estos fenómenos como de naturaleza gravitacional ya que los volúmenes o porciones de terreno y material se mueven de un nivel (cota) a otro inferior (disminuye su altura), es decir, tienen un carácter descendente. Estos procesos pueden ocurrir a mayor velocidad (flujos detríticos, o de barro, deslizamiento, desprendimientos), debido a rupturas o fallas, cuando la resistencia al corte de materiales es excedida, o a menor velocidad, como simples deformaciones superficiales (reptación, solifluxión)

³ Prevención de Desastres en la Comunidad Andina, Perú

El USGS define a los movimientos en masa como procesos que resultan en movimientos hacia abajo y hacia afuera de materiales producto de la pendiente, incluyendo roca, suelo, rellenos artificiales o una combinación de estos. (*Landslides, Types and Processes*). La clasificación de los movimientos en masa puede ser de acuerdo al tipo de material involucrado, o al tipo de movimiento. Otra clasificación, descrita por este mismo organismo, incluye otras variables, tales como la velocidad del movimiento o el contenido de agua, aire o hielo en el material del fenómeno o evento.

También se afirma, que, si bien los movimientos en masa son comúnmente desarrollados en ambientes montañosos y de altas pendientes, estos se pueden generar en áreas de bajo relieve. En este caso, los fenómenos de movimiento en masa ocurren como fallas de corte y llenado, como extensiones laterales, colapso de tranques de relaves mineros, y en una variedad de pendientes abruptas asociadas a canteras y minas a tajo abierto⁴.

Las distintas características que presentan los movimientos en masa, como su velocidad, los mecanismos de ruptura, la litología comprometida, los diversos ambientes climáticos en los que se desarrollan, y en distintos ambientes geomorfológicos en donde se producen, o incluso la cantidad de agua comprometida, no permite una clasificación unificada de estos fenómenos (Hauser, 1985). Diversos autores han proporcionado diversos tipos de clasificación de movimientos en masa con énfasis en aquellas que alcanzan mayor desarrollo en ciertos países; como SKEMPTON y HUTCHINSON (1969), TERZAGHI y PECK (1973), VARNES (1978), MÜLLER (1979), ALONSO (1986) entre otros.

Por ello, HAUSER (*Op.cit*) propone una clasificación unificada de aquellos fenómenos de ocurrencia común en Chile (ver tabla n°2), de manera simple, de acuerdo a su causa, tipología, mecanismo de ruptura y agentes desencadenantes.

Tabla n°2: Clasificación de movimientos en masa, (HAUSER, 1993).

Flujos	Barro (<i>mud flows</i>), detritos (<i>debris flow</i>) lahares, solifluxión y “ <i>creep</i> ” o reptación lenta (<i>soil creep</i>), asociados al colapso de depósitos de residuos mineros (tranques de relave)
Deslizamientos	Laminares traslacionales, rotacionales, multirrotacionales, bloques rocosos(<i>rock block slide</i>), detritos(<i>debris slide</i>)
Desprendimientos	Avalanchas (aludes), Jökulhlaups, subsidencia y hundimientos

Fuente: Remociones en masa en Chile, Arturo Hauser, 1985.

CRUDEN & VARNES (1978) también clasificó los distintos movimientos en masa (ver tabla n°3), de acuerdo al tipo de movimientos y al tipo de material. Así, determina 4 tipos de movimientos con dos grandes grupos de tipo de material.

⁴ Types of Landslides, US geological survey, 2004.

Tabla n°3: Clasificación de movimientos en masa de CRUDEN & VARNES, 1978

Tipo de Movimiento		Tipo de material		
		Roca	Suelo	
Caída (<i>fall</i>)		Caídas de rocas o desprendimientos (<i>rock fall, Debris fall y topples</i>)		
Vuelco (<i>topples</i>)		Vuelcos (<i>topples</i>)		
Deslizamiento (<i>Slide</i>)	Rotacional	Asentamiento (<i>slumps</i>)		
	Planar	Deslizamiento de rocas (<i>slides</i>)		
Flujo (<i>flow</i>)		Inconsolidado		
		Bloques	Detritos	>50% de arena limo y arcilla
		Flujos de escombros (<i>rock fragment flow</i>)	Flujo de detritos o derrubio (<i>debris flow</i>)	Flujo de barro (<i>mud flow</i>)
Desplazamientos laterales		Blocosos	Rocosos	
Deslizamiento complejo (<i>complex landslide</i>)		Combinación de materiales y tipo de movimiento		

Fuente: Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en la quebrada de San Ramón, Santiago oriente, región Metropolitana; Lara, 2007.

Los distintos tipos de movimientos en masa, también se desarrollan con distintas velocidades (tabla n°4). En base a esto, CRUDEN & VARNES (1996), clasificaron las distintas velocidades relacionadas a las distintas categorías (descripción) que va desde extremadamente lento a extremadamente rápido en un intervalo entre los 5 m/s y los $<5 \times 10^{-10}$ m/s.

Tabla n°4: Escala de velocidad de movimientos en masa: clasificación de CRUDEN y VARNES, 1996.

Clase según Velocidad	Descripción	Velocidad (m/s)	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	5	5 m/s
6	Muy rápido	0,05	3 m/s
5	Rápido	5×10^{-4}	1,8 m/s
4	Moderado	5×10^{-6}	13 m/mes
3	Lento	5×10^{-8}	1,6 m/año
2	Muy lento	5×10^{-10}	16 mm/año
1	Extremadamente lento	$<5 \times 10^{-10}$	<16 mm/año

Fuente: Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en la quebrada de San Ramón, Santiago oriente, región Metropolitana; Lara, Marisol, 2007.

Los fenómenos de movimientos en masa permiten un cierto grado de manejo en situaciones críticas, para minimizar sus efectos en la población y el paisaje, a diferencia de fenómenos de mayor escala, como erupciones volcánicas, terremotos y tsunamis, en

donde la escala de desarrollo e impacto no permite este manejo de situaciones críticas. (HAUSER, 1993)

Los movimientos en masa se originan en zonas donde la conjunción e interacción de distintas variables, como el clima, la hidrología, la geología, la geomorfología, la vegetación e incluso la intervención antrópica, brindan las condiciones ideales para la generación de estos fenómenos.

El paisaje o ambiente geográfico, necesita reunir ciertas características para la posibilidad de ocurrencia de este evento, es decir que condicionan el terreno para el inicio y desarrollo de un movimiento en masa, por lo que bajo este enunciado, es de vital importancia conocer el ambiente geográfico, climático, geomorfológico, geológico y tectónico junto a mecanismos que participan en su generación y que determinan sus respectivas magnitudes (HAUSER, 1993). Por ello es necesario conocer, entonces, las condiciones del ambiente geográfico en donde se desencadenan, analizar los factores que ayudan al inicio y desarrollo de un proceso de movimiento en masa para determinar áreas proclives al suceso de estos eventos. De acuerdo con esto, se afirma que “como ocurre en las regiones montañosas de Europa, Asia y Sudamérica, en Chile los procesos de movimientos en masa, cobran particular relevancia, conjugándose una serie de factores geográficos, climáticos, tectónicos y geológicos que interactúan positivamente en el tiempo y espacio para favorecer su desarrollo, además de variados mecanismos de ruptura, condicionados por una amplia gama de magnitudes y tipologías” (HAUSER, *op.cit.*)

2.2.1 Factores condicionantes de generación de movimientos en masa:

Los factores condicionantes son los “requisitos” necesarios para la generación de situaciones potencialmente inestables o propicias para que se desencadenen los fenómenos de movimientos en masa. “La estabilidad de los taludes y laderas es gobernada por un conjunto de variables topográficas, geológicas, ambientales y antrópicas que determinan la posibilidad de los materiales a movilizarse”. (MONTERO, 1999)

En la realidad, la mayoría de los procesos de inestabilidad se presentan tan pronto como las fuerzas desestabilizantes, debidas principalmente a la gravedad, superan la resistencia de los materiales a desplazarse o ser arrastrados por corrientes.

Hay distintos tipos de movimientos en masa, por lo que cada uno de ellos será influenciado por distintos factores condicionantes. (Tabla n° 5)

Tabla n°5: Factores condicionantes de generación de movimientos en masa

	Caídas (<i>Slumps</i>)	Deslizamientos (<i>Landslides</i>)	Volcamientos (<i>Toppling</i>)	Flujos (<i>Flows</i>)	Extensiones laterales (<i>Spreading</i>)
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	

Fuente: Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana; Lara, 2007.

I. Factor Meteorológico

-Precipitaciones: Si bien, este factor se considera como gatillante, también es un condicionante ya que “condiciona la estabilidad del macizo al disminuir la resistencia de las estructuras al incorporar agua entre las fracturas del macizo y/o la estructura del suelo, disminuyendo el coeficiente de roce”⁵ y participa en la erosión de las laderas de cerros y montañas junto a otros factores climáticos.

-Temperaturas: Estas condicionan el estado de las precipitaciones (en estado líquido o sólido), modifica la humedad, y además condiciona también el congelamiento y descongelamiento del suelo

-Radicación solar: Este factor también incide en la erosión y estabilidad/inestabilidad de las laderas, ya que influye en la humedad del material y altera la resistencia de estas ya sea por hidratación o por resecamiento.

II. Factor Litológico y geotécnico:

-Se refiere a zonas donde existen depósitos volcanoclásticos finos (cenizas y lapillis) según el volcanismo pasado y actual. También a lugares con alteración profunda de las rocas, lo que origina en superficie, abundantes fragmentos líticos, menudos mantos regolíticos.

⁵ Apuntes cursos “Remociones en masa”, Lara; 2008.

-Zonas de fallas y/o cercanía a epicentros: Chile posee un litoral que es una zona de convergencia de las placas Nazca y Sudamericana y que, por tanto desarrolla un escenario geológico frágil y complejo, con zonas de fallas, de fracturas, y con actividad volcánica y sísmica.

III. Factor Geomorfológico:

Un factor geomorfológico a considerar como condicionante, es la pendiente de las laderas, ya que “la topografía escarpada y los ángulos altos de pendientes de laderas es el primer factor geomorfológico a considerar, siendo propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes.” (LARA, Marisol; 2007). A ello se suma la naturaleza u origen de los depósitos y formas sedimentarias según su granulometría y grado de compactación o de cementación.

IV. Factor de Cobertura Vegetal:

-La vegetación contribuye a la buena estabilidad de laderas, aunque esto es discutible en otras zonas del país, donde el efecto puede ser distinto e incluso contrario en climas lluviosos. Según SELBY, la vegetación tiende a afirmar el suelo con las raíces, y a succionar el agua evitando la saturación del suelo⁶. Sin embargo, esta condición no es válida para zonas del país con clima lluvioso, ya que la vegetación también ayuda a la infiltración y saturación el suelo, y esto genera un aumento del peso de la biomasa que provocaría movimientos en masa o flujos de barro.

En concordancia con autores revisados (PRIETO,1985; SELBY, 1993; HAUSER, 1993) durante el análisis de los flujos de barro, hay consenso en determinar a la vegetación como un factor importante para el inicio de un evento (flujo de barro) ya que la vegetación según sus características radicales y desarrollo vertical puede tender tanto a estabilizar como a desestabilizar las laderas de los cerros y el suelo del terreno, según sea también la profundidad del manto edáfico y la rugosidad del sustrato rocoso sobre el que se apoya. Por otro lado, es claro que la ausencia de cobertura vegetal aumenta la dinámica de las cubiertas detríticas, edáficas o regolíticas, incrementando las posibilidades del inicio del evento.

V. Factor Hidrológico e Hidrogeológico

Este factor está relacionado como condicionante de un fenómeno de movimiento en masa, ya que estos tienen relación con la incorporación de agua en suelos o cubiertas detríticas.

La permeabilidad influye directamente en la distribución del flujo de las aguas subterráneas y superficiales, y por ende en la condición de saturación del suelo, donde una saturación del 100% representa la condición más favorable para la generación de deslizamientos y flujos.

⁶En apuntes cursos “Remociones en masa”, Lara; 2008.

“La red de drenaje, las posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficiente de escorrentía y coeficientes de infiltración son factores que condicionan los movimientos en masa.” (LARA, 2007).

Si el suelo o manto detrítico llega a la saturación por agua, se genera una disminución de resistencia del material, lo que es muy común en la generación de los flujos. Por esto, la identificación de las áreas húmedas o saturadas es de gran importancia para la detección de áreas sensibles a la generación de estos procesos.

Por su parte, el nivel freático también es un aspecto a considerar, ya que si se encuentra a poca profundidad, la saturación puede alcanzar rápidamente la superficie debido a precipitaciones o al rápido derretimiento de nieve.

También, de acuerdo con NARANJO y VARELA (1996), las gotas de lluvia contribuyen en la desagregación de partículas del material por la fuerza del impacto que puede llegar a una velocidad de 9 m/s. (*rain splash*)

VI. Factores Históricos y Antrópicos:

-Eventos pasados: estos pueden indicar una posible generación de un nuevo evento en el mismo sector, para Hauser, (1993) los terrenos con compromisos históricos de movimientos en masa resultan proclives a su reactivación o remoción.

-Intervención antrópica, como extracción de áridos, rellenos artificiales, tala rasa o plantaciones incorrectas traen consigo una inestabilidad en las laderas, lo que puede condicionar o gatillar fenómenos de flujo de detritos.

Con respecto a esta misma categoría, se encuentran la mala ubicación de puentes y de viaductos que pueden gatillar un evento y que además pueden resultar dañados. (NARANJO y VARELA, 1996)

2.2.2 Flujos de detritos: (*Debris Flows*)

El término flujo, en general, se refiere a movimientos viscosos donde no se presentan superficies visibles de corte. Sin embargo, estos movimientos, espacialmente continuos, presentan múltiples y efímeras superficies de corte internas, estrechamente espaciadas, las cuales por lo general no se preservan. (MONTERO, 1999)⁷

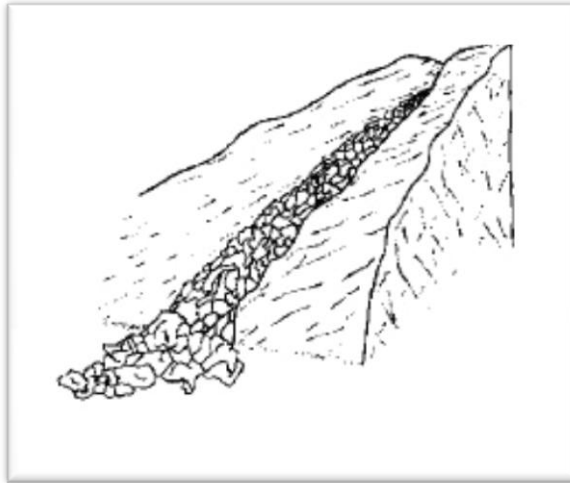
El término “flujo” es utilizado para designar movimientos de masas de mayor o menor velocidad, propios de materiales sin cohesión, que tienen lugar en suelos o depositaciones de sedimentos muy susceptibles de experimentar una considerable pérdida de resistencia con el movimiento; los materiales involucrados actúan, temporalmente, como un fluido, experimentando una deformación continua y sin presentar superficies de roturas definida (FERRER, 1987)⁸

⁷De INGEOMINAS del Servicio Geológico Colombiano.

⁸en Hauser (1993)

Los flujos de detritos son un proceso de movimiento en masa de tipo fluidal y que afecta a una masa de suelo o sedimento, en los que el material puede o no estar saturado en agua, y tiene una concentración de material sólido tal que se comporta mecánicamente como un fluido no newtoniano. (Elmes, 2006.) (Figura n° 2)

Figura n°2: Representación flujo de detritos



Fuente: Hauser (1993)

Los flujos de detritos pertenecen a la categoría de amenaza hidromorfológica, la cual suele presentar diferentes porcentajes en la mezcla y, consecuentemente, registrar muy diferentes velocidades.

El servicio geológico de Estados Unidos, concibe a flujos de detritos como “una forma de movimiento en masa rápido, donde una combinación de suelo suelto, roca, materia orgánica, aire y agua se movilizan como un lodo que fluye pendiente abajo”. (USGS, 2004)

El flujo de detritos suele presentar <50% de granos finos. Este tipo de flujo es comúnmente causado por corrientes abundantes de agua superficial debido a precipitaciones intensas o a un rápido derretimiento de nieves que erosiona y moviliza material de suelo y/o regolito presente en laderas de pendiente pronunciada. (USGS, 2004)

Otra definición para el flujo de detritos, es el propuesto por COROMINAS, como “movimientos rápidos de material detrítico en el que predomina la fracción gruesa, es decir, arenas, gravas y bloques”. El contenido de agua es elevado y la fracción sólida puede llegar a constituir el 80% en peso de la masa en movimiento. La corriente puede bajar tanto por laderas abiertas como canalizada por vaguadas u hondonadas del terreno dando lugar a morfologías diferentes.

VAN DINE (1985)⁹ define a los flujos detríticos como “movimientos en masa que incluyen materiales granulares inorgánicos y orgánicos, saturados, que fluyen rápidamente ladera abajo confinados en cauces preexistentes”

Las variables que controlan el origen y magnitud de los flujos detríticos incluyen: la superficie de la hoya de drenaje, perfil hidráulico, suministro de detritos, y condición climática.

Los flujos, en lo referente a su caudal y a la capacidad de transporte, tienen una relación directa con cinco factores: la superficie de las hoyas hidrográficas, la pendiente del eje hidráulico principal de las quebradas y sus tributarios, la permeabilidad del sustrato rocoso, la disponibilidad de depósitos granulares sueltos (gravas, arenas, fragmentos rocosos, basura) y la composición de estos materiales granulares sueltos (HAUSER, 1991).

Los flujos en general comprometen tres secciones de las cuencas: la cabecera de la hoya hidrográfica, donde el material se fractura (y cede) ante el factor detonante y comienza su transporte. Presenta material granular y grandes bloques, que se organizan en un flujo turbulento con una altura que oscila entre 1 y 10 metros; luego el flujo se encauza y el material transportado va incrementando su masa al ir integrando en el camino más materiales detríticos, vegetación y hasta basura. El material en esta sección del flujo es generalmente de menor granulometría que el frente, y el flujo es semi-turbulento; finalmente, se reconoce la sección de la cola del flujo, o de depositación debido a que la pendiente es más baja (terrenos más llanos), y donde por ser más líquido y de material más fino adquiere características de flujo laminar.

En este sentido, debido a la baja de cohesión de sus componentes, se esparce en las zonas bajas sin generar un depósito de forma específica, distinto de cuando se canaliza por barrancos, donde suelen dar lugar a conos de deyección torrencial. (COROMINAS, 1997)

Estos flujos se depositan comúnmente en forma de conos torrenciales a la salida de los cinturones montañosos. Son cuerpos de sedimentos gruesos a muy gruesos con pendiente relativamente alta y que va disminuyendo hacia sección distal.

Según HAUSER (1985) los flujos de barro, una vez iniciados, se desarrollan en dos ambientes:

- Cauces de esteros y quebradas

-Laderas de cerros con fuerte gradiente (pendiente muy pronunciada) con presencia de masa detríticas finas.

Se suelen desarrollar en morfologías empinadas, integrada por rocas tectonizadas superficialmente, fallas o fracturas, con gruesa presencia de suelo y detrito residual, y de

⁹en Hauser (1993)

materiales transportados gravitacionalmente, con poca o sin una cobertura vegetal, aunque muchas veces la vegetación puede actuar a favor de los deslizamientos de laderas. (FERRANDO,2008)

2.2.3 Factores Gatillantes

Todo fenómeno natural tiene generalmente, además de sus factores condicionantes, uno más factores desencadenantes que dan inicio al desarrollo de este; para el caso de los movimientos en masa, hay un cierto acuerdo en catalogarlos entre aquellos provocados por el hombre (antrópicos) y naturales.

WIECZORECK en LARA (2007) define a los factores gatillantes o desencadenantes como “un factor externo que genera una respuesta, traducida en un movimiento en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia de material de una ladera”. Esta definición hace claro énfasis en que el gatillante provoca una reacción del medio que genera un evento de movimiento en masa.

De acuerdo con los factores gatillantes naturales, estos generalmente son tres: las precipitaciones, la ubicación de la isoterma 0°C y la sismicidad. Sin embargo, factores naturales menos comunes podría ser el volcanismo, entre otros, en combinación con distintos factores que podrían generar una respuesta de tipo movimiento en masa en el paisaje o territorio.

Así, HAUSER (1993) sostiene que “La relación entre la ocurrencia de movimientos en masa y periodos de intensa precipitación pluvial es bastante conocida en nuestro territorio”.

Como ejemplo de la afirmación anterior se encuentra el flujo de barro y de detritos ocurridos en la quebrada de Macul en Mayo de 1993 donde a las precipitaciones, se sumó una temperatura media de 15°C y la ubicación de la isoterma a mas altura que el promedio otoñal, afectando un área nevada, produciendo un incremento del área de lavado y de arrastre de materiales. Ello gatilló el inicio de una serie de flujos de detritos y de barro que llegaron al sector oriente de la ciudad de Santiago con gran poder destructivo.

I. Precipitaciones:

Con respecto a las precipitaciones, estas tienen relación en el inicio de los movimientos en masa por su intensidad, duración y distribución. Entonces, las precipitaciones intensas en un corto periodo de tiempo, y aquellas de poca intensidad y en un largo periodo de tiempo, pueden gatillar el inicio de un fenómeno de movimiento en masa.

Esto tiene relación con estos fenómenos, ya que el material se satura de agua, aumentando la presión de fluidos, bajando la resistencia del material y aumentando las probabilidades de ser transportado.

Sin embargo, la sola incidencia de intensas o largas precipitaciones no es necesaria para gatillar el fenómeno de movimiento en masa. La combinación e interacción de más factores en adición a las precipitaciones, pueden gatillar su inicio por acción conjunta.

Además, según NARANJO (2007), los eventos de movimientos en masa no siempre se desarrollan en estaciones de invierno, es decir, podrían ocurrir en diferentes estaciones del año, si las precipitaciones se generan en condiciones de altas temperaturas y una alta ubicación de la isoterma 0°C. De hecho, los antecedentes de eventos aluvionales históricos indican una mayor frecuencia en el mes de mayo.

Respecto de ello, se estableció una relación entre los efectos de las precipitaciones y sus consecuencias para determinados movimientos en masa. (Tabla n°6)

Tabla n°6: Relación entre precipitaciones y efectos asociados.

Tipos de precipitaciones	Intensidad y Tiempo de duración de la lluvia	Permeabilidad del Terreno	Efectos Morfodinámicos
Lluvias intensas y cortas	≥ 60 mm/ 24 hrs ≤ 2 horas.	Buena	Moderada infiltración Alta amenaza de deslizamientos de ladera
		Regular	Infiltración moderada Erosión moderada
		Mala	Alto Caudal Erosión fuerte
Lluvias moderada intensidad y moderadamente prolongadas	≥ 30 mm y < 60 mm/ 24 hrs >2 horas y < 5 horas	Buena	Infiltración moderadamente alta Encharcamiento
		Regular	Moderada infiltración Erosión leve o Amenaza de deslizamientos de ladera
		Mala	Caudal medio Erosión moderada
Lluvias de baja intensidad y muy prolongadas	< 30 mm / 24 hrs ≥ 5 horas	Buena	Elevación del nivel freático Saturación por alta infiltración
		Regular	Infiltración leve Encharcamiento
		Mala	Bajo caudal. Erosión leve

Fuente: Elaboración propia, 2015.

II. Ubicación Isoterma 0°C

También se considera como un factor gatillante, ya que la ubicación o altura que presenta la isoterma 0°C, determina donde cambia el tipo de precipitación caída, es decir, en estado líquida (lluvia) a sólida (nieve).

Cuando la ubicación de la isoterma se encuentra a una altura muy elevada, esto provoca que las cuencas de alta montaña, aumenten su área de captación de agua líquida, en sectores donde normalmente está cubierto de nieve, acelerando los procesos de la fusión nival y aumentando la superficie de lavado y arrastre de materiales. (Tabla n°7)

A lo anterior, se suma que, por consecuencia, que los regímenes de alimentación de los cursos de agua cambien de nivo-pluvial a pluvio-nival.

Eso cobra aún más relevancia en el contexto climático actual, es decir el "cambio climático" que el planeta está sufriendo donde se acentúa este fenómeno.

Tabla n°7: Relación entre altura de la isoterma 0°C y estado de precipitaciones.

Altura promedio de la isoterma 0°C (en msnm)	Condición
Sobre 3.500	Estado sólido de las precipitaciones
Entre 1.200 y 3.500	Franja de variación de las precipitaciones: sólida y líquidas.
Bajo 1.200	Estado líquido de las precipitaciones

Fuente: Elaboración propia en base a análisis de informes técnicos de CAT, ONEMI. 2012.

III. Sismicidad:

Considerado como un factor principal gatillante de procesos de movimientos en masa en terrenos de diversa topografía y de variadas características geológicas, la sismicidad “genera un cambio temporal en el régimen de esfuerzos al que está sometida la ladera, tanto normales como de corte, pudiendo producir su inestabilidad” (Lara, 2007).

KEEFER (1984), en estudios realizados por el mismo, relaciona el tipo de movimiento con su velocidad y la superficie en que ocurren. (Tabla n°8)

Tabla n°8 Clasificación de movimientos en masa según su velocidad

Tipo de remoción	Velocidad
Desplomes de roca	Extremadamente rápido (>3m/s)
Deslizamientos de roca	Rápido a extremadamente rápido (1,5m/día->3m/s)
Derrumbes (de roca)	Extremadamente rápido (>3m/s)
Caídas de suelo	Extremadamente rápido (>3m/s)
Suelo perturbado	Moderado a rápido (1,5 m/mes-0,3m/min)
Flujos de suelo	Muy rápido a extremadamente rápido(0,3m/min->3m/s)
Subsidencias del terreno	Lento a rápido (1,5 m/año – 0,3 m/min)
Flujos lentos de tierra	Muy lento a moderado (0,6 m/año – 1,5 m/día)
Extensiones laterales de suelo	Muy rápido (0,3 m/min – 3 m/s)
Corrientes de Turbidez	Generalmente rápidos a extremadamente rápidos (~1,5 m/día - >3 m/s)

Fuente: KEEFER (1984) en Lara, (2007).

Capítulo 3: Metodología

Esta metodología considera variables cualitativas y cuantitativas para determinar la susceptibilidad de ocurrencia de flujos de detritos en la cuenca andina del Río Mapocho, ubicada en la Cordillera de los Andes, en la zona central de Chile.

La metodología consta de dos fases principales. La primera consiste de la evaluación de la susceptibilidad de la zona de estudio, mediante métodos de ponderación de factores condicionantes. La segunda fase comprende la determinación final de áreas de susceptibilidad en base a los factores condicionantes previamente ponderados y evaluados mediante revisión bibliográfica, y procesados mediante un sistema de información geográfica.

3.1 Procedimientos

El objetivo de esta investigación, es identificar y analizar las áreas proclives a generar flujos de detritos, amenaza natural de tipo hidrogeomorfológica, en base a las condiciones físicas del terreno en la cuenca superior del río Mapocho. Para ello, se determinaron 4 objetivos específicos para lograrlo.

-Respecto del primer objetivo, en el cual se plantea “Analizar la naturaleza y estado de las componentes del medio físico del área de estudio”, se identificaron aquellos factores que caracterizan el terreno, siendo estos la geología, geomorfología, vegetación, clima y suelo, como aquellos que cumplen esa función.

Con este objeto, se realizó una revisión bibliográfica de diversos autores que han analizado el área de estudio: con respecto a la geomorfología, este análisis se basó en estudios realizados por ARAYA-VERGARA (1985), FERRANDO (2000), SEPÚLVEDA (2012), además de instituciones del estado, como la Municipalidad de Lo Barnechea, a través del instrumento del PRC (2002). Con respecto a la geología, se utilizó bibliografía de autores como FERRANDO (2000), RIVANO *et al* (1990) y THIELE (1985); para la descripción vegetacional, se revisó y analizó la información y datos proporcionados por LUEBERT y PLISCOFF (2006) y QUINTANILLA (1983). En cuanto al análisis climático, se consideraron los datos y la información aportada por la DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE, en su página web (2014), Análisis técnicos de riesgos de ONEMI (2012) y PRC de Lo Barnechea; por último, para el análisis de suelo se consultaron autores como CASANOVA *ET AL* (2004) y el Estudio Agrológico de la región Metropolitana de CIREN (1996)

-Como segundo objetivo, se propuso “Determinar, caracterizar, categorizar y espacializar las condicionantes del terreno en tanto propiciantes de la ocurrencia de flujos de detritos” y para ello se procedió a revisión bibliográfica de aquellos condicionantes que ayudan a la generación de flujos de detritos; entre los muchos que existen, se consideraron 3 variables de distinta naturaleza, en base a su incidencia en el inicio de los flujos de detritos, es decir, aquellas variables que con más frecuencia aparecen como los “factores potenciadores” en casos de desarrollo de flujos de detritos ocurridos en el pasado en la

zona central preandina del país, tal es el caso de la quebrada de Macul, de la quebrada de Ramón y de la cuenca del Río Colorado, revisados y analizados por NARANJO *et al* (1996), por HAUSER (1997), MONTSERRAT (2005) y la DGA (1991); estas variables son, como ya fueron señalados, las formaciones geológicas como factor geológica, disponibilidad de material de arrastre, en función a la ubicación de la isoterma 0°C y cobertura vegetal como factor vegetacional.

-La denominada energía del relieve, como factor que considera las características y condiciones hidromorfométricas de las 4 diferentes subcuencas identificadas y analizadas en el área de estudio, correspondiente al tercer objetivo (“Analizar y cuantificar la hidrogeomorfología y la hidromorfometría de los sistemas hidroespaciales básicos (microcuencas) que condicionan la ocurrencia de flujos de detritos”), este se realizó mediante dos etapas; como primera, se procedió a la identificación de los sistemas hidroespaciales básicos presentes en el área de estudio, y para ello, se revisó y procesó mediante el software SIG “ArcGis 10”, los datos proporcionados por la DGA del año 2010, donde identificaban 4 subcuencas que componían a la cuenca andina del Río Mapocho: Subcuenca del Río Molina-El Cepo, subcuenca del Estero El Arrayán, subcuenca del Río San Francisco, y por último la subcuenca del Estero Las Hualtatas; luego se procedió a la determinación de variables hidromorfométricas a utilizar que describieran las formas y redes de drenaje de las subcuencas estudiadas en concordancia con el objetivo indicado. De acuerdo con FERRANDO (1994), estas se expresan en índices como el Índice de Compacidad de Gravelius, la Densidad de drenaje y la gradiente media de la cuenca; se obtuvo el cálculo de estos índices y formulas, y se procedió a la interpretación de los resultados con su respectivo análisis, obteniéndose un análisis hidro-geomorfológico de las subcuencas estudiadas, en tanto parte de la cuenca andina del Río Mapocho.

-Finalmente, respecto del cuarto y último objetivo (“Determinar y jerarquizar áreas proclives a la generación de flujos de detritos, en el sector de la subcuenca superior del Río Mapocho”), se consideraron las 4 variables propuestas y descritas en el objetivo 2, determinando las características o umbrales que influyen en mayor o menor grado en el inicio, de manera potencial, de los flujos de detritos, de acuerdo a lo planteado por distintos autores;

1. Con respecto a la geología, se realizó una revisión bibliográfica de autores, HAUSER (1993) FERRANDO (2000) NARANJO *et. al* (1996) LARA (2007) y de revisiones antecedentes de movimientos en masa, flujos de barro y de detritos ocurridos anteriormente en diferentes zonas del país, de que formaciones y series geológicas son aquellas más propensas y cuales en menor grado a generar flujo de detritos;
2. Por su parte, las condiciones en cuanto a la cobertura vegetal que se consideraron como más susceptible y menos susceptible, se determinaron en base a lo establecido por diversos autores, como HAUSER (1993), FERRANDO (2000), LARA (2007), SELBY (1993), permitiendo relacionar las distintas coberturas vegetales identificadas en el área de estudio con los distintos niveles de amenaza;

3. En cuanto a la disponibilidad de material, con respecto a la altura de la isoterma 0°C en la zona central del país, se revisaron los análisis técnicos de riesgos proporcionados por ONEMI en el período de invierno del año 2010-2012, y se determinó en base a esto, dos franjas diferentes que dividen el sistema de erosión, en cuanto a producción y disponibilidad de material, con respecto a la altura de la isoterma 0°C; en adición a eso, se estableció el umbral de la altura de la isoterma mediante la revisión de eventos pasados ocurridos en el sector preandino de la zona central del país, revisados y determinados anteriormente, en los antecedentes.
4. En cuanto a la determinación de la “Energía del relieve”, se consideraron 3 índices hidromorfométricos, que se seleccionaron mediante revisión bibliográfica de autores como GONZÁLEZ DE MATAUCO (2004), LEITE Y ROSA (2012), ROMERO Y LÓPEZ (1987) y FERRANDO (1994) y que se consideraron como los que cumplían mejor el rol en cuanto al desarrollo de flujo de detritos, y que proporcionan las características de las cuencas en cuanto a su forma, dimensiones, composición; estos son: densidad de drenaje, índice de compacidad de Gravelius, gradiente media de la cuenca, calculadas y obtenidas mediante sus respectivas fórmulas, explicadas más adelante; y que una vez obtenidos estos valores, se procedió a la integración progresiva realizada en base a la condición cualitativa de nivel de amenaza de cada variable estudiada para cada subcuenca.

Con respecto a este mismo objetivo, se cruzaron entonces los valores que toman las 3 distintas variables nombradas, mediante la herramienta del “*raster calculator*” del software ArcGis 10, aplicando la siguiente fórmula:

$$A_{FD} = (V * 0,4) + (M * 0,3) + (G * 0,3)$$

Donde:

A_{FD} = Amenaza por flujo de detritos

V = Variable Vegetación

M = Variable material de arrastre

G = Variable Geología

De este modo se obtuvo resultados entre los valores 1 y 4, cada uno con su respectivo nivel de amenaza, desde baja a muy alta, y con su respectivo valor asignado.

En cuanto a la variable determinada como “Energía del relieve”, se calcularon los tres factores hidromorfométricos que la componen, aplicando sus respectivas fórmulas:

-Densidad de Drenaje: Mediante el método de jerarquización de Shreve

-Índice de Compacidad de Gravelius: $I_c = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}}$

-Pendiente media de la cuenca:

$$\text{Pendiente}_{\text{Media}} = \frac{\sum \text{largo curvas de nivel índice} * \text{equidistancia entre ellas}}{\text{Superficie total de la cuenca}}$$

Para el caso de la variable pendiente, se revisaron estudios y determinaciones de umbrales de pendiente previos de autores como ARAYA & BÖRGEL (1972) VAN ZUIDAM (1986) y FERRANDO (1997), además, los umbrales de esta se determinaron en base a los procesos geomorfológicos o gravitacionales, que tienen relación directa con el valor de la pendiente, y que se desarrollan en el área de estudio, para luego determinar qué tipo de procesos se desarrollan dentro de ciertos umbrales de pendientes, para así obtener los rangos de esta que favorecen o son despreciables en cuanto a la generación de flujo de detritos, utilizando como herramienta una imagen satelital del área de estudio, la que se fotointerpretó para identificar los procesos que se desarrollan ahí.

Luego de la obtención de los valores de cada uno de estos índices mediante sus respectivas fórmulas, en las 4 subcuencas que componen la cuenca Andina del Río Mapocho, se procedió a la integración progresiva de estos, de una forma cualitativa, es decir, se califica mediante la condición de amenaza predominante, estableciéndose 4 niveles: siendo Muy Alta, Alta, Media y Baja.

Mediante el mismo software del sistema de información geográfica ArcGis 10, se procedió a la espacialización de los 4 distintos niveles de amenaza, para el área de estudio, además de las 4 subcuencas que la componen y el nivel de amenaza por cada variable cuantitativa que se analizó.

3.2. Materiales

Los materiales e instrumentos utilizados para la interpretación de la imagen satelital, el cruce de variables y la representación de estos, además de los demás procedimientos, es la siguiente: (Tabla n°9)

Tabla n°9: Materiales de Trabajo

Materiales	Información
Imágenes Google Earth	Años 2013, 2014 y 2015
Carta Geológica	Carta geológica de Chile, hoja de Santiago. Fuente: Thiele, Ricardo, 1985
Carta de pisos vegetacionales	Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Fuente: Luebert y Pliscoff, 2006.
Altura de la Isoterma 0°C	Análisis Técnico de Riesgos, periodo invierno. Fuente: Oficina nacional de Emergencia, 2012.
Información vectorial y formato shape	MIDEPLAN Y DGA; 2010.

Fuente: Elaboración propia

Capítulo 4: Resultados

4.1 Características y estado del área de estudio

A continuación, se describen las características físicas del área de estudio, ya que se hace necesario conocerlas, para determinar aquellos factores que inciden en el inicio de flujos de detritos.

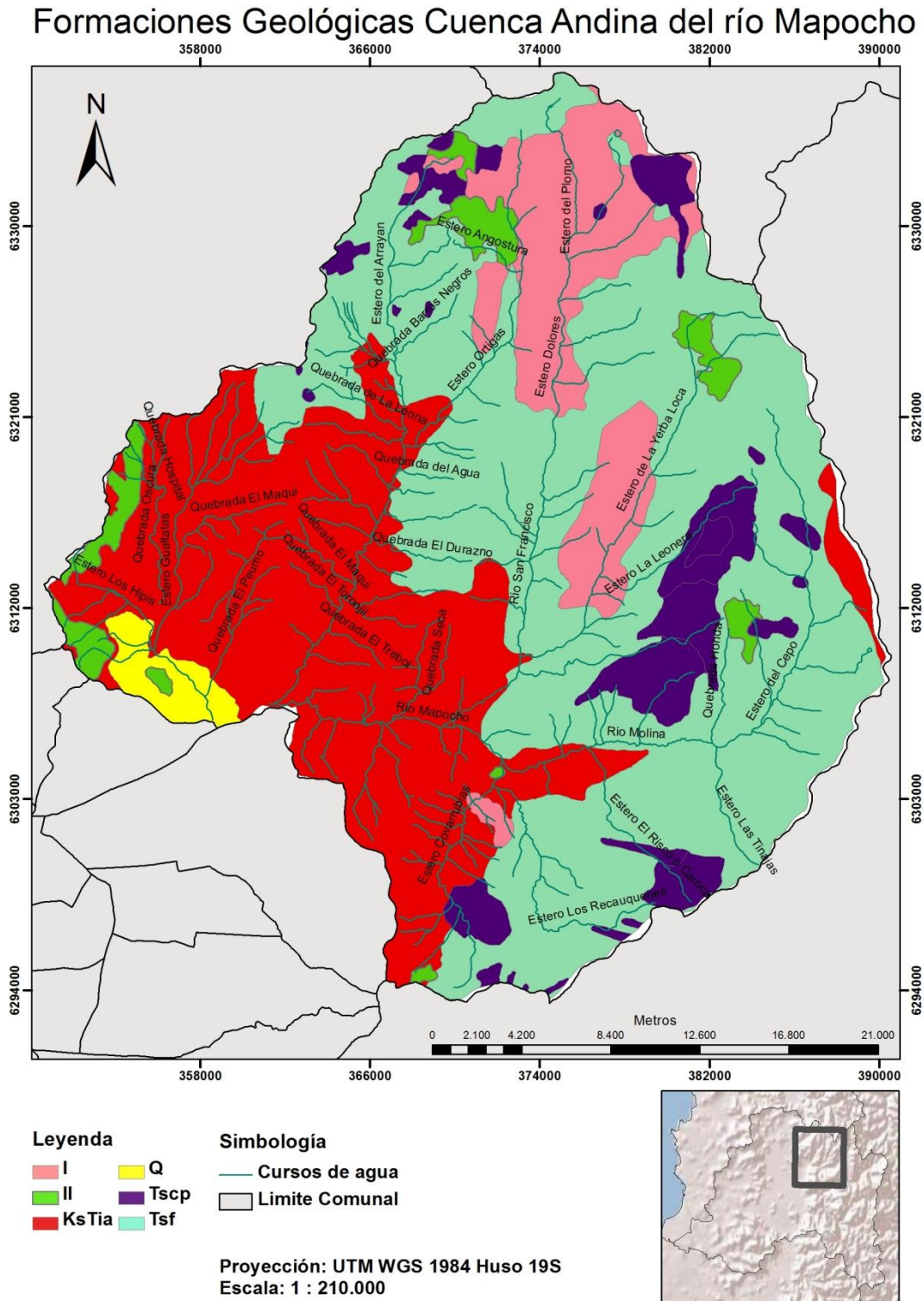
4.1.1 Geología

Debido a que el área de estudio, corresponde a una zona tanto de precordillera como cordillera, es necesario dar algunas características de la Cordillera de los Andes. Esta corresponde a una montaña de relieve joven, coronada por algunos volcanes extinguidos, activos e inactivos, y con cotas que aumentan progresivamente de oeste a este. La precordillera se eleva en un corto espacio horizontal, desde los 500 msnm, en la depresión central, hasta los 2.500 o 3.000 msnm, en los primeros contrafuertes del macizo andino. Hacia el oriente, precedido por un severo frente montañoso, aparecen cordones de una altura media superior a 4.000 msnm, con numerosas cumbres que sobrepasan los 5.000 msnm en el sector limítrofe con Argentina. (THIELE, 1980)

De acuerdo con THIELE (1969), la cuenca andina del río Mapocho presenta tres formaciones geológicas y dos cuerpos intrusivos distribuidos en diferentes partes: (Figura n° 3)

- Formación Abanico.
- Formación Farellones (Además de unidades intrusivas.)
- Formación Colorado-La Parva,
- Intrusivo I y
- Intrusivo II.

Figura n°3: Geología del Área de estudio



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010, Imagen *Satelital Bings Maps* 2013.

Dadas las características de estas tres formaciones y los efectos endógenos y exógenos a que han sido sometidas por millones de años, se puede decir que el conjunto geológico que conforma la cuenca andina del Río Mapocho presenta un alto grado de erosión geológica (FERRANDO, 2000) (tabla n°10).

Tabla n°10: Cuadro resumen de la geología de la cuenca andina del río Mapocho.

Formación Intrusivo	Grado de alteración	Grado de fracturamiento	Estructura y grado de plegamiento
Colorado-La Parva	Intenso	Intenso	Rocas estratificadas, filones, manto, lacolitos, diques, domos y cuellos volcánicos
Farellones	Medio	Leve	Estratificación marcada, plegamiento menor y discordancias angulares
Intrusivo I	Medio a leve	Medio	Masivo
Intrusivo II	Medio a leve	Medio	Masivo
Abanico	Medio a fuerte	Fuerte	Rocas estratificadas y pliegues marcados

Fuente: Ferrando, 2000.

I. Formaciones

Con respecto a las formaciones geológicas presentes en el área de estudio, estas tienen distintas características, y se formaron en edades cronológicas distintas, en donde hay formaciones y/o intrusivos más antiguos que otros.

Cronológicamente, la Formación Abanico es la más antigua, (cretácico superior a terciario inferior) donde en su fase tecto-genética presenta plegamientos, basculamientos y fallamientos, con una intensa actividad volcánica, dando como resultado grandes volúmenes de rocas pirogenéticas, las que se acumularon y dispusieron discordantemente.

Este nuevo conjunto de rocas, generó lo que se conoce como la Formación Farellones, compuesta por rocas como andesitas y riolitas, y que abarca la mayor superficie del área de estudio. En la fase genética de esta formación, es acompañada por procesos intrusivos miocénicos (locales): Intrusivo I (compuesto por granodioritas, monzogranitos, y monzonitas cuarcíferas), que es de mayor área y más reciente respecto al proceso Intrusivo II (compuesto por rocas tipo microgranodioritas, pórfidos dioríticos, dacitas y andesitas).

Sufrida otra fase orogénica, se provoca un cambio en la posición de las rocas, con nueva discordancia angular y nuevos episodios volcánicos. Ello genera un nuevo conjunto de rocas conocido como Formación Colorado-La Parva, y que al contrario que la formación anterior, la representación areal de esta formación geológica es más localizada, específicamente el cordón de los cerros Colorado y La Parva, que de hecho le otorgan este nombre a esta nueva formación.

a) Formación Abanico (Kstia)

De acuerdo con Aguirre (1960), la base de esta formación es concordante con la Formación Colimapu y su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones.

Litológicamente, la formación Abanico está constituida por tobas y brechas volcánicas, de colores predominantemente violáceos, púrpura y gris, con intercalaciones de lavas y sedimentitas clásticas. En la parte inferior de la unidad, predominan las brechas y tobas gruesas sobre las lavas y sedimentitas volcanoclásticas. Las brechas volcánicas gruesas contienen clastos de 5 a 1cm de diámetro, ocasionalmente hasta 60 cm, de andesitas porfíricas y afaníticas de colores gris, verde y morados, con una matriz lítica arenosa de grano medio. Las lavas son andesitas y riolitas. (THIELE, 1980)

Las sedimentitas clásticas son escasas en relación al conjunto y se desarrollan preferentemente en la parte superior de la secuencia (son areniscas de grano medio a fino, lutitas y limos finalmente estratificados, con restos carbonosos y flora fósil)

Los afloramientos más importantes de estos niveles sedimentarios se aprecian en el sector de La Dehesa y El Arrayán, y son de origen lacustre.

Con respecto a la edad de esta formación, hay que mencionar que en esta formación no se ha encontrado fauna fósil, aunque se ha reconocido la presencia de *nothofagus*, en las intercalaciones de sedimentitas finas.

Se le atribuía a la Formación Abanico una edad cretácica superior a terciaria inferior, esto de acuerdo a su relación estratigráfica con las formaciones Farellones y Colimapu, sin embargo, distintas dataciones realizadas a través del método K/Ar (potasio/argón) realizados en distintos sectores de la unidad como El Arrayán, arrojaron valores como $40,9 \pm 10$ m.a. y $25,2 \pm 0,1$ m.a; El Volcán, $61,6$ m.a. y $62,3 \pm 3$ m.a. o incluso pruebas realizadas en rocas de la Formación Lo Valle, propuesta por Thiele como equivalente a los estratos basales de la Formación Abanico, presentando edades entre $70,5 \pm 2,5$ m.a. y $77,8 \pm 1,0$ m.a.

Además, destaca que las rocas de la Formación Abanico están medianamente alteradas, y que las edades obtenidas estén posiblemente relacionadas con la edad de alteración.

Por todo lo anterior antes descrito, es que se le atribuye a la formación Abanico varios eventos volcánicos, es decir, desde fines del Cretácico al Oligoceno.

Con respecto a otras formaciones del país, esta formación (Abanico) podría correlacionarse, para el caso del norte de Chile, con Baños del Toro y Viñita en la IV región; en la zona central del país, con la formación Coya-Machalí en la VI región, y cronológicamente con las formaciones Las Chilcas y Lo Valle en la V región y Metropolitana respectivamente. (Thiele, 1980)

Por último, con respecto a su distribución, la formación Abanico, es amplia en la zona central de Chile, principalmente en la región Metropolitana; los estratos más gruesos aparecen en algunos sectores bastante deformados por pliegues muy marcados, lo que, junto a una mayor alteración de las rocas (zeolitización y cloritización), permite distinguirla mejor de la formación Farellones. (Thiele, 1980)

b) Formación Farellones (Tsf)

Esta formación corresponde a una unidad terrígena, es decir, formada en época de regresión y que como característica presenta una mayor actividad volcánica en comparación a una época transgresiva combinada con una mayor velocidad de profundización del geosinclinal Andino, como se deduce por los mayores espesores en este tipo de formaciones.

Se evidencia una discordancia de plegamiento y de erosión, entre la formación Coya-Machalí y la formación Farellones, y otra que separa a esta formación de vulcanitas neoterciarias y cuaternarias. (KLOHN, 1960)

El nombre de esta formación fue propuesto por Muños Cristi en 1953 debido a la secuencia de capas que afloran en la localidad Farellones (centro de ski), sin embargo, la Formación Farellones como tal fue propuesta y definida por Klohn en 1960, como *“una potente unidad constituida por sedimentos clásticos terrígenos, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas”* (THIELE, 1980).

Esta formación, subyace a la formación Coya-Machalí, límite marcado por una discordancia angular. Esto puede apreciarse en algunas localidades, entre los estratos de Farellones y Coya-Machalí, sin embargo, en extensas áreas se presenta una pseudoconcordancia entre ambas formaciones, lo que provoca que la diferenciación entre una formación y otra sea difícil.

A modo general, la Formación Farellones termina en la superficie actual de erosión, por lo que su techo queda indefinido: en algunos lugares se encuentran basaltos, y andesitas neoterciarias y cuaternarias dispuestas con marcada discordancia sobre la formación. (KLOHN, 1960)

En cuanto a la litología de esta formación, esta está compuesta por lavas (con mayor presencia con respecto a los otros), tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas, presenta alternancias de rocas volcanoclásticas más finas, en tramos de 4 a 5 metros, producen una marcada estratificación, lo que permite su diferenciación con respecto a la Formación Abanico.

Las tobas de lapilli son de color gris claro y presentan clastos de 4 a 12 mm de diámetro, de riolitas y andesitas porfíricas en una matriz cinerítica fina; por su parte, las ignimbritas son de color gris claro y presentan textura fluidal, con clastos de andesitas y obsidianas; y por último, las brechas volcánicas contiene fragmentos angulares de más de 2 mm de diámetro, donde localmente, estas rocas aparecen muy alteradas a arcillas, limolita, hematita y sílice.

Las sedimentitas lacustres corresponden a conglomerados, areniscas, y lutitas finamente estratificadas, donde los afloramientos más importantes se observan al oeste de la laguna Negra y de la morrena homónima. (KLOHN, 1960)

El espesor de esta formación se estima en 2.500 m, pero este aparece aumentado con los numerosos mantos intrusivos y lacolitos intercalados en la secuencia. (Thiele, 1980)

Con respecto a la edad de esta formación, este autor afirma que no se han encontrado fósiles que permitan asignar una edad a la Formación Farellones, sin embargo, se dispone de algunas dataciones radiométricas, en rocas de esta serie por el método K/Ar, resultando en valores entre los 18,5 y 0,2 m.a. y $17,3 \pm 0,3$ m.a. (Drake et al 1976 en Thiele 1980) de muestras tomadas en distintas partes de la formación ; además, “otras dataciones K/Ar en roca total, y en plagioclasa , realizadas en rocas pertenecientes al límite Abanico-Farellones, han dado respectivamente los siguientes valores : $22,9 \pm 0,5$ m.a. , $22,4 \pm 0,5$ m.a. y $24,1 \pm 1,0$ m.a.” (Thiele, 1980); por lo que se le atribuye una edad miocena a la formación Farellones, y que puede ser correlacionada con las formaciones Hornitos (III región), y Malla-Malla (VIII región).

En cuanto a la distribución de esta unidad, esta se distribuye en dirección norte-sur.

La unidad aflora en capas mejor estratificadas y menos deformadas que las de la formación Abanico, manteniendo estas una posición sub-horizontal a una inclinación máxima de 25° ; además, se aprecian en la secuencia leves disconformidades angulares, lo cual parece ser común en este tipo de unidades volcánicas. (THIELE, 1980)

De acuerdo con Godoy *et al* (1990), la formación farellones es una de las más populares en la literatura de la geología chilena, atribuyéndole características litológicas, de edad, características geoquímicas y significado geotectónico, sin embargo, “*en la localidad tipo, Farellones, esta formación no representa un desarrollo estratigráfico completo y se han incluido en ella rocas que pertenecen a secuencias más antiguas*”.

Es por lo descrito anteriormente, que GODOY *et al* (1990) proponen una redefinición de esta formación, “*utilizando como nueva sección estratigráfica de referencia aquella expuesta en los faldeos septentrionales del Cerro La Gloria, Estero La Cañada ,al norte del valle del Rio Aconcagua*” en donde se registra una secuencia estratigráfica completa de la formación y junto con aquella expuesta en la localidad de Farellones, pasarían a constituir su estrato tipo compuesto, y que en el faldeo del cerro La Gloria se pueden distinguir dos miembros:

-un miembro inferior, que está constituido por tobas e ignimbritas riolíticas muy frescas, con intercalaciones delgadas de volcanitas; los espesores de cada depósito piroclástico varían entre 5 y 20 m, presentando el conjunto una coloración gris clara a blanquecina.

-un miembro superior, que sobreyace concordantemente al anterior y que está compuesto por lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos; de color gris muy oscuro a pardo oscuro, presenta, localmente, muy buena estratificación, donde en algunos casos incluye intercalaciones de rocas más ácidas. Asociadas a lavas se encuentran formas que permiten identificar restos de aparatos volcánicos muy erodados. Su espesor máximo es mayor que 1.500 m, constituyendo su techo la superficie de erosión actual. (Godoy et al., 1990)

Los mismos autores afirman que las rocas que afloran entre el río Mapocho (por el norte) y el río Maipo (por el sur) constituyen una sola unidad volcano-sedimentaria, que correspondería a la formación Abanico y no a la formación Farellones como se había determinado en alguna ocasión.

c) Formación Colorado-La Parva (Tscp)

Su nombre se debe a la presencia de esta unidad a nivel muy localizado en el cordón de los cerros Colorado y La Parva, y corresponde a un conjunto de rocas integrado por pórfidos riolíticos, en estructura del tipo domos y cuellos, asociados con rocas estratificadas pero ligadas a centros de emisión (cerros Colorado y La Parva). Se sobreponen en leve discordancia angular a los estratos de la Formación Farellones.

Se consideran, entonces, como pertenecientes a la formación Colorado-La Parva, a todos los cuerpos volcánicos y subvolcánicos que cortan a la Formación Farellones, incluyendo algunos pórfidos cuarcíferos y otros que aparecen muy alterados. Al igual que en el caso de la Formación Farellones, el techo de esta unidad es la actual superficie de erosión.

Con respecto a la edad de esta formación, esta corresponde a una edad post-miocénica (después de la Formación Farellones) y pre-pleistocénica (pre-glacial)

De acuerdo con THIELE (1980), las dataciones radiométricas corresponden a dos dataciones de K/Ar en biotita y riolita, realizadas en la localidad del río Blanco, arrojaron dos resultados, con valores de 3,92 m.a y 4,59 m.a; y otras dos determinaciones K/Ar en plagiocasa y biotita arrojando valores de $4,9 \pm 0,2$ m.a. y $4,1 \pm 0,1$ m.a., por lo que, por estos valores, se le otorga a la formación Colorado –La Parva como perteneciente al Plioceno.

En cuanto, a la distribución de la formación colorado-La Parva, esta es muy amplia en la región Metropolitana, sin embargo, en la cuenca del río Mapocho esta distribución es más escasa y localizada, y siempre ligada a la formación Farellones. Por otra parte, las estructuras más comunes de los cuerpos subvolcánicos son: filones-manto, lacolitos, diques, domos y cuellos de dimensiones variables, los que aparecen intensamente fracturados, y alterados.

Las riolitas muestran comúnmente una fuerte laminación, la que destaca en el afloramiento.

II. Unidades Intrusivas

a) Unidad intrusiva I

Esta unidad está representada por los intrusivos de mayor extensión del sector de Santiago, ya que instruyen hasta la formación Farellones. Los cuerpos intrusivos más importantes y más conocidos de esta unidad son: Intrusivo La Obra, Intrusivo La Disputada, Intrusivo San Gabriel, Intrusivo La Gloria, e intrusivo Colina.

Con respecto a la litología de esta unidad, está constituida por granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera.

Por otra parte, con respecto a su edad y correlaciones, se puede decir que determinaciones radiométricas, mediante el método K/Ar, han dado valores de: 24,0 m.a. y 10,0 m.a. en biotita (realizadas en intrusivo La Obra e intrusivo Disputada); 10,6 \pm 3 m.a. en plagioclasa, 11,6 \pm 1,3 m.a. en hornblenda y biotita y 13,9 \pm 0,8 m.a. en biotita; es por esto, además de la relación de contacto de estos cuerpos intrusivos con la Formación Farellones, que se asigna una edad fini-miocena a esta unidad. THIELE (1980) afirma que ambas formaciones serían relativamente contemporáneas y los plutones podrían corresponder a las raíces de la cadena volcánica que originó la Formación Farellones.

b) Unidad Intrusiva II

Esta unidad está representada por intrusivos de bastante menor extensión en comparación con la unidad intrusiva I, como stocks, lacolitos; filones-manto y diques, que cortan profusamente hasta la formación Farellones y por algunas chimeneas volcánicas asociadas.

Consisten fundamentalmente, en micro-granodioritas, pórfidos dioríticos, dacitas y andesitas. En general, las rocas atribuidas a esta unidad presentan variaciones texturales desde pórfidos hasta afanitas; han sido mapeadas en lugares donde afloran en estructuras tipos stock y cuellos volcánicos. (THIELE, 1980)

Los cuerpos más importantes debido a la extensión de sus afloramientos, se distribuyen en el área precordillerana de Colina Peldehue, en Renca-Cordón Cerro Manquehue, en el sector Rabicano-Baños azules (valle Colorado), y Estero El Diablo (Lo Valdés).

Los lacolitos y los filones manto están encajonados, preferentemente entre los estratos de las formaciones Abanico y Farellones; los diques son muy abundantes y se distribuyen ampliamente en toda la zona Metropolitana.

Los cuerpos de andesitas intrusivas, que afloran en los cerros Manquehue, Renca y otros lugares han sido incluidas en esta unidad II, cuyo origen parece estar ligado a los

intrusivos mayores de la unidad I, asignándole tentativamente una edad algo más antigua a su enfriamiento.

En cuanto a la edad de esta unidad, esta no está determinada, sin embargo, por dataciones radiométricas mediante método K/Ar en plagiocasa y roca total, realizadas en intrusivos al oeste de Santiago, se dan valores de $19,5 \pm 0,5$ m.a. (en Manquehue) y $21,8 \pm 0,5$ m.a. (Renca-Colorado).

Además, con respecto a los cuerpos intrusivos de esta unidad que se extiende para el sector este de Santiago, se asume que debieran ser más jóvenes ya que estos cortan la Formación Farellones.

4.1.2 Geomorfología

Se analiza la carta geomorfológica de la cuenca del Río Mapocho, (Figura n°4) en la sección andina de esta cuenca lo que corresponde al área de estudio. (ARAYA-VERGARA, 1985)

De acuerdo con este autor, el análisis del conjunto geomorfológico se divide en:

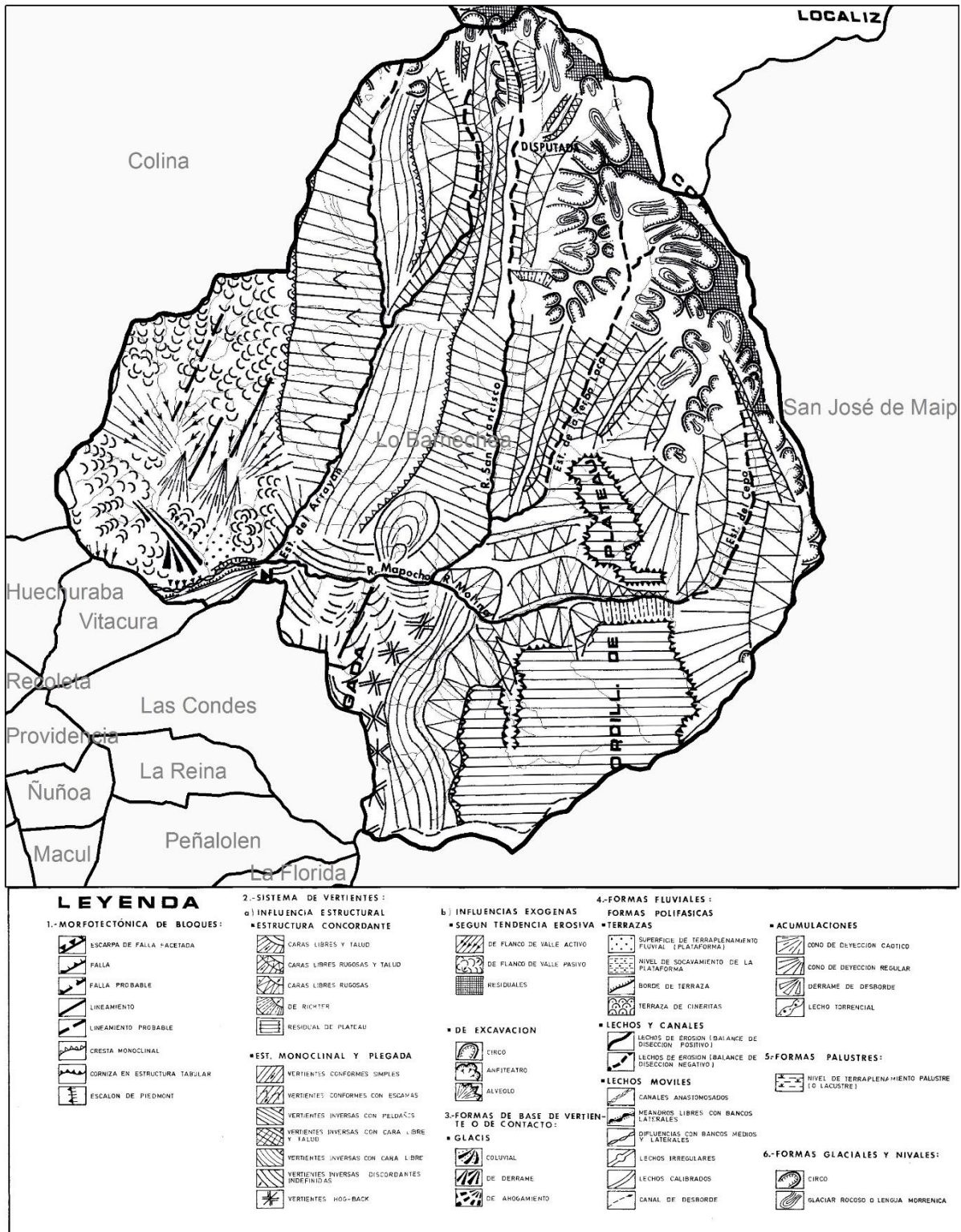
-Morfotectónica de bloques

-Sistema de vertientes

-Talwegs y balance de disección

De manera general, hay que destacar que la forma de la cuenca andina del río Mapocho, es ovoidal con su eje mayor en sentido Norte-Sur (FERRANDO, 2002)

Figura n°4: Carta Geomorfológica de la Cuenca Andina del Rio Mapocho.



Fuente: ARAYA-VERGARA, 1985.

I. Morfotectónica de bloques:

Cordillera principal:

La fractura del valle del Mapocho, en sentido E-W, divide a la alta montaña en dos secciones.

La parte norte, presenta dos fracturas de dirección N-S y NNE-SSW (oblicua), ambas importantes. Estas, separan monoclinales netos en la parte occidental, y residuos de plateau en la parte oriental.

Por otro lado, en la parte sur, el contacto de la fracturación N-S con la depresión intermontana es el rasgo más importante en la tectónica de placas, que corresponde al escarpe de falla facetada notoriamente desalineada, y que delimita a la cordillera plegada por el oeste, sin embargo, esta fracturación es menos clara en el interior del bloque.

Media Montaña y cordón transversal:

Se distingue como tal desde la cuenca del estero El Arrayán hacia el oeste, donde la altura de la montaña baja se conecta con el cordón de Chacabuco.

Por otra parte, “la dirección predominante es NE-SW o NNE-SSW en algunos valles afluentes de la cordillera principal”. Además, el mismo autor, plantea que se encuentran otras fracturas en dirección WNW-ESE coincidente con la dirección del cordón transversal.

En adición a lo anterior, cabe destacar que la condición tectónica predominante es “la deformación de mediano radio de curvatura que da generalmente relieves monoclinales con buzamiento sensiblemente hacia el este”. Además de esa condición ya descrita, se encuentra otra “discordante y muy dislocada con manteos comúnmente mayores a 60°, lo que hace aparecer hog-backs dispersos entre los monoclinales suaves”.

II. Vertientes

Cordillera principal:

Las vertientes se distribuyen en dos principales grupos; *discordantes indiferenciadas e inversas con cara libre*.

Para esclarecer, las vertientes discordantes indiferenciados, son aquellos donde elementos de monoclinales que están fuera de las posiciones inversa o conforme, es decir, exponen transversalmente el buzamiento de las capas. Estas se parecen más a las vertientes inversas.

Por su parte, las vertientes inversas con cara libre son anaclinales y poseen mayor rugosidad rocosa dadas las diferencias de dureza de las capas; su tendencia de a sufrir incisión es mayor, debido a que los planos de estratificación son cortados discordantemente.

Las cumbres de las montañas son “*hog-backs y siguen haces de crestas, debido al fuerte buzamiento y, a veces posición casi vertical de las capas*”, es por esto mismo, que el autor afirma que hay un favorecimiento en el esparcimiento de cornisas que proporcionan material detrítico.

Con respecto al plateau, este se manifiesta al sur del río Molina y al este del estero Covarrubias, “*sus partes culminantes sustentan vertientes residuales de plateau, cuyas pendientes son relativamente bajas*” por lo que no parece que aporten cantidades importantes de detritos a los talwegs. Las capas del plateau se presentan casi horizontales, esto como resultado del radio de curvatura de la deformación del plateau; por lo que los bordes de esta tienen vertientes de aspecto rugoso, y que a veces puede ser favorable para el desarrollo de vertientes de Richter¹⁰, en estos bordes no son tan importantes los taludes, debido a que estos parecen haber sido evacuados recientemente.

Este plateau, en el resto de la cordillera principal, se encuentra muy disectado, donde además “*son abundantes las vertientes de cara libre rugosa y talud, inversas de cara libre y conformes, estando menos representadas estas últimas*”. Los taludes son notables en los valles principales más altos, lo que refleja una “*buena proporción de detritos de las caras libres*” y que se puede apreciar en los valles de El Cepo y de la Yerba Loca, en la parte superior y media del valle del río San Francisco y sector superior del Estero El Arrayán.

Con respecto a los interfluvios, ARAYA-VERGARA (1985), afirma que los más altos de la cuenca, ubicados a más de 3.000 metros de altura, corresponden a vertientes no englaciadas pero con signos de glaciación, y que corresponden a las cabeceras de las cuencas El Cepo, la Yerba Loca, estero El Arrayán y el río San Francisco en el sector de la disputada.

Por su parte, los glaciares denominados como el conjunto de La Paloma y del cerro El Plomo, se encuentran en la cabecera de la cuenca de Yerba Loca y cabecera de la cuenca de El Cepo respectivamente, donde además las lenguas del glaciar que se encuentra en esta cuenca, forman parte del conjunto glacial de El Plomo.

Bajo del punto de vista geomorfológico, es más valiosa la consideración de los circos glacio-nivales, donde en las cabeceras de las cuencas nombradas anteriormente, ellos cubren toda el área nor-oriental de la cuenca. Pertenecieron al dominio glacial del cuaternario, esto debido al reconocimiento de formas morrénicas en los valles altos asociados a circos y que actualmente, pertenecen al dominio nival y periglacial en los que la capacidad para aportar detritos es muy alta, por los procesos de gelifración y que se evidencia en que las paredes de los circos son sectores de avalanchas. Como formas asociadas a los circos, se encuentran los “*glaciares rocosos*” que se encuentran asociados a los taludes de avalancha, lo que se encuentra potenciado por la abundante nivación

¹⁰ Vertiente rectilínea llamada también vertiente de denudación; donde la cara y el talud tienen igual pendiente. Generalmente, el abastecimiento de detritos desde la cara libre al talud es menor que en los casos anteriores, siendo el talud menos activo.

actual, y las temperaturas que facilitan el movimiento, de los detritos, donde a su vez ARAYA-VERGARA (1985) afirma que “los glaciares rocosos parecen ser los índices ambientales más importantes de la zona de circos en la Cordillera del Mapocho” y, finalmente, este autor menciona que estudios realizados por MARANGUNIC (1976) permiten concluir que estas formas poseen importantes reservas de agua con caudales de pocos metros cúbicos por segundo y una velocidad de movimiento de los detritos de alrededor de 1 centímetro por día. “Estos datos son importantes si se piensa que en general las lenguas presentan un talud en su parte terminal, donde el material queda sometido a la acción de la gravedad: el torrente Proglacial se encarga entonces de arrastrar estos detritos en época de fusión”

Cordón transversal y media montaña:

Las vertientes y los talwegs en esta sección de la cuenca están en la región estructural de cobertura detrítico-volcánica. Este conjunto se caracteriza por ser más “esbelto” y más bajo en comparación a la cordillera principal, y *“parece haber influido en una mayor acción de la vegetación y de la acción coluvial productora de formaciones superficiales suavizantes del modelado de las vertientes”* y debido a ello, la estructura no es necesariamente la condición definitiva de clasificación de vertientes, de hecho, fueron clasificadas desde el punto de vista de la *“tendencia erosiva”*. Por esto mismo, en esta sección, se identifican dos tipos de vertientes: las de flanco de valle activo¹¹, y que estas tienen mayor relación con la dinámica reciente y actual de los talwegs, y las de flanco de valle pasivo¹².

La ubicación relativa del balance de disección es inversa a la de la cordillera, esto en concordancia con los tipos de lechos a lo largo del perfil longitudinal de los ríos principales. Con respecto a los lechos superiores, estos muestran un lecho de erosión más bien incidido, al contrario de los lechos inferiores, que indican un acomodamiento al relleno detrítico, ya sea sobre glaciares de derrame de conos torrenciales.

III. Talwegs y balance de disección

Cordillera Principal

Los fondos de los principales valles de esta sección pueden dividirse longitudinalmente en dos partes: la parte superior, la zona de circos, y la parte inferior aguas abajo.

Parte superior: En esta parte, los taludes de detritos de las vertientes y los conos laterales¹³ tienen mucha importancia porque *“estos tienden a ahogar el valle, por lo que el río debe acomodarse a su ubicación sin poder evacuar los materiales gruesos”* y que por lo tanto, el balance de disección es negativo.

¹¹ Formas con superficie rugosa, a causa de la profusa disección, con señales de erosión evidente regolitos móviles o suelos remanentes y materiales en curso. (ARAYA-VERGARA, 1985)

¹² Formas con superficie relativamente regular y lisa, con pocas señales de erosión reciente, regolitos estables, posible cubierta continua del suelo. El aspecto general puede ser bioestático (ARAYA-VERAGRA, 1985)

¹³ Vertientes con talud

Parte Inferior: El fondo del valle está incidido por el río, y no está interferido por taludes ni conos, por lo que en esta sección hay un balance de disección positivo. Esto se refiere a que *“en las condiciones actuales, los materiales aportados a los talwegs en los cursos superiores no son arrastrados importantemente por los ríos, sino en sus fracciones más finas”*

Los sedimentos gruesos suelen tender a permanecer en los valles superiores, debido a la retroactivación negativa¹⁴. Por otra parte, pareciera ser que hay un escaso aporte lateral de materiales en los valles, ya que los taludes no están próximos a los lechos, por lo que la ausencia de taludes y conos en el sector de retroactivación positiva¹⁵, no significa necesariamente que estos materiales son arrastrados por una mayor competencia del río. (ARAYA-VERGARA, 1985).

4.1.3 Suelos

Con respecto a los suelos, a modo general, se puede afirmar, que estos se originan en una escala de tiempo muy amplia, más allá de la humana sino geológica, de hecho, se establece que un centímetro de suelo, se demora unos 500 años aproximadamente en ser formado. (SINIA, 2010)

Según Casanova et al. (2004) el tipo de suelo que presenta la zona central de Chile (V a VIII regiones) en la zona cordillerana, corresponden a suelos delgados sobre roca (regosoles), sin desarrollo (Entisol) y sin aptitud de uso

A modo general, en la zona de estudio, los suelos se caracterizan por encontrarse en sectores con pendientes muy pronunciadas.

Entisoles: Son suelos sin desarrollo, que provienen de depósitos aluviales recientes, o son suelos muy delgados sobre roca, o suelos delgados en pendiente fuerte, o dunas estabilizadas con escasa acumulación de materia orgánica. Anteriormente se conocían como litosoles o regosoles. (CASANOVA, 2004). Son suelos de ladera. (SINIA)

En la precordillera Andina del río Mapocho no existen suelos trumaos ni ñadis; tampoco son suelos cultivables.

En específico, para el área de estudio, de acuerdo con Sepúlveda (2012), *“el carácter cordillerano de la comuna implica una gran proporción de regosuelos, suelos detríticos finos fuertemente arcillosos”*. Además, los depósitos coluviales son bastante abundantes en la mitad inferior de gran parte de las laderas de los relieves andinos.

Estos Regosoles, conforman un piso duro, con roca sana a un metro de profundidad, luego roca alterada en espesor de 70 a 80 cm, y una superficie de manto coluvial pedregoso. (SEPÚLVEDA, 2012)

¹⁴ Los sedimentos gruesos deben tender a permanecer en los valles superiores, ya que los materiales aportados a los talwegs en los cursos superiores no son arrastrados importantemente por los ríos, sino fragmentos más finos.

¹⁵ Los aportes recibidos por los talwegs son arrastrados por los cursos de agua.

Con respecto a la erosión del suelo, la región Metropolitana, presenta una erosión antropizada, esto visto a partir de la V región hacia el sur, al contrario de al norte del país, donde la erosión es natural. El suelo erosionado actual en la región corresponde a 683.047 hectáreas, correspondiente a un 44,3% de la superficie regional, y a un 61,8% de los suelos de la región. (CIREN, 2010)

En el sector precordillerano, la erosión más común es la hídrica, debido a la influencia de las precipitaciones estacionales de alta intensidad; y en la alta montaña, predomina un modelado derivado de la erosión glacial-periglacial, gravitacional y fluvial. (CIREN, 2010).

Con respecto al área de estudio, la comuna de Lo Barnechea, es la tercera comuna en la región Metropolitana, después de Alhué y Colina, más afectada con un suelo erosionado (CIREN, 2010) presentando un 66,3% del suelo total de la comuna dentro de esa condición, además de presentar riesgo potencial de erosión como severo y muy severo. (tabla n°11)

Tabla n°11: Superficie erosionada en sus distintas categorías (en hectáreas)

Comuna	Grado de Erosión								Total General
Lo Barnechea	Sin Erosión	Erosión Ligera	Erosión moderada	Erosión Severa	Erosión Muy Severa	Erosión no Aparente	Otras Categorías	Suelos erosionados	
	0	5.037	10.307	29.361	23.176	664	33.823	67.881	170.249

Fuente: Determinación de la erosión actual y potencial de los suelos de Chile, CIREN, 2010.

Con respecto a la Capacidad del Uso de Suelo, la comuna de Lo Barnechea, en la mayoría de su superficie, presenta categoría VII, esto quiere decir que *“son suelos con limitaciones muy severas que los hacen inadecuados para los cultivos”*, presentan más restricciones que los suelos de clase VI, debido a pendiente muy pronunciadas, suelo delgado, piedras, contenido de agua, salinidad o sodio, clima no favorable. Los suelos de clase VI son utilizados para pastoreo de animales o explotación forestal (CASANOVA, 2010).

4.1.4 Clima

La cuenca alta del Río Mapocho se encuentra inmersa en la zona central de Chile, en la Región Metropolitana en donde su clima corresponde al templado cálido de subtipo mediterráneo (verano seco e invierno lluviosos), a lo que se agrega la influencia de la altura.

En general, en la región se distinguen dos subtipos que se diferencian entre sí, donde en uno predomina una estación seca prolongada de 7 a 8 meses, y en el sector cordillerano (sobre los 2.000 metros) predomina una estación seca más corta, de 4 a 5 meses. (Dirección Meteorológica de Chile, 2015)

I. Características del clima templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada:

La principal característica son las precipitaciones que caen preferentemente en invierno, entre Mayo y Agosto, donde precipita alrededor del 80% de lo que cae en todo el año. Estas precipitaciones son de nieve en aquellas zonas ubicadas sobre 1.500 m de altura. Ocasionalmente ocurre alguna nevazón en sectores más bajos. La época seca está constituida por 7 u 8 meses en que llueve menos de 40 mm. Incluso en algunos de los meses de verano, la normal de agua caída es inferior a 1 mm. En este contexto, la presencia tanto de la Cordillera de la Costa como de la Cordillera de los Andes tienen importantes efectos climáticos: la de la Costa, con algunas cumbres superiores a 2.000 m impide una mayor influencia marítima, a excepción de cuando el nivel de inversión térmica asciende sobre 1.000 m, lo que asociado a vientos del oeste en los niveles más bajos permite el ingreso de nubosidad baja costera a través de los valles fluviales.

La Cordillera de Los Andes produce un efecto de aumento de las precipitaciones y cambio de estado a medida que se asciende, lo que se puede observar en los registros de Central Queltehues, que son más del doble de los de Quinta Normal.

Por otra parte, la situación de continentalidad de la región, hace que la humedad relativa sea baja, ligeramente superior al 70% como promedio anual. Además, las amplitudes térmicas son altas: hay casi 13°C de diferencia entre la temperatura media del mes más cálido (Enero) y la del mes más frío (Julio) y la diferencia media entre las máximas y mínimas diarias es de 14° C a 16° C.

La dirección del viento predominante es del suroeste, siendo más persistente en el verano, con una intensidad media de 15 km/hr. En invierno predominan los vientos calma, es decir, según la escala de Beaufort vientos con una velocidad de 0 a 1 km/hr. (Dirección meteorológica de Chile, 2014)

II. Características del clima templado cálido con estación seca. (Zonas Cordilleranas)

Corresponde a las zonas cordilleranas más altas de la Región, donde son más frecuentes las temperaturas inferiores a 0° C, lo que hace que las precipitaciones invernales sean preferentemente de nieve. También el período es más extenso, dejando una estación seca de sólo 4 a 5 meses. Las bajas temperaturas en general y las intensas nevazones invernales permiten la permanencia de algunos glaciares, como los La Paloma y El Plomo. (Dirección Meteorológica de Chile, 2015)

De acuerdo con Baillón (1987), el clima de la cuenca andina del río Mapocho, “se entiende como un juego de relaciones entre la dinámica atmosférica y el relieve cordillerano”

De acuerdo con Romero y Vinagre (en Baillón y Díaz, 1987), el área de estudio sufre una convección forzada, provocando importantes gradientes. Las precipitaciones aumentan de 450 mm a 900 mm entre los 850 msnm y 2000 msnm, y la mayoría de las veces sobre esta altura las precipitaciones son sólidas.

De acuerdo con estos mismos autores, la distribución de las precipitaciones es irregular y variable en la zona cordillerana debido al relieve y al efecto del cambio climático.

La humedad relativa disminuye con la altura, y por sobre los 2000 msnm, está en promedio llega a un 45%. (BAILLÓN y DÍAZ, 1987)

Las masas de aire, provenientes del océano Pacífico, ingresan a la cuenca por dos vías, definidas por Vinagre (1986 en BAILLÓN y DÍAZ, 1987): el cordón de la Cordillera de la Costa, que actúa como biombo, obligando a las masas de aire húmedo y cálido a subir por la ladera de la cordillera, para atravesar esta y avanzar hacia la depresión central; y la otra vía es por el valle del río Maipo, que comunica esta cuenca con el océano Pacífico.

La caracterización climática de la cuenca andina, se puede realizar a partir de tres elementos del clima:

III. Temperatura, precipitaciones y vientos.

a) Temperatura

De acuerdo con la memoria explicativa del plan regulador de la comuna de Lo Barnechea, la temperatura de la cuenca andina del río Mapocho, está condicionada por la altitud, por la radiación y las condiciones de solana o umbría en las laderas. (Tabla N° 12)

Las temperaturas más bajas se registran entre los meses de Junio y Julio, en el cual las partes más altas predominan las heladas y las precipitaciones sólidas la mayor parte del año. Por su parte, las temperaturas máximas más altas se registran en los meses Enero y Febrero.

En las partes más altas del área de estudio, predominan las heladas y las precipitaciones sólidas la mayor parte del año.

b) Precipitaciones

Las precipitaciones aumentan con la altitud, calculado en un incremento en unos 22 mm por cada 100 mts, sin embargo, pasado los 2.000 msnm en promedio, estas precipitaciones comienzan a ser sólidas. Las precipitaciones son un 26,5 % mayor en el área de estudio (Estación Tobalaba) que las registradas en la estación de Quinta Normal. (Dirección Meteorológica de Chile, 2015) (Tabla n°12)

Para el caso de la estación de Tobalaba, para el periodo de 30 años, la mayor cantidad de precipitaciones se registra en el mes de Junio, donde además, el mes de Agosto también presenta una alta concentración de precipitaciones. (Dirección Meteorológica de Chile, 2015)

c) Vientos

Como consecuencia de la condición de montaña, el área de estudio presenta un sistema de vientos catabáticos y anabáticas con alternancia diaria. Es decir, además de la

circulación en altura, correspondiente a vientos del SW, existen vientos locales que durante el día suben a la cordillera y vientos nocturnos que se mueven en sentido contrario.

La cuenca de La Dehesa es bastante cerrada y repite a su escala, el sistema general de vientos de Santiago, es decir, vientos de sur y oeste, durante el día que hacen subir las masas de aire a la cordillera y vientos más débiles nocturnos que las arrastran en sentido inverso.

d) Isoterma 0°C

Con respecto a la altura de la isoterma 0°C, en los últimos años, para los meses de invierno, que es en realidad donde la isoterma toma una importancia relevante debido a su efecto en el tipo de precipitaciones, esta alcanza los 1.200 metros promedio de altura como valor mínimo y de 3.870 metros promedio como valor máximo. (ONEMI, 2012.)

Tabla n°12: Datos climáticos de temperaturas en °C y precipitaciones en mm, mensuales de Estación Tobalaba, últimos 30 años.

Meses Elementos del clima	Ene	Febr	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Prom
T° máxima (°C)	29,8	29,2	27,3	22,5	18,7	15,8	15,3	16,7	18,9	22,4	25,9	28,4	22,6
T° mínima (°C)	13,5	13,0	11,4	8,7	6,4	4,7	3,6	4,7	6,4	8,3	10,2	12,3	8,6
T° media (°C)	18,9	19,8	20,9	18,1	14,0	10,8	9,8	10,4	11,7	14,3	16,4	18,4	15,3
Precipitación (mm)	0,4	1,9	5,1	16,6	48,4	81,6	62,4	67,7	30,3	15,2	6,0	3,9	28,3

Fuente: Dirección Meteorológica de Chile, 2015.

4.1.5 Vegetación

Existen ciertos patrones que permiten inferir la distribución de las comunidades vegetales en relación con la distribución de los factores ecológicos que influyen sobre ella. El clima es el principal factor ecológico a escala regional. La influencia del clima se expresa fundamentalmente en cambios en la fisonomía de la vegetación, lo que también lleva aparejado cambios en la composición florística. (LUEBERT y PLISCOFF, 2006)

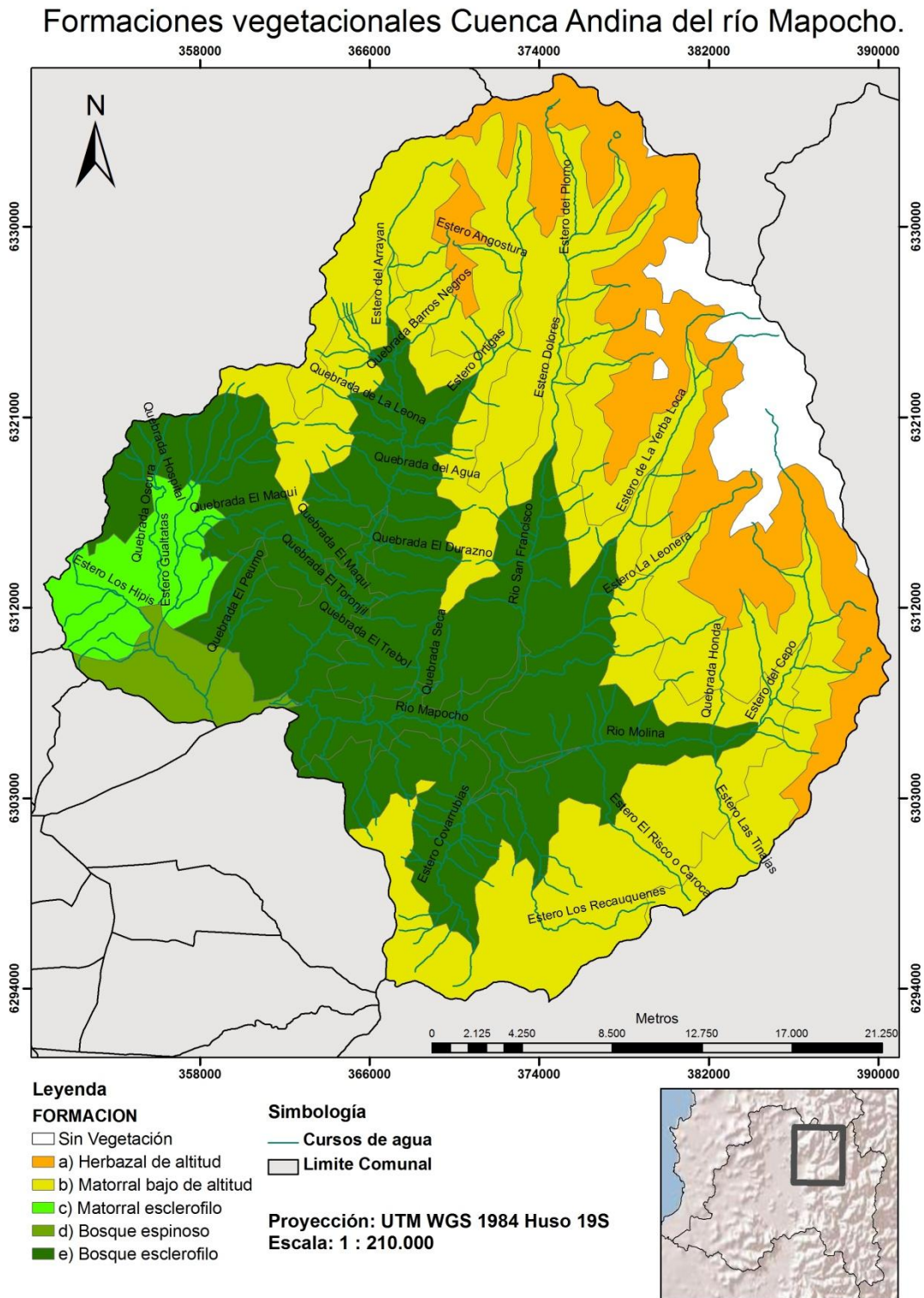
De acuerdo con Quintanilla (1983), *“la latitud y la altitud, y sus efectos asociados, poseen una gran influencia sobre la existencia, extensión, repartición y composición de la vegetación natural de Chile sudamericano”* factores que tienen una importancia mayor respecto de otros países debido a la particular orografía que Chile presenta. (Figura N° 5)

Factores locales y azonales como el suelo, la orientación (sotavento-barlovento), la exposición (solana-umbría) y el agua entre otros, inciden sobre la composición de las

comunidades vegetales, sin embargo, el ser humano es el principal responsable de su estado actual.

El largo y el ancho de nuestro país, además de su relieve, conformado por dos cordilleras y una depresión intermedia, de variadas pendientes y climas locales muy diferentes, *“inciden en el desarrollo de una vegetación sumamente diversificada, tanto en composición como en densidad”* (QUINTANILLA, 1983). Consecuentemente se estima que en nuestro país existen alrededor de 6.000 especies de plantas agrupadas en más de 700 géneros pertenecientes a unas 158 familias.

Figura n°5: Vegetación del área de estudio



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial, MIDEPLAN, 2010, Imagen Satelital *Bings Maps* 2013.

Por eso mismo, la cubierta vegetal está en constante equilibrio dinámico con el medio en el que vive. Y esto se da como resultado de un largo proceso de adaptación al clima al suelo, siendo el clima aquel factor selectivo de las especies que colonizan un área determinada.

De acuerdo con QUINTANILLA (1983), la región inmersa en el ecosistema denominado “de carácter templado mesomórfico”, no presenta límites precisos, por lo que constituye una zona de “intercambio” entre el ecosistema xeromórfico del norte y los higromórfico de Chile austral, sin embargo, se puede ubicar entre los 31°S ó 32° S hasta los 37°S, geográficamente entre la cuenca del río Choapa y la cuenca del río Biobío.

Corresponde a la zona subhúmeda con predominio de vegetación mesófito, arbustiva y arbórea.

Este ecosistema también se conoce como de tipo mediterráneo, ya que la vegetación de precordillera es semejante a la vegetación europea en el sector del mediterráneo. Arbustos de tipo espinoso o de hojas coriáceas cubierta de gruesas cutículas a menudo cerosas para reducir gran parte de la transpiración; las hojas de los árboles poseen, además, cierta dureza y pilosidad; hacia el norte de la región mesomórfica, predominan las estepas espinosas y a hacia el sur predominan matorrales coriáceos. (QUINTANILLA, 1983).

En adición a lo anterior, hay que destacar que esta región es la más antropizada del país, por lo que es uno de los ecosistemas más alterados, además de presentar una mayor introducción de especies exóticas tanto e flora como en fauna. (QUINTANILLA, 1983)

Los pisos de vegetación se denominaron haciendo referencia a la fisonomía de la vegetación dominante, el macrobioclima, la ubicación geográfica general, y una o dos especies vegetales dominantes, representativas y en lo posible, diferenciales del piso de vegetación. La denominación “interior” se emplea para las unidades ubicadas en la depresión intermedia de Chile.

Se ha utilizado el concepto de pisos de vegetación, como unidad básica de una tipología de unidades de vegetación natural; los pisos de vegetación, definidos como *“espacios caracterizados por un conjunto de comunidades vegetales zonales con estructura y fisonomía uniforme, situadas bajo condiciones mesoclimáticamente homogéneas, que ocupan una posición determinada a lo largo de un gradiente de elevación, a una escala espacio-temporal específica”* se considerarán para el análisis de la vegetación del área de estudio, donde los elementos fundamentales para la definición de un piso de vegetación, son la formación vegetal y el piso bioclimático. (LUEBERT y PLISCOFF, 2006)

El concepto de pisos de vegetación (definido anteriormente) sintetiza la respuesta de la vegetación, en términos de su fisonomía y especies dominantes, a la influencia del mesoclima, reflejado a través de la definición pisos bioclimáticos. Un piso de vegetación se caracteriza típicamente por una formación vegetal con especies dominantes específicas y un piso bioclimático bajo el cual tales formaciones pueden ser encontradas.

El espacio que se identifica con un piso de vegetación puede ser caracterizado, a posteriori, por su composición florística, su dinámica y su heterogeneidad florística. (Luebert y Pliscoff, 2006).

Con respecto a los macrobioclimas, la clasificación bioclimática de Rivas-Martínez define cinco de estos a escala mundial: tropical, mediterráneo, templado, (anti)boreal, y polar, basados en la magnitud y estacionalidad de las temperaturas y precipitaciones. Según Armijo y Ramírez (1998), en Chile están presentes los cinco macrobioclimas. (Luebert y Pliscoff, 2006)

Los pisos de vegetación se denominaron en el trabajo de LUEBERT y PLISCOFF (2006) haciendo referencia a la fisonomía de la vegetación dominante, el macrobioclima, la ubicación geográfica general, y una o dos especies vegetales dominantes, representativas y en lo posible, diferenciales del piso de vegetación.

I. Vegetación de la cuenca Andina del Rio Mapocho

En el área de estudio se reconocen las siguientes formaciones vegetacionales, las que tienen las siguientes características y composición (Figura n° 6)

De acuerdo a la información proporcionada por LUEBERT y PLISCOFF en (2006), el sector de la cuenca andina del río Mapocho, presenta 7 tipos de pisos vegetacionales diferentes.

a) Herbazal de altitud

a.1. Herbazal mediterráneo andino de *Nastanthus spathulatus* y *Menonvillea spathulata*

b) Matorral bajo mediterráneo

b.1 Matorral bajo mediterráneo andino de *Laretia acaulis* y *Berberis empetrifolia*

b.2 Matorral bajo mediterráneo andino de *Chuquiraga oppositifolia* y *Nardophyllum lanatum*

c) Matorral arborescente esclerófilo

c.1 Matorral arborescente esclerófilo mediterráneo interior *Quillaja saponaria* y *Porlieria chilensis*

d) Bosque espinoso

d.1 Bosque espinoso de mediterráneo andino de *Acacia caven* y *Baccharis paniculata*

e) Bosque esclerófilo

e.1 Bosque esclerófilo mediterráneo andino de *Quillaja saponaria* y *Lithraea caustica*

e.2 Bosque esclerófilo mediterráneo andino de *Kageneckia angusifolia* y *Guindilia trinervis*

A continuación se detallarán las descripciones, dinámicas y distribuciones de las formaciones vegetales nombradas anteriormente.

a.1 Herbazal mediterráneo andino de *Nastanthus spathulatus* y *Menonvillea spathulata*

Descripción: Desierto de altura, muy abierto, donde destacan hierbas en roseta como *Menonvillea spathulata*, *Nassauvia lagascae* y *Nastanthus spathulatus* y gramíneas como *Hordeum comosum* y *Trisetum preslei*. Las plantas crecen muy esparcidas entre las rocas para refugiarse de las condiciones extremas de fuertes vientos y bajas temperaturas.

Dinámica: Existe evidencia específica que muestra que los síndromes de polinización y dispersión de las plantas son predominantemente abióticos a grandes altitudes, lo que probablemente favorece la autogamia y tiene influencia en la dinámica regenerativa de la vegetación, pero al parecer no se sabe exactamente como operan esas influencias. Se ha demostrado que las plantas anuales tienden a formar bancos persistentes de semillas con más frecuencia que las plantas perennes, como respuesta a la variación estacional de la cobertura de nieve. Los procesos de remoción en masa son frecuentes, favorecen la movilidad espacial de las semillas y están limitando permanentemente el avance de la sucesión.

Distribución: Sectores elevados de la Cordillera de los Andes, sobre 3.300 m, en la región del Libertador Bernardo O'Higgins, Metropolitana de Santiago, de Valparaíso y sur de Coquimbo, pisos bioclimáticos crio-mediterráneo, semiárido superior, seco, subhúmedo, y húmedo inferior hiper-oceánico y oceánico.

b.1 Matorral bajo mediterráneo andino de *Laretia acaulis* y *Berberis empetrifolia*.

Descripción: Matorral bajo dominado por subarbustos y plantas en cojín como *Berberis empetrifolia* y *Laretia acaulis*, respectivamente. Entre las herbáceas destacan *Oxalis compacta* y las Gramíneas *Poa holciformis*, *Bromus setifolius* y *Hordeum comosum*. Muestra una variación latitudinal con un aumento hacia el sur en la importancia de los elementos de los matorrales alto andinos de Coquimbo, pero en sus especies dominantes mantiene una fuerte homogeneidad a lo largo de su amplio rango de distribución. En su área sur de distribución, nuevos antecedentes aun no publicados indican la existencia de una vegetación diferente, en que las especies dominantes son *Festuca thermarum* y *Senecio leucophyton*, que provisionalmente se encuadra en el ámbito de este piso de vegetación.

Comunidades zonales: *Laretietum*, *Azorella madreporica*-*Laretia acaulis*, asociación de *Laretia acaulis* y *Berberis empetrifolia*.

Comunidades intrazonales: *Patosia clandestina-Juncusbalticus*, *Patosia clandestina-Pernettya pumila*

Dinámica: Las condiciones climáticas severas, alta radiación solar, bajas temperaturas y fuertes vientos, determinan la fisonomía de la vegetación. Las plantas ocupan biotopos protegidos y son frecuentes las relaciones de facilitación donde unas plantas actúan como nodrizas para la regeneración y desarrollo de otras, siendo posiblemente las plantas en cojín los primeros colonizadores de terrenos descubiertos. Es posible que la presión de ganado produzca una alteración de la estructura y composición de la vegetación, disminuyendo su cobertura y provocando la invasión de especies introducidas.

Distribución: Laderas occidentales altas de la Cordillera de los Andes en el norte de la región del Maule, región del Libertador Bernardo O'Higgins, Metropolitana de Santiago, de Valparaíso y sur de Coquimbo, entre 2.000 y 2.600 m en la zona sur y 2.600 y 3.300m en la zona norte, en los pisos bioclimáticos oromediterráneo y criomediterráneo inferior seco superior, subhúmedo y húmedo hiperoceánico y oceánico. También presente en áreas adyacentes de Argentina.

b.2 Matorral bajo mediterráneo andino de *Chuquiraga oppositifolia* y *Nardophyllum lanatum*

Descripción: Matorral bajo con una cobertura vegetal que generalmente oscila entre 20 y 40%, dominado por subarbustos, donde destaca la presencia de *Chuquiraga oppositifolia*, *Mulinum spinosum*, *Nardophyllum lanatum*, *Viviana marifolia*, *Ephedra chilensis* y *Tetraglochin alatum*. Las herbáceas perennes son también frecuentes, en especial *Phacelia secunda*, *Tropaeolum polyphyllum* y *Argyria adscendens*.

Comunidades zonales: *Mulinetum*, *Mulinum spinosum* - *Chuquiraga oppositifolia*, *Chuquiraga oppositifolia* - *Guindilia trinervis*, *Fabiana imbricata* – *Ephedra chilensis*.

Comunidades intrazonales: *Patosia clandestina- Juncus balticus* (vegas), *Escallonia myrtoidea* - *Maytenus boaria* (quebradas)

Dinámica: Es posible que perturbaciones de mesoescala como eventos de remoción en masa estén actuando permanentemente, limitando el avance de la sucesión, aunque no es posible, con el conocimiento actual, identificar cuáles son las especies pioneras. Observaciones directas sobre la composición florística revelan la presencia de un conjunto de especies introducidas asociadas al ganado.

Distribución: Ampliamente repartida en las laderas altas de la Cordillera de los Andes de la región del Libertador Bernardo O'Higgins, Metropolitana de Santiago, de Valparaíso y sur de Coquimbo, entre los 2.000-2.600 msnm, pisos bioclimáticos supramediterráneo superior, y oromediterráneo seco, subhúmedo y húmedo inferior hiperoceánico y oceánico.

c.1 Matorral arborescente esclerófilo mediterráneo interior de *Quillaja saponaria* y *Porlieria chilensis*

Descripción: Formación arborescente abierta dominada por arbustos altos como *Porlieria chilensis* o *Cordia decandra*, entre los cuales, crecen individuos de *Quillaja saponaria* o *Lithraea caustica*, acompañados por *Colliguaja odorífera*. Debido a la fuerte intervención que ha sufrido, actualmente su estructura y composición florística están transformadas a un matorral abierto y fuertemente penetrado por elementos de los matorrales desérticos, como *Flourensia thurifera* y *Heliotropium stenophyllum*, e incluso adopta la fisonomía de una pradera anual donde la vegetación leñosa ha sido completamente eliminada.

Comunidades zonales: tipos *Colliguaja odorífera*, tipo *Erodium moschatum*, tipo *Flourensia thurifera*, tipo *Gutierrezia resinosa*, tipo *Haplopappus angostifolius*, tipos *Pectocarya dimorpha* (ruderal), *Trevoa trinervis*- *Colliguaja odorífera*, *Puya berteroniana*-*Trichocereuschilensis*, *Puya berteroniana* - *Adesmia arbórea*, *Quillaja saponaria*-*Porlieria chilensis*, *Lithraea caústica*, *Colliguaja odorífera*.

Comunidades intrazonales: *Salix chilensis* – *Maytenus boaria* (cursos de agua), *Tessaria absinthioides* – *Baccharis pingraea* (cursos de agua) *Tessaria absinthioides* – *Pleocarphus revolutus* (cursos de agua)

Comunidades extrazonales: tipo *Heliotropium stenophyllum* tipo *Flourensia thurifera*-*Colliguaja odorífera*, *Flourensia thurifera*- *Heliotropium stenophyllum*, *Brigdesia incisae folia* - *Flourensia thurifera*.

Composición florística: *Avena barbata*, *Baccharis paniculata*, *Brigdesia incisae folia*, *Bromus bertarianus*, *Colliguaja odorífera*, *Cordia decandra*, *Ephedra chilensis*, *Erodium cicutarium*, *Flourensia thurifera*, *Heliotropium stenophyllum*, *Kageneckia oblonga*, *Lithraea caustica*, *Llagunoa glandulosa*, *Ophryosporus paradoxus*, *Porlieria chilensis*, *Proustia cuenifolia*, *Quillaja saponaria*, *Retanilla trinervia*.

Dinámica: Probablemente sea similar a la citada para los bosques esclerófilos, donde la colonización de algunos individuos arbustivos genera las condiciones para la inmigración de otros individuos, generándose, una estructura horizontal agrupadas de las comunidades vegetales. La degradación antrópica severa conduce a un matorral dominado por *Gutierrezia resinosa*. Los matorrales de *Flourensia thurifera* probablemente se encuentran en las fases intermedias de la sucesión.

Distribución: Interior y laderas andinas de las regiones de Valparaíso y Coquimbo, 500-1.500m, en los pisos bioclimáticos mesomediterráneos semiárido y seco hiérocánico.

d.1 Bosque espinoso mediterráneo andino de *Acacia caven* y *Baccharis paniculata*

Descripción: Matorral espinosos arborescente, abierto, dominado por *Acacia caven* y *Baccharis paniculata*. Ocasionalmente se encuentran algunos individuos arbóreos aislados de *Quillaja saponaria*, *Lithraea caustica*, o *Kageneckia oblonga*. Las especies arbustivas más comunes son *Colliguaja odorífera*, *Retanilla trinervia*, y *Trevoa*

quinquenervia. En la estrata herbácea, que suele ser muy abundante en primavera, participan varias especies introducidas, como *Avena barbata*, *Bromus berterianus*, y *Centaurea melitensis*, y nativas, principalmente *Helenium aromaticum*, *Moscharia pinnatifida* y *Phacelia brachyantha*.

Comunidades zonales: *Acacietumcavenii*, *Cestro - Trevoetum*, *Bromo-Lolietum*, *Melioto-Avenetum*, *Acacia caven - Lithraea caustica*.

Comunidades intrazonales: *Rubo - Cestretum* (ruderal, cursos de agua). *Persea lingue-Luma chequen* (cursos de agua).

Composición florística: *Acacia caven*, *Avena barbata*, *Baccharis paniculata*, *Bromus berterianus*, *Centaurea melitensis*, *Cestrum parqui*, *Colliguaja odorífera*, *Gochnatia foliolosa*, *Helenium aroamticum*, *Kageneckia oblonga*, *Lithraea caustica*, *Madia sativa*, *Moscharia pinnatifida*, *Muehlenbeckia hastulata*, *Retanilla trinervia*, *Pasithea coerulea*, *Phacelia brachyantha*, *Podanthus mitiqui*, *Quillaja saponaria*, *Solanum ligustrinum*, *Trevoa quinquenervia*, *Vulpya myuros*.

Dinámica: De acuerdo con los antecedentes y con la posición ecológica, probablemente corresponde a una fase de degradación del bosque esclerófilo original, que se recuperaría en ausencia de presión antrópica (Caro, 1996)

Distribución: Laderas bajas (piedemonte) de la Cordillera de los Andes, de la Región Metropolitana de Santiago, y de la del Libertador Bernardo O'Higgins, entre 600 y 1.200 m. Se encuentra en los pisos bioclimáticos mesomediterráneo inferior semiárido y seco oceánico.

e.1 Bosque esclerófilo mediterráneo andino de *Quillaja saponaria* y *Lithraea caustica*

Descripción: Bosque esclerófilo, típicamente dominado por *Lithraea caustica*, *Quillaja saponaria* y *Kageneckia oblonga*; *Cryptocarya alba* es localmente abundante en sectores de mayor humedad. La estrata arbustiva es muy diversa destacando la presencia de *Escallonia pulverulenta*, *Proustia cuneifolia*, *Colliguaja odorífera*, *Satureja gilliesii* y *Teucrium bicolor*. La estrata herbácea también es diversa, con importante presencia de geófitas como *Alstroemeria haemantha*, *Pasithea coerulea* y *Solenomelus pedunculatus*. Las laderas rocosas de exposición norte generalmente presentan un matorral dominado por *Colliguaja odorífera*, *Puya berteroniana* y *Echinopsis chiloensis*, con presencia de individuos aislados de *Quillaja saponaria* o *Lithraea caustica*. En algunas zonas costeras este bosque se encuentra asociado a *Jubaea chilensis*.

Comunidades zonales: *Quillaja -Lithraea tum*, *Jubaea tum*, *Quillaja saponaria-Lithraea caustica*, *Quillaja saponaria-Colliguaja odorífera*, *Cryptocarya alba -Quillaja saponaria*, *Cryptocarya alba*. *Lithraea caustica*, *Jubaea chilensis-Lithraea caustica*, *Puya berterionana-Adesmia arbórea*, *Chusquea cumingii*.

Comunidades intrazonales: *Persea lingue*-*Luma chequen* (quebradas) *Persea lingue*-*Drimys winteri*, *Cryptocarya alba*-*Persea lingue*.

Dinámica: Los boques esclerófilos de Chile han estado sometidos a fuertes presiones antrópicas (incendios, talas, pastoreo), razón por la que actualmente se encuentran muy degradados. La degradación de bosque esclerófilo original tiene como efecto una transformación estructural y cambios en la composición florística, que dependen del tipo y nivel de perturbación. Los primeros estadios de degradación producen la transformación estructural de bosque a matorral arborescente y una penetración de elementos más xerófitos como *Baccharis linearis* y *Muehlenbeckia hastulata*.

Perturbaciones más severas podrían producir la transformación completa del bosque en un espinal dominado por *Acacia caven* o incluso en una pradera anual. Teóricamente, en ausencia de perturbaciones, estas comunidades de degradación tienden a recuperarse a través de mecanismos de facilitación, para retornar a su estado original, cuya composición de especies dominantes dependerá de las condiciones específicas del sitio, en especial, la disponibilidad hídrica.

Distribución: Laderas bajas de la Cordillera de los Andes y de la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa de la región del Libertador Bernardo O'Higgins, Metropolitana de Santiago, y de Valparaíso, entre los 200 y 1.700 msnm, pisos bioclimáticos mesomediterráneo seco y subhúmedo inferior oceánico.

e.2 Bosque esclerófilo mediterráneo andino de *Kageneckia angusifolia* y *Guindilia trinervis*

Descripción: Bosque esclerófilo abierto dominado por *Kageneckia angusifolia* en la estrata arbórea y por *Guindilia trinervis* y *Colliguaja integerrima* en la estrata arbustiva. Es frecuente la presencia de elementos propios de los pisos altitudinales inmediatamente inferiores (*Kageneckia oblonga*, *Baccharis rhomboidalis*) y superior (*Tetraglochin alatum*, *Viviania marifolia*, *Phacelia secunda*), por lo que en algunos trabajos se le ha otorgado un carácter transicional entre el bosque esclerófilo y el matorral bajo de altitud. La estrata herbácea está típicamente dominada por *Acaena pinnatifida* y *Stachys grandidentata*. En laderas de exposición norte es frecuente observar matorrales espinosos dominados por *Puya berteroniana* y *Echinopsis chilensis*. En las zonas marginales más húmedas, es posible encontrar un bosque abierto dominado por *Austrocedrus chilensis* y *Schinus montanus*.

Comunidades zonales: *Fabianetum imbricatum*, *Azaro-Escallonietum*, *Kageneckia angustifolia*- *Guindilia trinervis*, *Colliguaja integerrima* – *Tetraglochin alatum*, *Fabiana imbricata* – *Ephedra chilensis*, *Puya berteroniana* – *Trichocereus chilensis*, *Austrocedrus chilensis* - *Schinus montanus*.

Comunidades intrazonales: *Escallonia myrtoidea* - *Maytenus boaria* (quebradas)

Dinámica: El reclutamiento de *Kageneckia angustifolia* parece estar asociado a la acumulación de nieve, la mayor cantidad de nieve tiende a retardar la germinación y las plántulas tiene menos posibilidades de sobrevivir a la estación seca, por lo que bajo los individuos preexistentes de *Kageneckia*, la probabilidad de sobrevivencia es mayor, ya que la acumulación de nieve es menor, lo que explicaría la distribución espacial agrupada en manchones. La formación de nuevos manchones de vegetación ocurre a través de mecanismos de facilitación de las especies colonizadoras que permitirían la colonización por parte de las especies arbóreas.

Distribución: Laderas medias de la cordillera de los Andes de la región del Libertador Bernardo O'Higgins, Metropolitana de Santiago, de Valparaíso y de Coquimbo, entre los 1.400 y 2.200 metros, pisos bioclimáticos supramediterráneo inferior semiárido, seco, subhúmedo, y húmedo inferior hiperoceánico y oceánico.

4.2 Variables condicionantes del terreno

4.2.1 Determinación y caracterización de condicionantes del terreno propiciantes de la ocurrencia de flujos de detritos.

Para identificar la amenaza, establecer las áreas de susceptibilidad a ocurrencia de flujos de detritos y espacializarlas, es necesario determinar aquellas condiciones que lo favorecen o que crean una situación potencial para ello. Para que un flujo de detritos se inicie y desarrolle, HAUSER (1993) afirma que una serie de factores geográficos, climáticos, tectónicos y geológicos deben concurrir e interactuar en un determinado tiempo y espacio.

Como se ha señalado anteriormente, estas condiciones se conocen como factores tanto condicionantes como desencadenantes, y corresponden a aquellos que generan una situación potencialmente inestable. (LARA, 2007).

Estas condiciones corresponden al estado del terreno; diversos factores geológicos, geomorfológicos, de suelo, vegetación, hidrológicos y antrópicos que influyen en la estabilidad, a la vez que factores climáticos y telúricos benefician el desencadenamiento de un fenómeno como el de los flujos de detritos, factores que fueron establecidos anteriormente en el marco teórico.

Sin embargo, pese a que son muchos los factores que inciden en un proceso de movimiento en masa, en este trabajo se consideran cinco variables para la determinación de las áreas susceptibles a flujos de detritos, cada uno con diferentes jerarquías (o ponderaciones) con respecto a la incidencia de estos en el inicio del proceso, a saber:

I. Geología:

De acuerdo a lo señalado precedentemente, el inicio y desarrollo de flujos de detritos está condicionado por características específicas de la geología, litología, geomorfología y del suelo. Según HAUSER (1993) *“los ambientes constituidos por secuencias sedimentarias y volcanoclásticas sometidos a intensas deformaciones tectónicas poscretácicas (con*

inclusión de episodios compresivos y extensivos), junto a terrenos vinculados a actividad eruptiva terciaria a moderna, resultan especialmente favorables al desarrollo de procesos de movimientos en masa”.

En cuanto a la zona central de Chile, la Formación Abanico está conformada por rocas de estas características, por ello menos resistentes siendo más susceptibles a sufrir desestabilizaciones. Con respecto a la Formación Farellones, esta consiste en un extenso conjunto rocoso integrado por una cobertura de rocas volcánicas rígidas y más resistentes, pero tectónicamente afectado durante la orogenia andina.

De acuerdo al mismo autor, en el desarrollo de la Formación Farellones se provocaron esfuerzos tensionales, rupturas y discontinuidades mecánicas vinculadas a los planos de estratificación, lo cual acentúa los procesos de detritificación superficial, creando condiciones favorables para la generación de movimientos en masa.

Con respecto a las unidades intrusivas identificadas y descritas en el área de estudio, hay que afirmar que estas, aunque son más jóvenes, unas presentan grados de intemperización y alteración al estado de maicillos, y otras ostentan sistemas de fracturas que facilitan el desprendimiento de bloques. Por ello, si bien pueden parecer más estables, su rol en la generación de flujos detríticos debe ser considerada desde el punto de vista del aporte de detritos.

Conforme a lo señalado, se utiliza la variable geológica de acuerdo con el grado de erosión, edad, afectación tectónica e intemperismo como indicadores de la inestabilidad y como condicionante de la generación de flujos de detritos.

De este modo, las tres distintas formaciones geológicas y las dos unidades intrusivas identificadas en la cuenca andina del Río Mapocho son catalogadas en cuanto favorecedoras de la ocurrencia de este tipo de movimientos en masa. Considerando lo anteriormente dicho, se plantea que las unidades Intrusivas I y II representan una amenaza leve.

Para el caso de la Formación Farellones, se establece que esta representa un nivel de amenaza moderado ya que su grado de alteración es mayor con respecto a las unidades intrusivas, siendo categorizado como de nivel “medio” y su grado de fracturamiento como de nivel “leve” (FERRANDO, 2000).

Con respecto a la Formación Abanico, se toma como antecedente lo ocurrido en 1993 en el sector oriente de Santiago (fenómenos aluvionales), donde las características estructurales de esta formación generan un control en la dirección de los flujos, en la gradiente y en el modelo de drenaje de las aguas superficiales, generando un sistema de captación muy eficiente (NARANJO, 1996); Además, esta Formación presenta un grado de alteración medio a fuerte, un grado de fracturamiento fuerte con rocas estratificadas y pliegues marcados, por lo que en cuanto a la incidencia de esta como factor condicionante a la generación de flujos de detritos, cualitativamente su nivel de amenaza se considera como “Alto”.

Finalmente, la formación Colorado-La Parva presenta un grado de alteración y de fracturamiento intenso (FERRANDO, 2000) por lo que su incidencia como factor condicionante a la generación de flujos de detritos es muy elevado. Por ello, cualitativa y comparativamente su nivel de amenaza se considera como “Muy Alto”.

Por lo tanto, tomando en cuenta el análisis efectuado en estas unidades y formaciones geológicas, condiciones litológicas, grado de erosión geológica y alteración, se establecen los siguientes niveles de amenaza: (Tabla n°13)

Tabla n°13: Valores asignados y niveles de amenaza para cada formación y/o unidades geológica(s) presentes en el área de estudio

Formación o unidades geológicas	Valor Asignado	Nivel de amenaza
Unidades Intrusivas I y II	1	Leve
Formación Farellones	2	Medio
Formación Abanico	3	Alto
Formación Colorado-La Parva	4	Muy Alto

Fuente: Elaboración propia en base a análisis geológico (FERRANDO, 2000)

II. Cobertura vegetal:

Se conoce a modo general, que la vegetación tiende a dar cierta estabilidad a las laderas o al terreno. (USGS¹⁶ (2004), HAUSER (1993) y LARA (2007)) sin embargo, esto ocurre de acuerdo a la zona climática en la que está inmersa. A modo de ejemplo, LARA (2007) menciona que en zonas climáticas lluviosas, la vegetación no siempre ayuda en la disminución de la erosión en las laderas, esto ya que la vegetación tiende a incrementar la infiltración del agua, provocando una saturación del material que puede provocar una menor resistencia y deslizamiento de material, lo cual es coincidente con lo establecido por FERRANDO (2006), quién además menciona el rol de patrón radicular en relación al espesor de los suelos y la rugosidad del sustrato; por su parte, en LARA (2007) se determina que la estabilidad de las laderas con respecto a la vegetación está dada por la topografía y el clima.

Por lo anteriormente dicho, se considera la cobertura vegetal, cuya presencia y densidad tiene directa relación con el clima, la exposición y la altitud, como un factor relevante de las condiciones de estabilidad, ya que, si bien puede proporcionar un cierto grado de estabilidad a unas laderas o terreno, ya que tiende a apretar el material (suelo), protegerlo de la erosión y aumentar la infiltración, esto mismo puede en ciertas condiciones actuar en contra.

Para medir la cobertura vegetal como factor condicionante en la generación de flujos de detritos, se consideran las **formaciones vegetales**, teniendo en cuenta que “la

¹⁶ Servicio Geológico de los Estados Unidos

vegetación ideal para la estabilización de laderas correspondería a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba” (SELBY, 1993 en LARA, 2007) esto debido a que el tallo es más grueso y las raíces más profundas, lo que proporciona mayor firmeza en el suelo, y capacidad de absorber una mayor cantidad de agua.

Para valorizar las formaciones vegetales en cuanto al nivel de amenaza frente a la generación de flujos de detritos, se puede tomar como ejemplo lo que hizo Ponte (1993, en Ferrando, 2000). Este autor asignó valores “relativos” a las distintas formaciones vegetales encontradas en la cuenca del Lago Valencia (Venezuela) y su posterior aplicación en esa área de estudio. (Tabla n°14)

Tabla n° 14 : Valorización de las formaciones vegetales

Código	Atributo	VR	
Formación Vegetal	1	Bosque	3
	2	Matorral	8
	3	Sabana abierta	11
	4	Sabana con chaparro	9
	5	Asoc. Sabana abierta y bosque	10
	6	Asoc. Sabana con chaparro y bosque	8
	7	Descubierto	15

Fuente: Ferrando, (2000) “La cuenca andina del río Mapocho: Determinación de su estado de equilibrio morfodinámico”

Entonces, de acuerdo con el objetivo de esta investigación, y en concordancia con la vegetación presente en el área de estudio, así como considerando las características de la vegetación con respecto a su composición florística, tipo y altura de especies leñosas, estrato herbáceo y grado de cobertura del suelo, se valoriza cada formación vegetal en cuanto a la incidencia en la estabilidad/inestabilidad del terreno y/o ladera, y su condición para generar un flujo de detrito.

Por ello, en este caso de estudio la vegetación denominada como bosque esclerófilo y espinoso es catalogada como la que otorga una mayor estabilidad a las laderas y/o al terreno en sectores de solana y de baja pendiente (formas de base de ladera y piedmont), consecuentemente su nivel de amenaza es definido como bajo. Cuando su ubicación es de umbría, esta condición cambia y pueden ser generadores de deslizamientos de ladera por el incremento del peso de la biomasa y su interacción con la retención hídrica.

Por su parte, aquella formación denominada herbazal presentaría una menor estabilidad con respecto a otras formaciones por la baja protección estacional del suelo y, por ende, el mayor valor de amenaza, ya que es aquella formación la que otorga la menor estabilidad encontrada en el área de estudio.

En cuanto a las formaciones vegetales encontradas en el área de estudio, en el cuadro siguiente se indica su categorización en términos de influencia en la estabilidad del terreno en términos cuantitativos y cualitativos: (Tabla n°15)

Tabla n° 15: Valores asignados y niveles de amenaza para cada formación vegetal presente en el área de estudio

Formación Vegetal	Valor asignado	Nivel de amenaza
Bosque esclerófilo Mediterráneo de solana	1	Bajo
Bosque esclerófilo Mediterráneo de umbría	2	Medio
Bosque espinoso Mediterráneo andino.	1	Bajo
Matorral arborescente	2	Medio
Matorral bajo Mediterráneo andino	2	Medio
Herbazal Mediterráneo andino	3	Alto
Sin vegetación	4	Muy alto

Fuente: Elaboración propia en base a Luebert y Pliscoff, 2006.

III. Disponibilidad de material arrastre: (Capacidad erosiva y de arrastre)

Se considera la disponibilidad de material de arrastre, mediante la ubicación de la isoterma 0°C, a pesar de que es un factor gatillante, ya que esta permite relacionar la disponibilidad de material de arrastre debido a que determina el cambio de un sistema de erosión a otro.

La ubicación de la isoterma 0°C, divide el área de la cuenca andina del Río Mapocho en dos sistemas de erosión: 1- Un sistema fluvial y en parte gravitacional y 2- un sistema periglacial.

1- Sistema Fluvial: se encuentra por debajo de la ubicación de la isoterma 0°C o de la línea vegetacional en donde la roca y/o material detrítico es erosionado y transportado mediante cursos de agua y por acción de la gravedad. Predominan las precipitaciones líquidas (lluvias), dominan los procesos de erosión pluvial y fluvial, lo cual intertemperiza y aumenta la fragmentación reduciendo la granulometría por los mecanismos de transporte. Este material más fino, aportado en parte por el sistema periglacial, por sí solo puede generar flujos de barro (*mud flows*), también es necesario para los flujos de detritos, principalmente por constituir la matriz lubricante del movimiento y posibilitante del traslado de fragmentos líticos mayores.

2-Sistema Periglacial: se encuentra por encima de la ubicación normal promedio de la isoterma 0°C o línea vegetacional, presenta precipitación nival, en donde la roca es

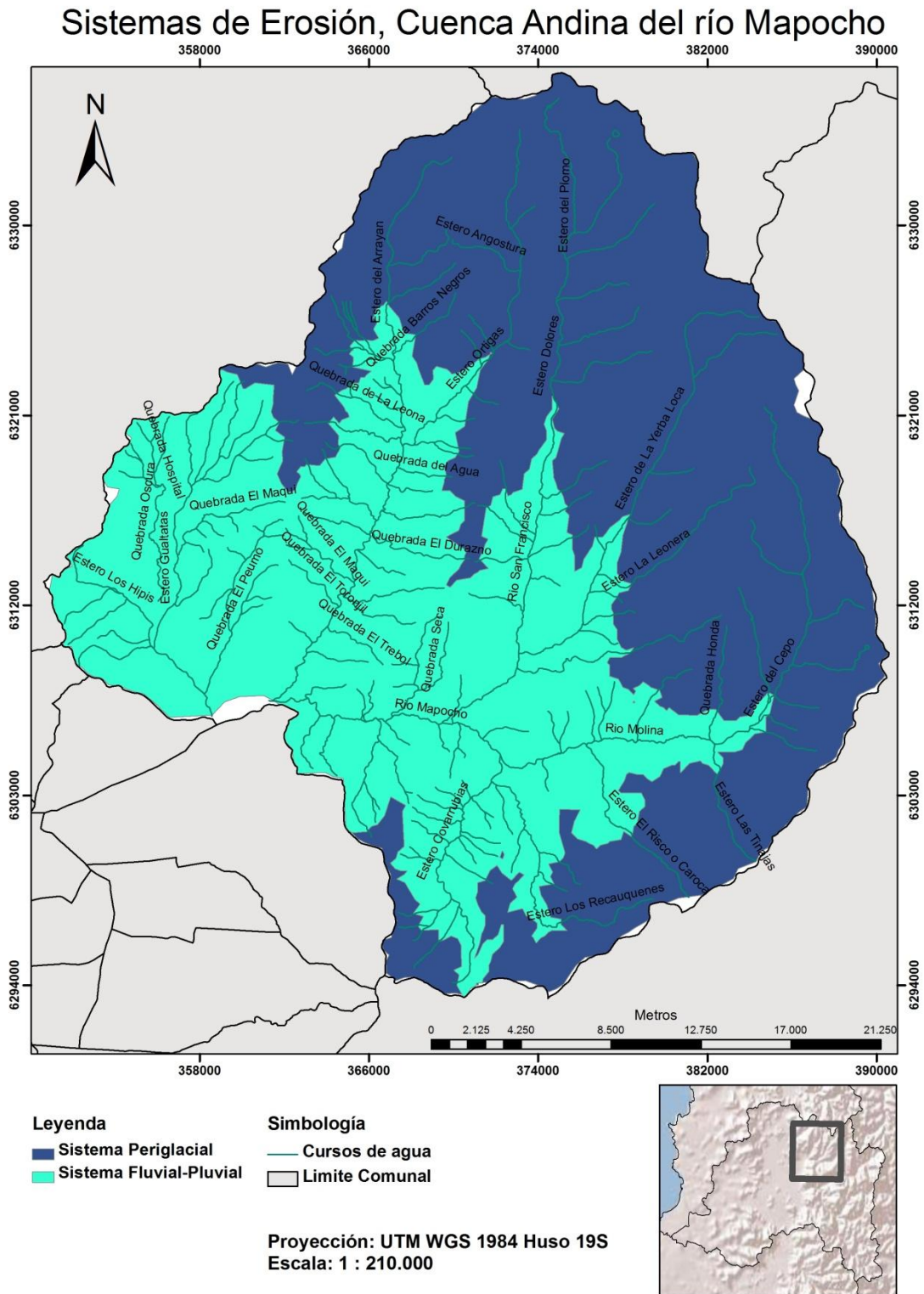
expuesta a distintos mecanismos de meteorización, como el crioclastismo¹⁷, que fragmenta la roca y provee al sistema fluvial de material a ser arrastrado, ya sea, por fenómenos como los flujos, o naturalmente, de manera gravitacional (coluvial). (Figura n°6)

Esta variable, asociada a la ubicación de la isoterma 0°C, cobra importancia al relacionarla con la situación climática actual, es decir, el cambio climático que actualmente el planeta está sufriendo y que trae consigo, entre muchas otras consecuencias, que cuencas de alta montaña reciban agua líquida a una altitud cada vez mayor, y menor precipitación sólida, lo que está modificando el régimen de alimentación de los cursos de agua, cambiando de un régimen nivo-pluvial a pluvio-nival. Esta situación está provocando cambios importantes en el área periglacial, ya que esta se está reduciendo a los sectores más altos, mientras que áreas que originalmente eran parte del sistema periglacial están quedando expuestas a la acción de la lluvia, lo que favorece el transporte de los detritos ladera abajo.

Para evaluar la disponibilidad de material para ser transportado en función de la isoterma de 0°C, se consideran los valores de altitud de esta en los días con precipitación del periodo 2010-2012, valorizando el nivel de amenaza de acuerdo a la posición en la vertical de dicha isoterma. Hay que destacar que el periodo de análisis para la obtención de la altura de la isoterma, es considerado como "megasequía", años atípicos, en donde hubo comportamiento anómalo de la isoterma 0°C, y que provoca que no haya precipitación sólida o que esta se presente a mucha altura, y que significó una mayor incidencia de la radiación solar que fue más prolongada en el tiempo, es decir, una mayor cantidad de meses, y que son efectos del cambio climático.

¹⁷ Consiste en la fragmentación de las rocas por efecto de la expansión del agua contenida en ellas al congelarse.

Figura n°6: Variaciones de la altitud que registra la isoterma 0°C en el periodo de invierno y precipitaciones, identificadas en el área de estudio.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a informes técnicos de ONEMI, 2012 e información vectorial MIDEPLAN, 2010 Imagen Satelital Bings Maps 2013.

De acuerdo a ello, se divide el área de estudio en dos pisos altitudinales: - Un sector por sobre los 2.350 metros de altura, por sobre la línea vegetacional, donde el estado de las precipitaciones es sólida, y donde hay un aporte de material detrítico considerable que es erosionable y propenso a ser arrastrado; Y otro, un sector que se ubica por debajo de la altura de la isoterma 0°C, 2.350 metros y de la línea vegetacional, y que se caracteriza por presentar una disponibilidad de material fino, y que además de ser propicio para la generación de otro tipos de flujo (flujo de barro), aporta, de menor manera, a alimentar los flujos detríticos generados a mayor altura cambiando su reología. (Tabla n°16)

Tabla n°16: Valores asignados y niveles de amenaza para cada franja de variación de altura de la isoterma 0°C, presentes en el área de estudio

Altura promedio de la isoterma de 0° C (en msnm)	Condición	Aporte y tipo de Material	Valor Asignado	Nivel de Amenaza
Sobre 2.350	Estado sólido de las precipitaciones. Ambiente Periglacial.	Mayor movimiento y aporte de material detrítico	2	Medio
Bajo 2.350	Estado líquido de las precipitaciones	Mayor aporte de material fino	1	Bajo

Fuente: Elaboración propia en base a análisis de informes técnicos de CAT, ONEMI; periodo 2010-2012

IV. Energía del Relieve:

El término Energía del Relieve (SATO & CUNHA, 2006; LEITE & ROSA, 2012), se refiere a todos aquellos elementos que potencian los procesos hidro-geomorfológicos producto de la configuración del relieve, y que, para este caso, se refiere a la configuración de las microcuencas en análisis. El propósito de establecer esta variable de carácter integrado, es determinar los sectores donde las condiciones son las más favorables para generar un flujo de detritos debido a las condiciones hidromorfométricas que presente cada microcuenca y su red de drenaje.

La energía del relieve es un índice integrado que expone el estado del terreno, mediante el análisis hidromorfométrico de la cuenca, es decir, un estudio cuantitativo de las características físicas de una cuenca hidrográfica, y que integra el análisis de la red de drenaje, la gradiente y la forma de la cuenca a partir del cálculo de valores numéricos. (DELGADILLO y MORENO, 2008.)

Como se dijo anteriormente, es un índice que se obtiene en base a la integración progresiva de variables hidromorfométricas. Para este caso, la determinación de la energía del relieve es calculada en base a tres relaciones hidromorfométricas denominados:

- Densidad de la red de drenaje,
- Índice de compacidad de Gravelius y,
- La gradiente media de la cuenca,

Estas son descritas y analizadas en otro capítulo de este documento. Con ellas se trabajó aplicándolas en las 4 subcuencas que componen la cuenca andina del Río Mapocho.

Se obtienen resultados cuantitativos que permiten percibir las subcuencas en análisis en cuanto a su forma, desarrollo de su red de drenaje y a la gradiente que ellas presentan, donde es posible interpretarlas de acuerdo al comportamiento potencial de ellas en relación a la capacidad erosiva y de transporte que pueden presentar y por ende a la susceptibilidad para generar flujos de detritos. Debido a que esta variable se obtiene a partir de la integración de tres factores hidromorfométricos, resulta un rango muy amplio de valores, los que son evaluados y categorizados de forma **cuantitativa**, estableciendo 4 niveles de “amenaza”: Muy Alta, Alta, Media y Baja.

Dicho nivel de energía del relieve, una vez establecidos los niveles de amenaza, se integra con las otras 3 variables cualitativas expresadas en términos cuantitativas (**geología, cobertura vegetal y disponibilidad de material**) que se utilizan para obtener el resultado final, el cual corresponde a las áreas susceptibles a generar flujos de detritos.

4.2.2 Ponderación de Variables condicionantes

Hay que destacar, que las 3 variables consideradas, definidas y analizadas de forma cuantitativa, no tienen la misma incidencia en cuanto al inicio de un flujo de detritos. Es por esto que se hace necesario ponderar cada una de ellas respecto de las otras.

Además, si bien la variable energía del relieve se obtuvo en base a datos cuantitativos, se integra para la evaluación final de la susceptibilidad de flujos de detritos de manera cualitativa pues no es posible ponderarla, esto debido a lo variado y amplios rangos de resultados que cada variable arroja, desordenando el análisis, esto debido a que la energía del relieve se utiliza conforme a la condición de amenaza de ocurrencia de diferentes flujos de detritos.

Como se indicó previamente, la obtención de la variable denominada “energía del relieve” se obtuvo mediante el cálculo de tres fórmulas hidromorfométricas distintas donde cada una de ellas da su propio rango de resultados. Si bien el resultado cuantitativo nos otorga las características hidromorfométricas de la cuenca y nos permite el análisis en cuanto a la potencialidad de la subcuenca en estudio a desencadenar un evento de flujo de detritos, para cumplir los objetivos, es necesario obtener y analizar la condición cualitativa de esta variable, y se trabaja con las condiciones de amenaza frente a un flujo de detritos por medio de la diferenciación en niveles de Muy Alta, Alta, Media y Baja energía.

I. Variables cuantitativas

El coeficiente de ponderación de las variables, se establece de acuerdo a la importancia o incidencia de la variable en el resultado final de la amenaza. (tabla n°17)

Tabla n°17 Valores de las variables y su correspondiente ponderación.

Variab les	Fluctuación de los valores que puede tomar la variable	Coeficiente de Ponderación
Geología	1 y 4	0.30
Cobertura Vegetal	1 y 4	0.40
Disponibilidad de material de arrastre	1 y 2	0.30

Fuente: Elaboración Propia.

La cobertura vegetal se establece como la variable con la mayor importancia, ya que esta influye en los grados de estabilidad del terreno de forma diferencial. A ello se agrega que la ausencia de esta se considera como un factor de desestabilización.

Finalmente, se establece que las variables disponibilidad de material detrítico y la geología, tiene la misma incidencia en cuanto a la condicionalidad para el inicio y el desarrollo de un flujo de detritos.

II. Variable cualitativa: Energía del relieve:

Los procesos erosivos que se pueden identificar en las cuencas hidrográficas están directamente relacionados con los factores topográficos y el estado y naturaleza de los materiales, en dichas cuencas.

Dentro de este contexto, DE BIASI y DA CUNHA ((1983), plantean que, dentro de la geografía física, es necesario utilizar criterios matemáticos más precisos, para poder identificar aquellos potencialmente desencadenantes.

Diversas metodologías desarrolladas por diversos autores como MENDES (1993), SATO y CUNHA (2006), LEITE y ROSA (2012) y FERRANDO (2002), plantean que la energía del relieve es uno de los métodos más expresivos para reflejar las condiciones físicas de las vertientes y cuencas de una cierta área de estudio.

La energía del relieve, representa la integración de datos morfométricos, que posibilita la identificación de área donde el terreno es potencialmente susceptible a la acción de los procesos morfogenéticos identificando espacialmente su distribución (SATO Y CUNHA, 2006).

Es utilizada esta variable, ya que representa las dimensiones del desarrollo de la red de drenaje, las gradientes que presentan las subcuencas en estudio, y que permite identificar y analizar aquellos sectores potenciales a desencadenar, en este caso, los flujos de detritos, ello en relación con la gradiente de equilibrio de los taludes y los umbrales de procesos.

Se relaciona la variable energía del relieve, es decir los datos hidromorfométricos integrados de las distintas subcuencas en estudio, a las diferentes “clases” o niveles de amenaza, en tanto factor del desencadenamiento de un flujo de detritos.

En este caso, se obtuvieron 4 niveles de amenaza, que dicen relación con los diferentes grados de susceptibilidad a que, en escenarios de precipitaciones o sismos (factores desencadenantes), se gatille un fenómeno de movimiento en masa de tipo flujo de detritos.

En el proceso, la variable “Energía del relieve”, se integra al análisis de la amenaza, una vez obtenidos los resultados cuantitativos de las variables analizadas anteriormente, es decir, la cobertura vegetal, la formación geológica y la disponibilidad de material de forma cualitativa, obteniendo los niveles de amenaza para cada variable en el área de estudio.

Una vez obtenida la calificación de amenaza con respecto a esta variable en las 4 distintas microcuencas presentes en el área de estudio, se integra en el resultado final de amenaza a la calificación cualitativa de la energía del relieve.

4.3 Análisis hidromorfométrico de los sistemas hidroespaciales.

Se describen y analizan aquellos índices de la hidromorfometría de cuencas, que puedan permitir la obtención de las características en cuanto a la red de drenaje, las posibles respuestas, las dimensiones y formas de cada cuenca y que, de acuerdo con el objetivo de esta investigación, otorgan las características que se utilizan para determinar las áreas susceptibles a flujos de detritos.

4.3.1 Hidromorfometría de subcuencas:

La morfometría de cuencas es un método de análisis de gran importancia en la determinación de las potenciales respuestas hidrológicas, principalmente en aquellos sistemas hidroespaciales donde las Estaciones de Aforo son escasas o no existen. Esta caracterización y estudio de tipo cuantitativo de las características físicas de una cuenca hidrográfica, en especial su forma, dimensiones, composición, pendientes, entre otros, y el análisis la red de drenaje en cuanto a su grado de desarrollo, patrón o diseño, bifurcación, densidad, etc., permiten establecer de modo aproximado los más probables comportamientos y reacciones de las cuencas frente a un evento de alimentación.

Para ello, además se utiliza información litológica, geomorfológica e hidrogeológica, principalmente la permeabilidad. Por otra parte, considerando cuencas testigo y cuencas experimentales, la morfometría de cuencas es de gran utilidad ya que permite el estudio de la semejanza o proporcionalidad de los flujos hídricos entre cuencas de diferentes

tamaños (RUIZ, 2001) o sometidas a diferentes intervenciones con el propósito de aplicar resultados de los modelos elaborados en pequeña escala a prototipos de gran escala. (CHOW *et al.*, 1994).

Ofrece un parámetro de comparación y/o interpretación de los fenómenos que ocurren en éstas. Así, dos cuencas con la misma área, pero con formas diferentes (pendientes, longitudes de cauces, densidad de drenajes) van a tener comportamientos diversos ante un mismo fenómeno de precipitación.

Otra utilidad aceptada para la hidromorfometría de cuencas es el inferir posibles *peaks* de crecidas o avenidas y desbordes en caso de precipitaciones intensas, cuyas repercusiones tanto en el sistema socioeconómico e infraestructural de ciudades, puentes, carreteras, industrias, etc., podrían ser previstas y sometidas a gestión preventiva con el fin de lograr un mejor manejo y una reducción de la vulnerabilidad. Constituye, por tanto, una herramienta de gestión y/o reducción del riesgo, entre otros, ante la amenaza de flujos detríticos.

4.3.2 Índices hidromorfométricos:

Existe una gran variedad de fórmulas e índices, ya sean estos simples o complejos, cuyo resultado nos permite expresar o describir, de forma indirecta, las características de las cuencas y su red de drenaje, con respecto a un posible comportamiento de estas, en forma real o potencial (FERRANDO,1994).

De entre estos, se suelen utilizar 3 índices hidromorfométricos, que permiten representar de mejor forma las características de las unidades hidroespaciales analizadas de acuerdo con el objetivo de este trabajo, que corresponde al análisis de susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos.

Los índices que se utilizan son:

I. Densidad de Drenaje:

También es un indicador de respuesta potencial de una cuenca hídrica que, al igual que la frecuencia del drenaje, deriva de las Leyes de Horton; corresponde al cociente entre la sumatoria del largo total de los drenes de una unidad hidroespacial y la superficie de la misma. Permite determinar la cantidad de kilómetros lineales de ríos o quebradas que se presentan por km² de cuenca. (Tabla n°18)

Es un factor que controla la velocidad de concentración del escurrimiento a continuación de un período de precipitaciones, puesto que una mayor cantidad de kilómetros de cauce implica también un menor tiempo de organización de la escorrentía superficial. Por tanto, se obtiene una respuesta más o menos masiva y más o menos rápida del escurrimiento ante una precipitación. (Escorrentía directa)

Representa el grado de afectación en cuanto a la erosión (cauce = erosión lineal), permitiendo establecer la mayor o menor probabilidad que se produzcan movimientos en masa, flujos de detritos, en las laderas, según sea la densidad de erosión.

Además de estar fuertemente relacionada con eventos de precipitaciones en cuanto a la intensidad y volumen, la densidad de drenaje va a depender de la litología, del compromiso tectónico, de las características que el suelo posea (capacidad de infiltración) y de la cubierta vegetal existente. (ROMERO y LÓPEZ, 1987)

Tabla n°18 : Clasificación de la densidad de la red de drenaje

Densidad de drenaje (km/km ²)	Clasificación
<0,51	Baja
5,2 a 0,6	Moderada
0,61 a 0,99	Alta
>1	Muy Alta

Fuente: Modificado de Programas de las Naciones Unidas para el Desarrollo, 1991.

II. Índice de Compacidad de Gravelius:

Este índice es un método de expresión de forma de una cuenca; corresponde al resultado de la división entre el perímetro de una cuenca y la raíz cuadrada del área de ella, multiplicándola por una constante de valor **0,28**. El valor de la constante resulta de la relación del perímetro de la cuenca con el perímetro de una cuenca teórica circular de igual área. (IBÁÑEZ, *et al*; 2011)

La forma de la cuenca tiene relación directa con la velocidad de la organización del drenaje y vaciamiento de las aguas frente a precipitaciones dadas, es por esto que se utiliza como variable para la obtención de la energía del relieve.

Mientras más cercana a un círculo es la forma de la cuenca o microcuenca, son más cercanos los puntos de confluencia de los tributarios del dren principal de la microcuenca, contribuyendo a generar una intumescencia única con un caudal de punta mayor. Además, este fenómeno es más rápido debido a que el tiempo de recorrido del agua a través de la cuenca es más corto con respecto a cuencas más alargadas, lo que genera una respuesta más menguada (menor escorrentía directa, pero por más tiempo).

En este sentido, con respecto a la forma de la cuenca, la respuesta de esta misma va a estar dada por este índice; mientras más cercano el valor de este índice a 1 (máxima compacidad), la forma de la cuenca es más circular, y la respuesta es más rápida y más abultada en términos de caudal de punta, lo que genera un evento tipo avenida en el cauce principal, propiciando su transformación en un flujo detrítico dada la capacidad de carga y competencia del flujo hídrico. (tabla n°19)

Por otra parte, si el valor del índice se aleja de la unidad, entonces la cuenca es menos compacta (más alargada o más ramificada), por lo que la respuesta es menos rápida y más suave (los aportes de las subcuencas llegan en forma diferida temporo-espacialmente), por lo tanto, tiene una menor capacidad de erosionar y transportar.

La obtención de este índice se consigue mediante la siguiente fórmula:

$$I_c = 0,28 (P/\sqrt{A})$$

Este índice es el más aceptado y quizá más utilizado para definir la forma de la cuenca y su influencia en el escurrimiento superficial.

A continuación, se muestra la tabla que relaciona el valor del índice con la forma de la cuenca, respecto a la cercanía de esta a un círculo; estos fueron definidos por la FAO en 1985:

Tabla n°19: Clasificación de la Cuenca según su Índice de compacidad de Gravelius

Rango	Característica de la cuenca	Clasificación
1 y 1.25	Corresponde a forma redonda a oval redonda.	Muy Alta
1.25 y 1.40	Corresponde a forma oval redonda a oval oblonga.	Alta
1.41 y 1.75	Corresponde a forma oval oblonga a rectangular oblonga	Media
> 1.751	Corresponde a forma rectangular oblonga	Baja

Fuente: Elaboración propia en base a Corporación Autónoma Regional de Tolima, Colombia; 2009.

III. Gradiente media de la cuenca.

Esta corresponde a una variable que expresa las características del relieve y pendientes de la cuenca, lo que influye en la velocidad media de la escorrentía y, por lo tanto, en su poder erosivo o de arrastre del flujo. Se refiere a la media ponderada de las pendientes de todas las superficies elementales de la cuenca en las que la línea de máxima pendiente se mantiene constante; la fórmula para la obtención del resultado es:

$$\text{Pendiente}_{\text{Media}} = \frac{\sum \text{largo curvas de nivel índice} * \text{equidistancia entre ellas}}{\text{Superficie total de la cuenca}}$$

A medida que el valor de la pendiente vaya aumentando, mayor es la posibilidad de generar crecidas y/o flujos de detritos, esto ya que la velocidad del flujo aumenta y trae consigo una mayor capacidad de arrastre de sedimentos y capacidad erosiva. (DELGADILLO Y MORENO, 2008)

En el caso contrario, si el valor de la pendiente es baja, el *peak* de las crecidas es menos marcado, provocando que la velocidad no sea muy alta y, por lo tanto, la capacidad de arrastre y erosiva sea mucho menor. (DELGADILLO Y MORENO, 2008)

Por otra parte, con respecto a la pendiente del cauce principal también tiene relevancia, ya que, si esta presenta una baja pendiente, (o más baja que la de la cuenca) no potencia la velocidad y energía o incluso podría amortiguar el flujo y disminuir su velocidad, cuando este llegue al valle principal o anularlo, evitando que avance. (DELGADILLO Y MORENO, 2008)

Además, una pendiente baja del cauce principal puede amortiguar tanto la velocidad como la energía que recibe de las ADE y/o de las laderas, por lo que la respuesta o la característica del flujo es más disipada a su llegada a los valles o áreas bajas. (tabla n°20)

Por el contrario, si la pendiente del cauce principal es más bien alta, (o más alta que la pendiente media de la cuenca) este es capaz de recibir la energía y material que aportan las ADE y las laderas, y transportarlo a lo largo del recorrido en el cauce principal, lo que permitirá que este flujo llegue y se deposite en sectores de valle o incluso alcanzar áreas urbanas con una mayor energía.

En general, para el caso de las cuencas del Río Mapocho y/o Río Maipo, las pendientes de las laderas de las cuencas son mucho mayores que las pendientes de sus cauces principales, por lo que el cauce podría tender a ser un amortiguador o un factor de disminución de la velocidad del flujo. Sin embargo, de acuerdo a lo ocurrido en 1987, en la cuenca del Río Colorado, ya establecido en los antecedentes, la pendiente media del talweg principal podría no tener mayor importancia en la velocidad del flujo, esto explicado por que la pendiente del cauce del Río Colorado también es baja, solo un 1,13° de pendiente media del talweg principal, y el flujo aun así, recorrió más de 50 kms río abajo, (MONTSERRAT, 2005) por lo tanto, la inercia del flujo una vez que bajó con cierta velocidad de las laderas (donde por lo general se genera la masa de detritos), al cauce y entra en contacto con el agua, esa velocidad inicial tiende a mantenerse a pesar de que la pendiente del talweg sea baja, es decir, no es capaz de amortiguar la velocidad y energía del flujo.

Es por lo explicado anteriormente, que se considera que la pendiente media del talweg principal (por donde escurre el flujo) no es de mayor influencia, sino que se utiliza la pendiente media de las laderas, ya que estas aportan el material.

Se han establecido rangos de pendientes y estados del terreno en función a esta; en donde una pendiente muy baja indica un terreno suave o moderada, y una pendiente más fuerte indica un terreno fuertemente escarpado o acantilado, donde la probabilidad del comienzo de flujo de detritos es más alta.

Tabla n°20: Clasificación de pendiente de ladera, su respectiva característica de terreno y grado de Amenaza.

Rango Pendiente (en grados)	Característica	Procesos asociados	Grado de amenaza	Valor
0	Nula	-----	Nulo	0
1-4,9	Suave o leve	Inicio de Regueras	Baja	1
5-9,9	Moderada	Incisiones lineales, Regueras	Media	2
10-14,9	Fuerte	Incisión lineal, posible movimientos en masa	Media	2
15-29,9	Muy fuerte	Cárcavas, afloramientos rocosos y bloques. Posibles depósitos por ambiente periglacial.	Alta	3
30-44,9	Escarpada	Afloramientos rocosos, posibles desprendimientos, corredores de derrubios	Muy Alta	4
> De 45	Acantilada	Afloramientos rocosos, cinturón de rocas Desprendimientos y derrumbes, corredores de derrubios frecuentes.	Muy Alta	4

Fuente: Elaboración Propia

4.3.3 Sistemas hidroespaciales: Análisis Hidromorfométrico

Se analizan a continuación, las 4 subcuencas identificadas en el área de estudio y que conforman la cuenca andina del río Mapocho, con respecto a aquellas características y/o condiciones que son relevantes para la determinación de aquellas áreas susceptibles a generar flujos de detritos en la precordillera, como lo son el tamaño, el perímetro y el área de estas, dimensiones y pendientes entre otras.

I. La cuenca andina del río Mapocho:

La cuenca **andina** o **alta** del río Mapocho se ubica en el sector oriente de la ciudad de Santiago; corresponde a una subcuenca que pertenece a un sistema más grande aún, conocida como la **cuenca del río Maipo**, que es de mayor superficie, abarcando más sectores de la región Metropolitana. (Figura N° 7)

La sección andina se desarrolla aguas arriba de la confluencia del Estero El Arrayán (FERRANDO, 2000) involucrando áreas de media y alta montaña.

Desde el punto de vista orográfico, con respecto a las cumbres de la cuenca andina del Río Mapocho, hay que destacar la presencia de diversas cimas sobre cuatro mil y cinco mil metros de altitud (Tabla n°21).

Tabla n°21: Altitud de las principales cumbres de la cuenca andina del río Mapocho

Nombre Montaña	Altitud(msnm)
Cerro El plomo	5.424
Cerro Littoria	5.352
Cerro Altar	5.180
Cerro La Paloma	4.910
Cerro Leonera	4.954
Cerro Fortuna	4.610
Cerro Altar falso	4.549
Cerro San Francisco	4.479
Cerro Los Piches	4.274

Fuente: FERRANDO; 2000.

Las divisorias, tanto principales como secundarias, presentan alturas sobre 4.000 msnm al oriente del río San Francisco, al contrario, al oeste de este río, las alturas máximas se reducen por debajo de los 4.000 msnm. En la sierra San Francisco, la Sierra Ortiga y la Sierra de Los Españoles, solo algunas alturas logran sobrepasar los 3.500 msnm. (FERRANDO, 2000)

De acuerdo con FERRANDO (2000), “estas características del desarrollo altimétrico de los cordones divisorios es de gran importancia para el análisis de comportamiento de los sistemas de drenaje” debido a la oscilación de la línea de nieves estacionales entre los 3.800 a 4.000 metros de altura superior con variaciones de solana y umbría, y su límite inferior que suele ubicarse entre 2.300 y 2.500 metros de altura, con un efecto de la exposición asociado al periodo de inicio de la ablación por la altura del sol sobre el horizonte, a la intensidad de la radiación solar y a la nubosidad (FERRANDO, 2000)

El Río Mapocho nace a unos 1.150 msnm aproximadamente producto de la confluencia del Río Molina-Cepo con el Río San Francisco, y recorre unos 13 kilómetros aproximadamente hasta confluir con el Estero Arrayán.

Los principales cursos de agua de la cuenca andina del río Mapocho son:

El Río San Francisco y su afluente el Estero Yerba Loca, último que nace en los faldeos del cerro La Paloma, a unos 3.900 msnm, donde las aguas provienen del glaciar homónimo; luego de un recorrido de 22 kms a los 1.400 msnm, llega a su confluencia con

el Río San Francisco (SEPÚLVEDA, 2012). Los afluentes más importantes del Estero Yerba Loca son los esteros La Leonera y el estero Chorrillos del plomo.

Por su parte, el Río Molina-El Cepo nace de los glaciares del Cerro El Plomo (5424 msnm), y recibe una serie de afluentes menores y drenes elementales durante su recorrido, incluido el Estero Covarrubias.

El Estero El Arrayán y el Estero Las Hualtatas, los que tienen un origen precordillerano y son descritos más adelante.

A su vez, la cuenca andina del Río Mapocho, la componen un grupo de microcuencas, correspondientes a los afluentes de los subsistemas hidrológicos previamente mencionados.

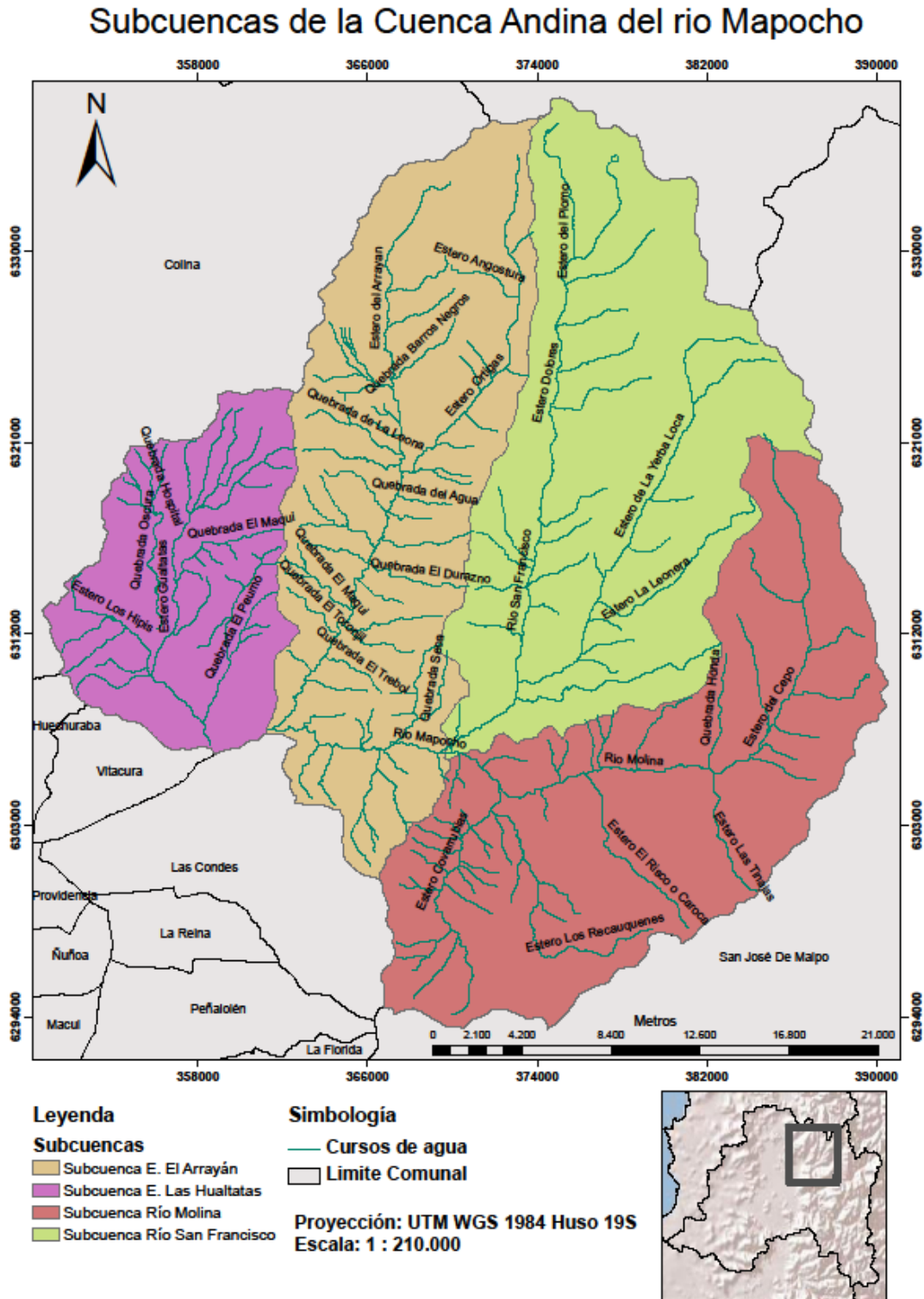
Las subcuencas principales del Río Mapocho poseen las siguientes superficies: (Tabla n°22)

Tabla n°22: Subcuencas y sus respectivas superficies que componen la cuenca andina del río Mapocho

Subcuenca secundarias	Superficie (en km²)
Estero El Arrayán	283,11
Río San Francisco	297,75
Río Molina-Cepo	301,21
Estero Las Hualtatas	138,54
Superficie total	1020,61

Fuente: Dirección general de Aguas, MOP; 2010

Figura n°7: Subcuencas que conforman la cuenca andina, área de estudio.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN,2010, Imagen *Satelital Bings Maps* 2013.

II. Subcuencas de oriente a poniente:

A continuación, se describen y analizan las 4 subcuencas identificadas y que componen la cuenca andina del Río Mapocho

a) Subcuenca Río Molina-Río Cepo

Esta subcuenca presenta un área de 301,219 kms², un perímetro de 93,045 kms, una cota máxima de 5424 msnm correspondiente al cerro El Plomo, y una altura mínima de 1130 mts.

El Río Molina, en su primera sección, antes de la confluencia del Estero Las Tinajas recibe el nombre de Estero El Cepo el cual nace a unos 3.250 msnm y recorre unos 13 kms antes de cambiar de nombre a Río Molina a unos 1.950 msnm, donde este último recorre 14 kms para confluir con el Río San Francisco a los 1.150 msnm, dando origen al Río Mapocho.

La subcuenca del río Molina recibe el aporte de 2 subcuencas de tercer orden, y corresponden a las hoyas de los esteros El Risco, y Covarrubias o Recauquenes, provenientes desde el sur, confluyendo aguas arriba con el río San Francisco¹⁸. Presentan 33 microcuencas, incluidas las mencionadas anteriormente; y 29 áreas de drenaje elemental (ADE), incluidos los esteros mencionados.

Esta cuenca es la que más se enmarca dentro del margen alto andino de la cuenca alta del Río Mapocho. Nace a partir de los glaciares del cerro El Plomo y luego de confluir con el estero Las Tinajas, cambia su nombre por el de Río Molina propiamente tal, donde además, cambia de dirección de un trazado N-S a uno E-W. (FERRANDO, 2000)

b) Subcuenca Río San Francisco:

Esta subcuenca, perteneciente a la cuenca andina del río Mapocho, presenta un área de 297,75 kms², un perímetro de 90,817 kms, una altura máxima de 5360 metros y una mínima de 1160 metros; bordea la sierra de San Francisco, y presenta vegas, glaciares descubiertos, glaciares rocosos y lagunas (FERRANDO, 2000).

Compuesta por una subcuenca de tercer orden, que corresponde al estero de la Yerba Loca; 4 subcuencas de cuarto orden, que corresponden a los esteros del Plomo, Leonera y Manzanito y al curso de agua del cajón de La Disputada; 44 microcuencas y 41 ADE, incluidas las del Manzanito en ambos.

El río San Francisco, nace a los 2.400 msnm, en la confluencia del Estero El Plomo y el cajón de La Disputada; la afluencia del Estero Yerba Loca, subcuenca del río San Francisco, se produce en el sector de Corral Quemado. El río San Francisco recorre unos

¹⁸La cuenca andina del río Mapocho: Evaluación de su dinámica natural y estado de equilibrio morfodinámico (FERRANDO, 2000)

26 kms para confluir con el río Molina, a unos 1150 msnm aproximadamente, dando origen al río Mapocho.

Con respecto a las alturas máximas que presenta esta cuenca, corresponde al cordón montañoso que va desde el cerro Altar al cerro Littoria, a una altitud de 5.352 msnm, el cual margina por el ENE las nacientes del estero Yerba Loca (Ferrando, 2000). De acuerdo con este mismo autor, el largo del talweg es de uno 35 kms aproximadamente.

c) Subcuenca del Estero El Arrayán:

De acuerdo con BARRERA(1987), la cuenca del estero Arrayán está delimitada por la sierra San Francisco, “que es un cordón intracordillerano, limitado por el río San Francisco, por el este, y por el Estero El Arrayán, por el oeste; tiene una orientación NNE, extendiéndose por unos 36 kilómetros, su aspecto es de un cordón ancho con cumbres redondeadas, levemente asimétrico, luego se orienta al norte y se transforma en un muro estrecho y abrupto de cumbres muy agudas que terminan en el cerro el Plomo” y el cordón de los Españoles (donde actualmente opera la minera Los Bronces), que se origina en el cerro El Plomo, a una altura de 4.025 mts aproximadamente y “que tiene forma de arco y se orienta al oeste y suroeste pasando por los cerros Piuquenes y Vizcachas, para continuar al sur y terminar en el cordón de Las Pozas, frente a la confluencia del Estero El Arrayán con el río Mapocho”. Tiene 38 kilómetros de longitud.

El Estero El Arrayán nace a los 3.100 msnm (SEPÚLVEDA, 2012) y de acuerdo con CASTRO (1995), este mismo estero, recibe a su principal afluente, el Estero Ortiga, en la parte superior de esta cuenca, a unos 1.500 msnm aproximadamente, y luego de un recorrido de unos 31 kilómetros entrega sus aguas al río Mapocho a los 900 msnm aprox. en la localidad del Arrayán. Ambos esteros, Ortiga y El Arrayán, que representan la presencia del recurso hídrico en su forma superficial, son de régimen pluvio-nival.

Esta cuenca posee un área de 283,11 Kms² y se ubica en la zona pluviométrica cordillerana y precordillerana de régimen nival y nivo-pluvial.

BARRERA (1987) define la cuenca del estero El Arrayán, como una cuenca pequeña ya que su escurrimiento depende de las características topográficas y cubierta vegetal.

De acuerdo con FERRANDO (2000), esta subcuenca presenta una red de drenaje conformada por 1 subcuenca de tercer orden que corresponde al estero Ortiga, con 72,4 Kmts², 38 microcuencas y 37 áreas de drenaje elemental (ADE).

Desde el punto de vista geomorfológico, este valle es típicamente monoclinal; su vertiente oeste es conforme¹⁹, mientras que la vertiente este es inversa²⁰, donde la primera es mucho más pasiva con respecto a su actividad morfogenética. (ARAYA-VERGARA, 1985)

¹⁹Estas vertientes se desarrollan en la misma dirección del buzamiento de las capas, presentan poca rugosidad y son consecuentes a la estructura (ARAYA-VERGARA,1985)

d) Subcuenca Estero Las Hualtatas

Esta cuenca presenta un área de 138,54 kms, un perímetro de 53,42 kms y alturas de 800 msnm como mínima y 2870 msnm como máxima.

El régimen de alimentación de este estero es pluvio-nival. En invierno el caudal obedece principalmente al aporte de las lluvias. En la época de sequía, el derretimiento de las nieves y los aportes de aguas subterráneas mantienen su escorrentía ya de menor caudal.

La orientación general del Estero Las Hualtatas es norte-sur y constituye el último tributario de importancia que recibe el río Mapocho al abandonar la Cordillera de Los Andes (Sepúlveda, 1989). Las nacientes nor y nororientales se encuentran en el cerro Chincolate y en el cordón montañoso Los Españoles, respectivamente, superando los 2.700 m de altitud. A partir de los 1.300 metros y hasta los 1.000 metros de altitud, el estero corre flanqueado por la Loma Larga al occidente y la Loma Los Organillos al oriente.

El estero desemboca un área de poca pendiente, recibiendo desde el poniente y norponiente los aportes del Estero El Carrizo, cuyas nacientes provienen de las lomas Gallardo, y Los Rulos y de los cerros El Peñón y Manquehue, superando los 1.500 metros de altitud.

En el sector sur de esta cuenca, se desarrolla un valle de 20 km² aproximadamente denominado valle de La Dehesa en donde se concentra la población del área. (Sepúlveda, 1989)

El estero, luego del valle La Dehesa, pasa entre los cerros Manquehue Chico (1.322 msnm) y el cerro Del Medio (1.015 msnm) para luego desembocar en el río Mapocho a una altitud sobre los 800 metros, al oriente del cerro Alvarado (1.031 msnm).

Con respecto a la condición geomorfológica de esta cuenca, esta presenta un cono de deyección, el cual tiene como nivel de base al río Mapocho y depende de este nivel, para todos los procesos dinámicos vinculados con la cuenca. En esta cuenca o sector, el río Mapocho es un sistema torrencial que se encuentra en una fase predominantemente sedimentaria. En cuanto al estero de las Hualtatas en sí, este se encuentra en fase erosiva, en que se ve potenciada por factores que provocan desequilibrios y modifican los patrones de la dinámica de la cuenca, siendo estos factores tanto naturales como tectónicos, morfoclimáticos, o antrópicos.

²⁰Poseen mayor rugosidad, dadas las diferencias de dureza de las capas, ya que son anacinales. La tendencia a incisión es mayor destacándose peldaños que provocan sucesión de caras libres y taludes, aunque puede haber ausencia de estos últimos. (ARAYA-VERGARA, 1985)

III. Análisis de resultados de índices hidromorfométricos obtenidos por subcuenca

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, 4 índices son calculados y analizados bajo del punto de vista hidromorfométrico para las 4 subcuencas identificadas en el área de estudio, en concordancia con el análisis de susceptibilidad a la ocurrencia de flujo de detritos.

A continuación, se muestra la tabla n°23, con los resultados de la densidad de drenaje, índice de compacidad de Gravelius, la gradiente media de la cuenca, para las 4 subcuencas estudiadas

Tabla n°23: Resultados hidromorfométricos por cuenca

Nombre cuenca	Índice de compacidad de Gravelius	Gradiente media de la cuenca (en grados)	Densidad de Drenaje (Km/Km ²)
Rio Molina-El Cepo	1,501	20,59	0,5895
Rio San Francisco	1,473	25,59	0,5075
Estero El Arrayán	1,627	22,20	0,8234
Estero Las Hualtatas	1,270	13,40	0,8647

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA, 2010

a) Subcuenca Rio Molina-El Cepo

Esta cuenca presenta una densidad de drenaje **0,5895** que corresponde a una densidad de drenaje bajo, lo que indicaría una concentración del drenaje de la cuenca más bien pobre y con predominio de escurrimiento laminar por lo que su respuesta frente a precipitaciones resultaría leve a moderada y desordenada, por lo que el nivel de amenaza con respecto a este índice en esta cuenca es **Bajo**.

En cuanto a su forma, el índice de compacidad de Gravelius de esta cuenca es de valor **1,501** presentando una forma que se denomina como oval oblonga a rectangular oblonga, donde los puntos de confluencia de esta cuenca no están ni cerca ni muy alejados, por lo que la respuesta de esta cuenca frente a eventos de precipitaciones es **Moderada**.

En cuanto a la gradiente media de la cuenca, esta presenta un valor de **20,59°**, calificada como “muy fuerte”, y que se traduce es una respuesta violenta, donde la cuenca presenta una alta capacidad de erosionar y de transportar sedimentos; la gradiente media del cauce principal de esta cuenca, esta presenta un valor de **4,833°**, y que corresponde a una gradiente más bien “suave” y que podría amortiguar la energía y velocidad de los aportes de material y los flujos que llegan, por parte de los tributarios, al cauce principal Sin embargo, como se estableció en los antecedentes y en el análisis hidromorfométrico, la gradiente media no influye en el análisis de la susceptibilidad de amenaza por flujos de

detritos por lo que esta subcuenca presenta un nivel de amenaza con respecto a su pendiente media (de la cuenca) de **Alta**.

b) Subcuenca Rio San Francisco

La tabla n°23 muestra que la cuenca del río San Francisco presenta una densidad de drenaje de **0,5075** también baja, y por lo descrito anteriormente se califica como amenaza **Baja**, con respecto a este indicador.

Con respecto al índice de compacidad de Gravelius que presenta esta cuenca, es de un valor de **1,473** lo que indicaría una forma de la cuenca de forma oval alargada, donde los puntos de confluencias al dren principal están moderadamente cercanos, por lo que la respuesta de esta cuenca frente a eventos de precipitaciones intensas y escenarios de *peaks* de escorrentías con respecto al escurrimiento es moderada, al igual que su capacidad erosiva y de transporte, por lo que su nivel de amenaza con respecto a la generación de flujo de detritos se considerada **Moderada**.

Por otra parte, la gradiente media de esta cuenca corresponde a **25,59°**, que al igual que la anterior, también es una gradiente “muy fuerte”, por lo que la capacidad de erosión y la velocidad de transporte también es muy alta, lo que en situaciones de precipitaciones intensas y *peaks* de crecidas, la respuesta no solo es más rápida sino que también agresiva, por el contrario, la gradiente media del cauce principal de esta cuenca es de **3,519 °**, que es una pendiente suave por lo que la capacidad de erosión y la velocidad de transporte es muy baja; sin embargo, se considera la gradiente media de la cuenca, por lo que el nivel de amenaza también se califica como **Alta**.

c) Subcuenca del Estero El Arrayán

Como se puede apreciar en la tabla n° 23, la cuenca del estero El Arrayán, presenta una densidad de drenaje de esta cuenca es de valor **0,8234**, 62% más alta que en los dos casos anteriores, lo que indicaría que esta cuenca posee un desarrollo medio de la red drenaje, por lo que el grado de afectación frente a eventos de precipitaciones en cuanto a la erosión, es **Moderado**.

El índice de compacidad de Gravelius de esta cuenca toma un valor de **1,627**, alejada de la forma circular de una cuenca, presentando una forma alargada, lo que significa que los puntos de confluencia de los tributarios al dren principal están más bien alejados, por lo que la respuesta de esta cuenca, en cuanto a su forma, con respecto a eventos de precipitaciones y de crecidas (escorrentía), es menos abultada y más lenta. Por ello es la que menos capacidad erosiva y de transporte presenta en comparación con las otras tres subcuencas, y que, bajo el punto de vista de los objetivos de esta investigación, es la que menos probabilidad presentaría de generar un evento de flujos de detritos. Por lo tanto, con respecto a la amenaza por el índice de compacidad de Gravelius, esta cuenca presenta un nivel **Medio**. Hay que destacar que, en comparación a las otras tres cuencas estudiadas, esta cuenca presenta el índice de compacidad de Gravelius más alto, es decir, la compacidad más baja.

Con respecto a la pendiente media de la cuenca, esta arroja un valor de **22,20°**, es una pendiente, que al igual a las subcuencas anteriores, también considerada alta, de acuerdo a la tabla de umbrales de pendiente media se denomina como “muy fuerte” lo que resulta en una mayor inclinación con respecto al terreno. Ello trae consigo que la capacidad erosiva y de transporte también sea mayor y en vénetos de fusión nival rápida o precipitaciones intensas, la dinámica de laderas y afluentes sea más fuerte, por otra parte, la pendiente media del cauce principal de la cuenca, arroja un valor de **3,325°**, y que corresponde a una pendiente suave, por lo que el cauce principal, en el trayecto de transporte del material, podría amortiguar la velocidad y energía que recibe de sus laderas, sin embargo se califica el nivel de amenaza por gradiente media de la cuenca como **Alta**.

d) Subcuenca Estero Las Hualtatas

Esta cuenca presenta una densidad de drenaje es de **0,8647** si bien el más alto de las subcuencas en estudio, es bajo en el contexto fluvial y muy similar a la densidad de drenaje que presenta la subcuenca del estero El arrayán. En términos de amenaza por esta variable, esta se considera como **Moderada**.

Con respecto a la forma de esta cuenca, esta arroja un índice de compacidad de Gravelius de **1,270** presentando una forma oval redonda a alargada, donde los puntos de confluencia de los drenes secundarios al dren principal están más bien cercanos, por lo que la respuesta de la cuenca en función a su forma es más o menos rápida, por lo que la amenaza con respecto a esta variable es **Alta**.

La gradiente media de la cuenca del Estero Las Hualtatas es de **13,40°**, por lo que respecto a las otras tres subcuencas estudiadas ésta posee una menor capacidad erosiva y de transporte de sedimentos; además, la gradiente media del cauce principal de la cuenca del Estero de Las Hualtatas es de **3,942°** que, al igual que las otras, también corresponde a una gradiente “suave”, por lo que también podría presentar la capacidad de aminorar la energía que sus ADE y laderas le aportan, sin embargo, desde la gradiente media de la cuenca, esta presenta un nivel de amenaza **Medio**.

4.4 Obtención de Energía del relieve

La energía del relieve se obtiene mediante la integración progresiva de las variables que fueron consideradas y analizadas según los efectos de cada una.

Entonces todas las variables consideradas, en este caso tres variables, buscaban determinar la posible respuesta de las cuencas analizadas con respecto a sus dimensiones, forma, y desarrollo de la red hidrológica frente a situaciones de eventos de alimentación inusual bajo el punto de vista de la probabilidad de ocurrencia de flujos de detritos.

Esta integración progresiva de las variables hidromorfométricas obtenidas por subcuenca se realiza en base a la condición cualitativa de nivel de amenaza de cada variable

estudiada para cada subcuenca. El resultado de amenaza final por subcuenca se muestra en la tabla n°24.

Tabla n°24: Clasificación de niveles de amenazas según índices hidromorfométricos por cuenca.

Nombre Cuenca	Densidad de drenaje	Índice de compacidad	Gradiente media de la cuenca	Amenaza por Energía del Relieve
Rio Molina-El Cepo	Moderada	Medio	Alta	Media
Rio San Francisco	Baja	Medio	Alta	Media
Estero El Arrayán	Moderada	Medio	Alta	Media
Estero Las Hualtatas	Moderada	Alta	Media	Media

Fuente: Elaboración Propia.

A continuación, se exhiben las diferentes cartografías que muestran las condicionalidades de amenaza por energía del relieve para cada subcuenca que compone la cuenca andina del río Mapocho.

Los niveles de amenaza obtenidos por subcuenca en función a la posible respuesta de estas con respecto a eventos de precipitaciones y posibles efectos, considerando como principal la ocurrencia de generación de flujos de detritos son los siguientes:

- 1) Subcuenca rio Molina-El Cepo: Media
- 2) Subcuenca rio San Francisco: Media
- 3) Subcuenca del Estero El Arrayán: Media
- 4) Subcuenca del Estero Las Hualtatas: Media

4.5. Determinación y jerarquización de áreas proclives a la generación de flujos de detritos, en el sector de la subcuenca superior del Río Mapocho.

A continuación, se establecen la condicionalidad de amenaza mediante variables cuantitativas y cualitativas y se jerarquizan las áreas susceptibles a desencadenar flujos de detritos en cuanto a su nivel de amenaza, en el área de estudio.

4.5.1 Determinación de amenaza mediante jerarquización de los componentes geográfico físicas consideradas.

La amenaza por flujo de detritos en un resultado final, que corresponde a la suma de la ponderación de estas variables expresadas cuantitativamente, implicada en la siguiente fórmula.

$$A_{FD} = (V * 0,4) + (M * 0,3) + (G * 0,3)$$

Donde:

A_{FD} = Amenaza por flujo de detritos

V = variable vegetación

M = variable material de arrastre

G = variable Geología

Tabla n°25: Rangos de Valores de amenaza y su respectiva condicionalidad.

Rangos	Nivel de amenaza
≤1	Baja
1,1 a 2,0	Media
2,1 a 3,0	Alta
≥3,1	Muy Alta

Fuente: Elaboración Propia.

Se obtuvieron 4 niveles de amenaza final, como resultado de las 3 variables cuantitativas; vegetación, geología y disponibilidad de material de arrastre, (tabla n°25) que fueron determinadas como aquellas condiciones del terreno que pueden generar flujos de detritos, y que fueron analizadas y aplicadas en la cuenca andina del río Mapocho. (Ver figura n°8)

Estos niveles corresponden a Amenaza Baja Amenaza Media, Amenaza Alta y Amenaza muy Alta.

Con respecto al área de estudio, la cuenca andina del río Mapocho presenta 4 niveles de amenaza definidos en esta investigación, sin embargo, en casi toda su extensión presenta un nivel de amenaza calificado como “**Media**”, esto dado por la condición del área de estudio de ser una comuna precordillerana y cordillerana, donde las pendientes abruptas, la falta de vegetación y los cambios de la isoterma 0°C que se pueden registrar en el período de invierno (cambio del estado de las precipitaciones) da concordancia con el resultado de la amenaza por flujo de detritos, y que corresponden 728,27 km² de la superficie total, concentrado mayoritariamente en la zona central del área de estudio,

abarcando parte de zona urbana de la comuna de Lo Barnechea, la localidad de Valle Nevado y los ríos San Francisco, Río Molina y el Estero El Arrayán.

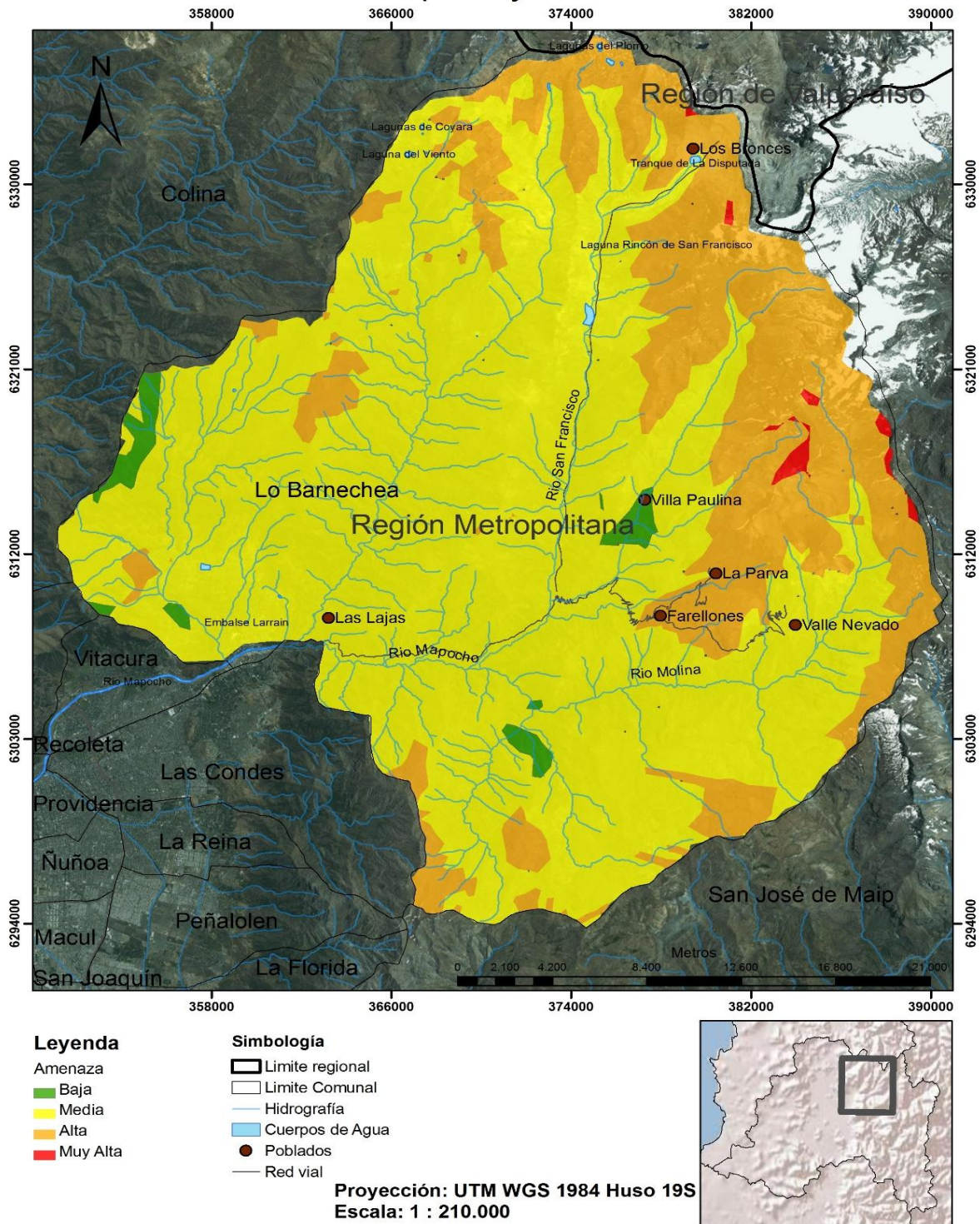
En cuanto a la amenaza “**Alta**”, que corresponde a la segunda con mayor presencia en la cuenca, esta presenta un área de 251,92 kms² de la superficie total de esta, abarcando gran parte del límite comunal con San José de Maipo y regional con la de Valparaíso. Además, abarca las localidades de La Parva, Farellones y Los Bronces, hacia la parte noreste de la cuenca. Se presenta de en menor medida en los límites de las comunas de Las Condes y La Florida.

El tercer nivel de amenaza que la cuenca andina del Río Mapocho presenta corresponde a “Baja” con una superficie de 14,52 kms², y que se presenta en el sector oeste de la cuenca y en la localidad de Villa Paulina.

Por su parte los niveles de amenaza “**Muy Alta**” presenta 7,55 kms² de superficie, y se ubica mayoritariamente en la zona este del área de estudio, cercano al límite comunal con San José de Maipo en sectores muy acotados, mayoritariamente en la subcuenca del Río Molina.

Figura n°8: Amenaza de la cuenca Andina del rio Mapocho

Amenaza por flujos de detritos.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010, Imagen *Satelital Bings Maps* 2013

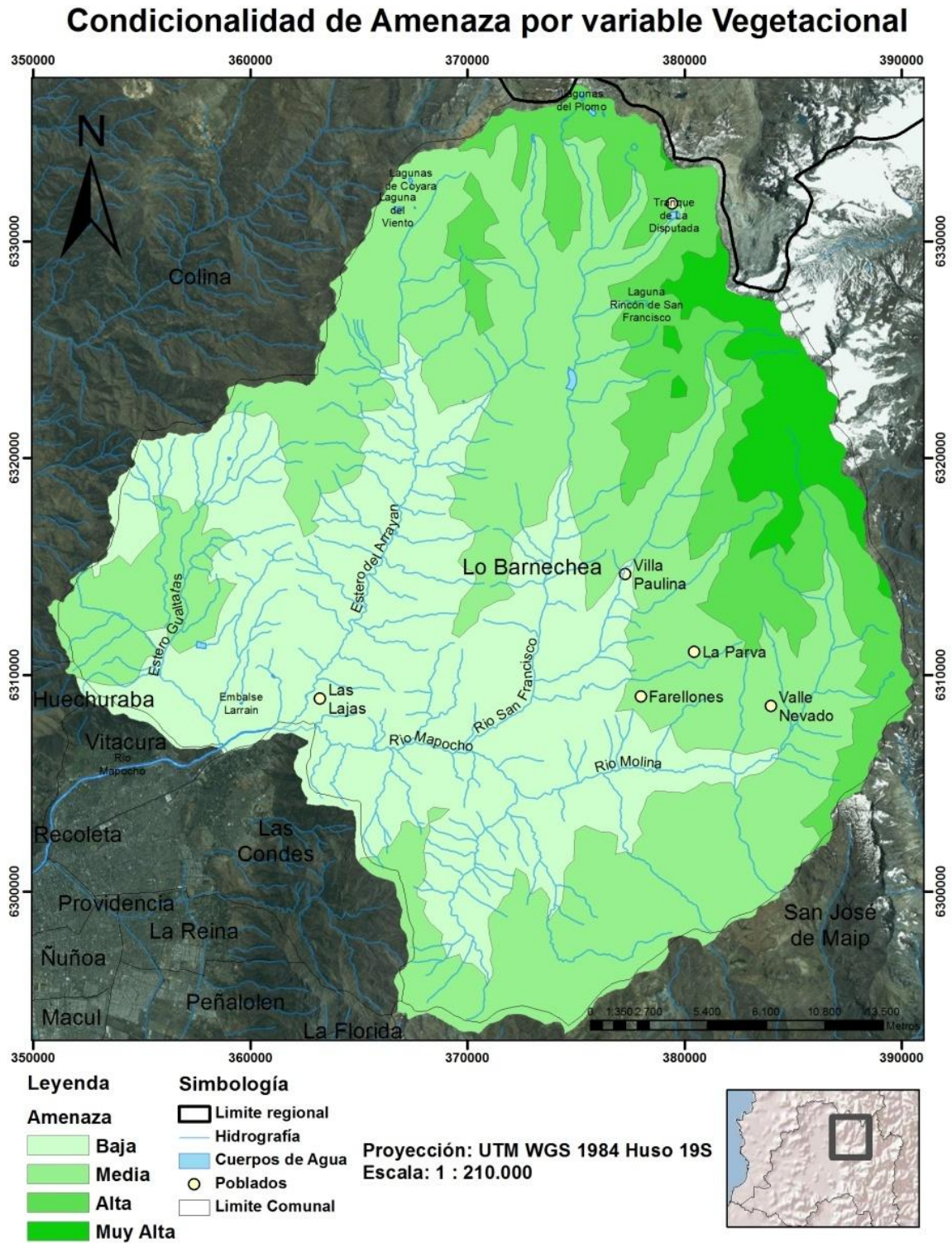
4.5.2 Niveles de Amenaza por variable condicionante analizada:

Se describe y analizan los distintos niveles de amenaza de flujo de detritos en función a las 3 distintas variables del terreno escogidas para determinar esta amenaza, donde cada una de ellas arrojó distintos niveles de amenaza en el terreno.

I. Amenaza por Vegetación

Con respecto a la amenaza en función a la variable vegetacional, hay que mencionar que la cuenca andina del río Mapocho, presenta una amenaza calificada como “**Media**”, con una superficie de 463,98 km², abarcando la parte centro este del área de estudio, incluyendo las localidades de La Parva, Farellones y El Colorado, y en la parte oeste de la cuenca, en la unión de los límites comunales de Lo Barnechea, Colina y Huechuraba; seguida de amenaza “**Baja**” con 369,053 km², abarcando el centro del área de estudio; luego una amenaza “**Alta**” con 144,35 kms² presentándose en la zona norte y este de la cuenca andina del Río Mapocho, colindando con la comuna de San José de Maipo y; por último “**Muy Alta**” con 47,73 kms² en la zona Nor-este del área de estudio, en la unión de los límites comunales de las comunas de Los Andes, Lo Barnechea y San José de Maipo, esto explicado por la ubicación en altura de la vegetación, donde estas áreas están casi o totalmente desprovistas de vegetación. (Figura n°9)

Figura n° 9: Amenaza por Vegetación en el área de estudio



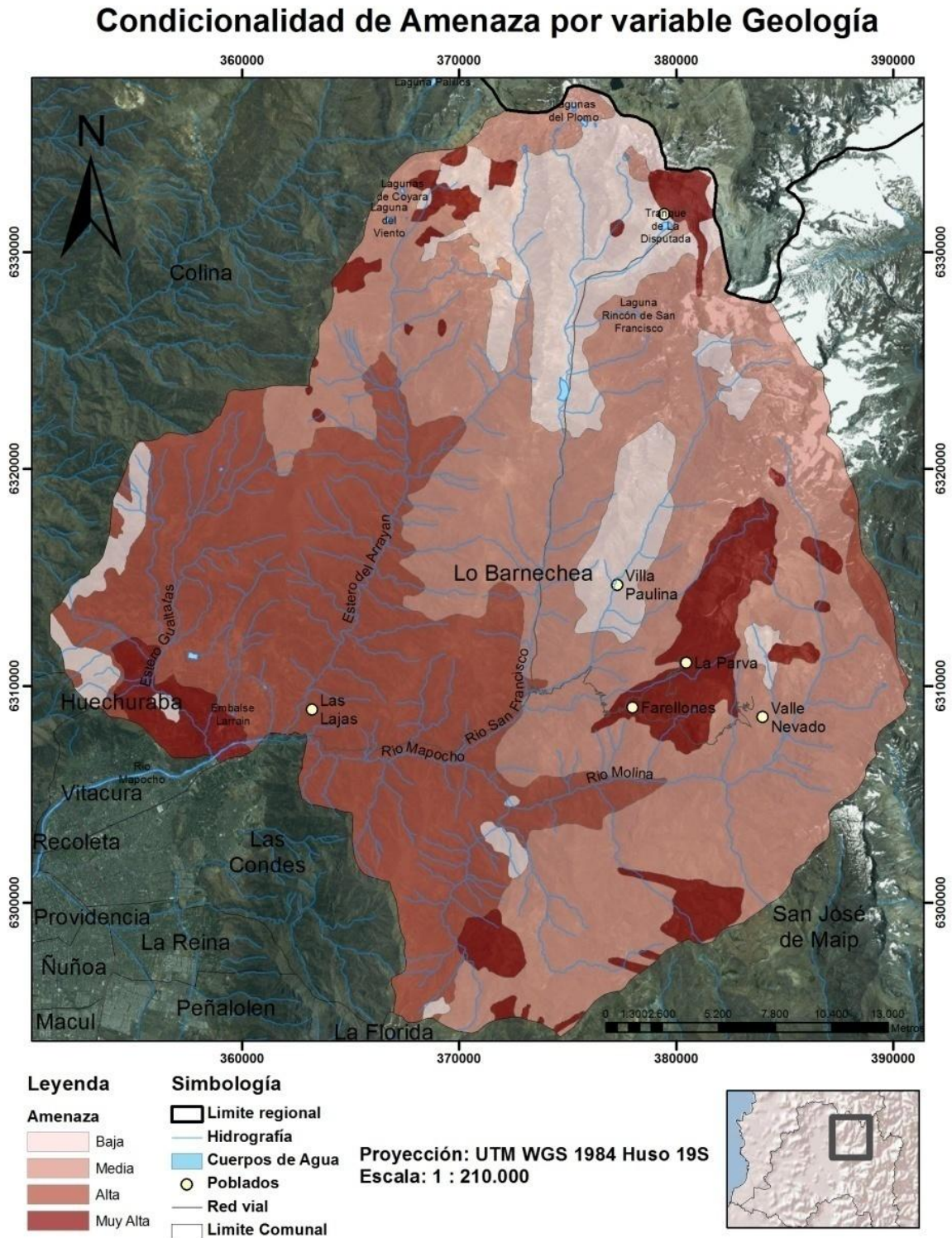
Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010, Pliscoff y Luebert ,2006; Imagen Satelital Bings Maps 2013.

II. Amenaza por Geología

Con respecto a la variable geológica, el área de estudio presenta los 4 diferentes niveles de amenaza definidos, sin embargo, el nivel que predomina corresponde al nivel de amenaza “**Media**” con una superficie de 480, 0950 kms², esto explicado a que la formación Farellones, catalogada como amenaza media, es la que presenta una mayor presencia en el sector de la cuenca andina del río Mapocho, ubicada en el área central y este de esta. (Figura n°10)

Con respecto a los otros niveles de amenaza que presenta el área de estudio, “**Muy Alta**”, dado por la formación Colorado-La Parva con una segunda mayor presencia en el área de estudio, ubicada en la parte centro-oeste de esta abracando las localidades de Farellones y L Parva además de un sector de la parte urbana de la cuenca y que fue catalogada con una condicionalidad de amenaza de Muy alta, dada por las condiciones y características que presenta con respecto a su sensibilidad a generar flujos de detritos, con 94,01 kms²; “**Alta**” con 310,71 kms², en la parte oeste mayoritariamente de la cuenca, causado por la formación Abanico; y **Baja** con 140,04 kms² correspondiente a las Unidades Intrusivas I y II.

Figura n°10: Amenaza por Geología en el área de estudio.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010,y Thiele,1985 Imagen Satelital Bings Maps 2013.

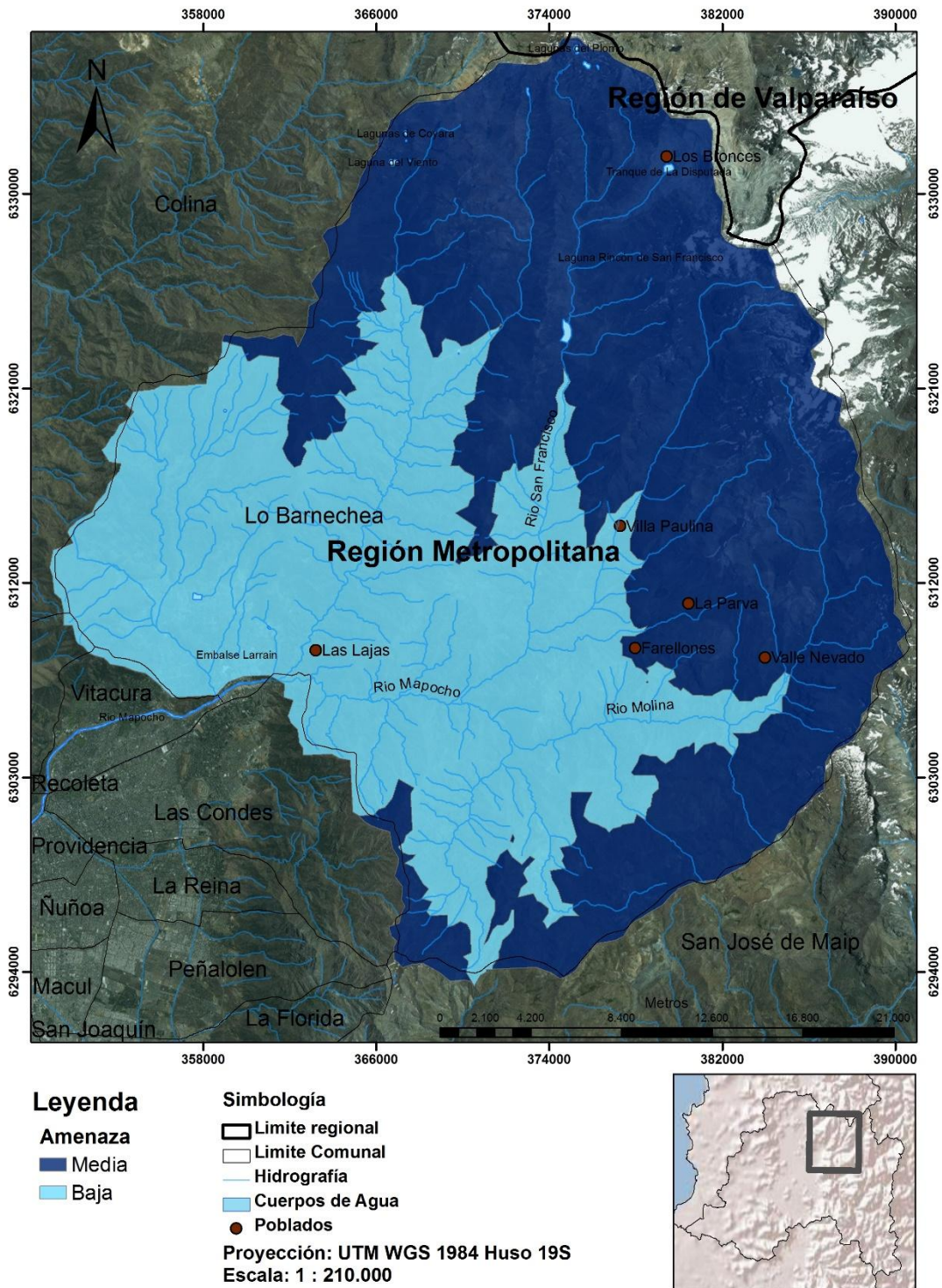
III. Amenaza por disponibilidad de material de arrastre.

Esta variable, medida en base a la altura registrada de la isoterma 0°C durante los meses de invierno, en el período actual, presenta un nivel de amenaza de “**Media**” abarcando una superficie de 559,54 kms², en la zona oeste y nor-oeste, inserto en el sistema Periglacial donde el estado de las precipitaciones es sólido, es decir, por sobre los 2.350 msnm que se estableció como límite divisor de los sistemas de erosión. Este sector abarca incluyendo las localidades de La Parva, Farellones, Valle Nevado y Los Bronces.

Por otra parte, el nivel de amenaza “**Baja**” es representada con 462,86 kms² de superficie, ubicada en el sector oeste y el centro de la cuenca, por debajo de los 2.350 msnm, en el sistema Fluvial, donde las precipitaciones se dan en estado líquido y donde el material detrítico es mucho menor para la generación de flujos de detritos con respecto al otro sistema de erosión. Abarca la zona urbana del área de estudio, la subcuena del Estero Las Hualtatas y los límites comunales con las comunas de Vitacura y Las Condes. (Figura n°11)

Figura n°11: Amenaza por disponibilidad de material de arrastre.

Condicionabilidad de Amenaza por variable Disponibilidad de Arrastre.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010 e informes técnicos de ONEMI, 2012, Imagen Satelital Bings Maps 2013.

Como se aprecia en la tabla n°26, el nivel de amenaza que ms se repite en cuanto a las tres variables analizadas es aquella calificada como "Media".

Tabla n°26: Resumen de superficie de amenaza por variable condicionante. (En kms²)

Nivel de amenaza Variable	Muy Alta	Alta	Media	Baja
Vegetación	47,7373	144,3598	463,9879	369,0531
Geología	94,01971	310,718654	480,0950	140,0468
Disponibilidad de material de arrastre	-----	-----	559,5396	462,8593

Fuente: Elaboración propia

4.5.3 Niveles de Amenaza por subcuenca:

Se diferencian los niveles de amenaza a nivel de subcuenca que componen la cuenca andina del río Mapocho, donde se identificaron los niveles Bajo, Medio, Alto y Muy Alto, sin embargo, ninguna de estas subcuencas arrojó el nivel de amenaza calificado como "Bajo".

I. Subcuenca Rio Molina-El Cepo

Esta subcuenca presenta un nivel de amenaza predominante calificado como "**Media**" abarcando una superficie de 201,51 kms², casi en su totalidad, como se aprecia en la figura n° 12, abarcando la localidad de Valle Nevado, el segundo nivel de amenaza que presenta esta subcuenca es de "**Alta**" con 85,10 kms², abarcando zonas de la parte norte y sur de esta subcuenca; y "**Muy Alta**" con una superficie de 3,15 kms², ubicadas en la parte norte esta cuenca; y por ultimo un nivel de amenaza "**Bajo**" con una superficie de 2,97 kms² en el sector sur oeste de la subcuenca. (Figura n°12)

II. Subcuenca Rio San Francisco

El nivel de amenaza de esta subcuenca también corresponde a amenaza "**Media**" presentando 159,94 kms² de área. Se presenta principalmente en la zona centro de la subcuenca, abarcando el cauce principal de esta. (Figura n°13)

Le sigue un nivel de amenaza "**Alta**" con 130,31 kms² localizada hacia el este y norte de la subcuenca, ubicándose en el límite comunal con San José de Maipo y de la Región de Valparaíso, abarcando las localidades de Los Bronces, La Parva y Farellones.

Por su parte, los niveles de amenaza con menor presencia en la subcuenca del Rio San Francisco corresponden a "**Baja**" presenta 3,95 kms², ubicado en el sector centro-sur de

esta subcuenca, abarcando la localidad de Villa Paulina; y un nivel de amenaza “**Muy Alta**” con 0,96 kms² en 3 sectores de la subcuenca, en las zonas norte y este.

III. Subcuenca Estero El Arrayán

Tal como se puede apreciar en la figura n°14, el nivel de amenaza predominante en esta subcuenca es de “**Media**” con una superficie que abarca los 246,35 kms², casi la totalidad del área de la cuenca del Estero El Arrayán, además de su cauce principal.

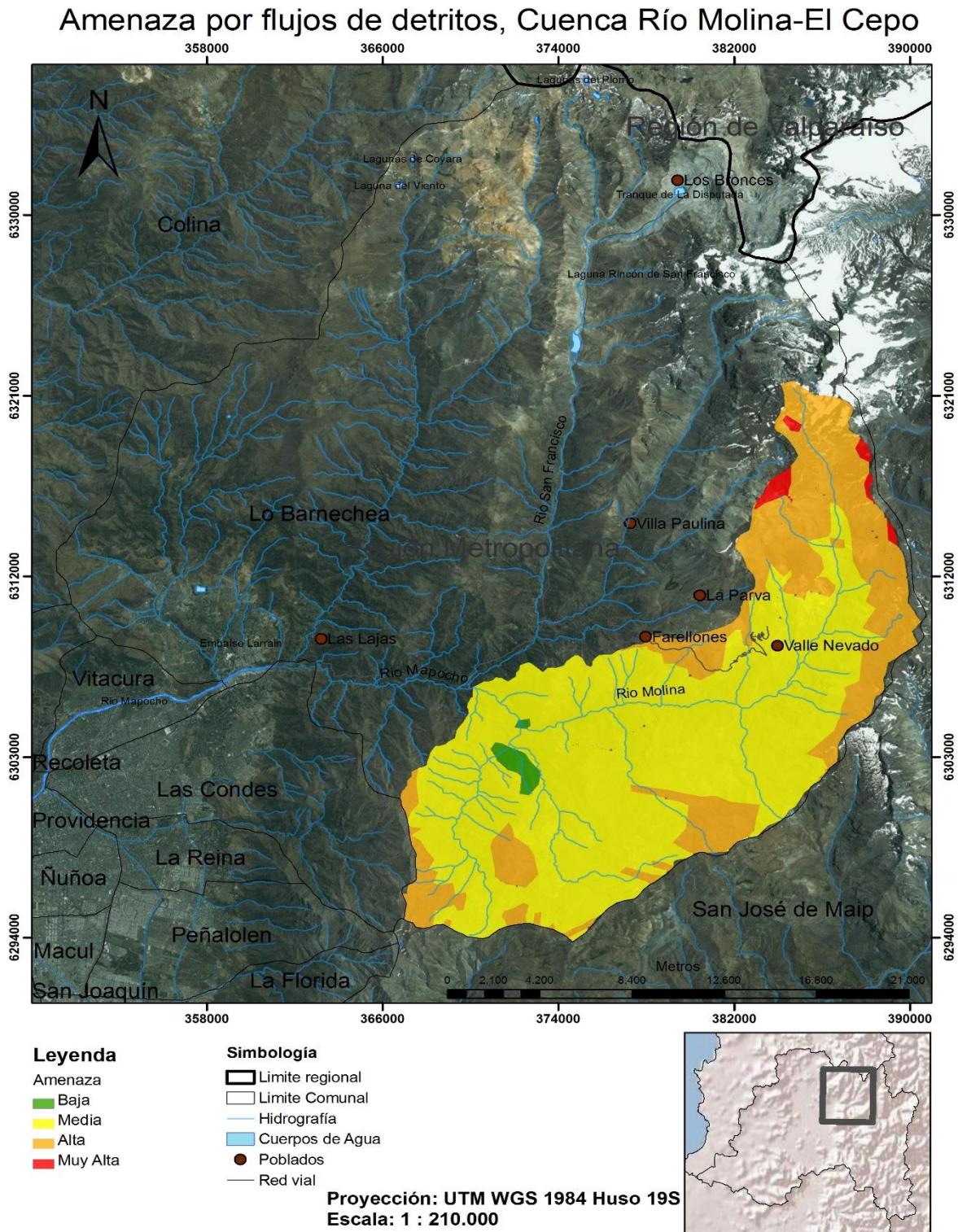
El segundo nivel de amenaza que presenta esta subcuenca, es la de nivel “**Alta**” con 30,43 kms² de área, en lugares muy precisos al norte este, centro y sur de la subcuenca (figura n° 17); por último, esta subcuenca no presenta niveles de amenaza calificados como “**Bajo**” y “**Muy Alto**”.

IV. Subcuenca Estero Las Hualtatas

Esta subcuenca cumple con la tendencia de las tres subcuencas anteriores, es decir, presenta un nivel de amenaza predominante calificada como “**Media**”, en casi su totalidad, abarcando una superficie de 119,68 kms² (Figura n°15); un segundo nivel de amenaza que presenta correspondiente a “**Baja**” con 7,56 kms², identificada en los sectores oeste y sur-oeste de la subcuenca; por último, también presente condición “**Alta**” en la zona norte, oeste y sur-oeste.

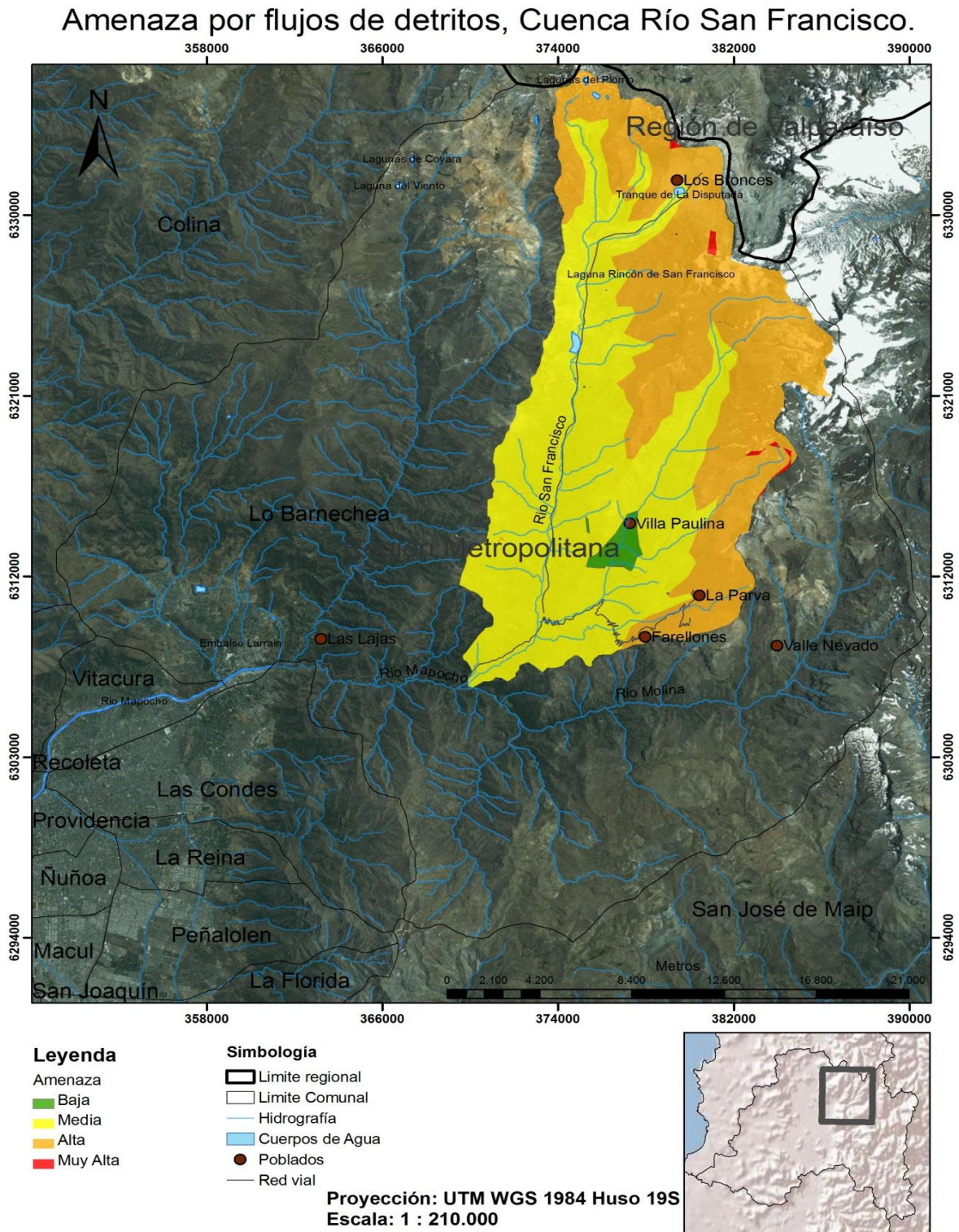
No presenta niveles “**Muy Alto**”.

Figura nº12 : Amenaza Cuenca Río Molina-El Cepo.



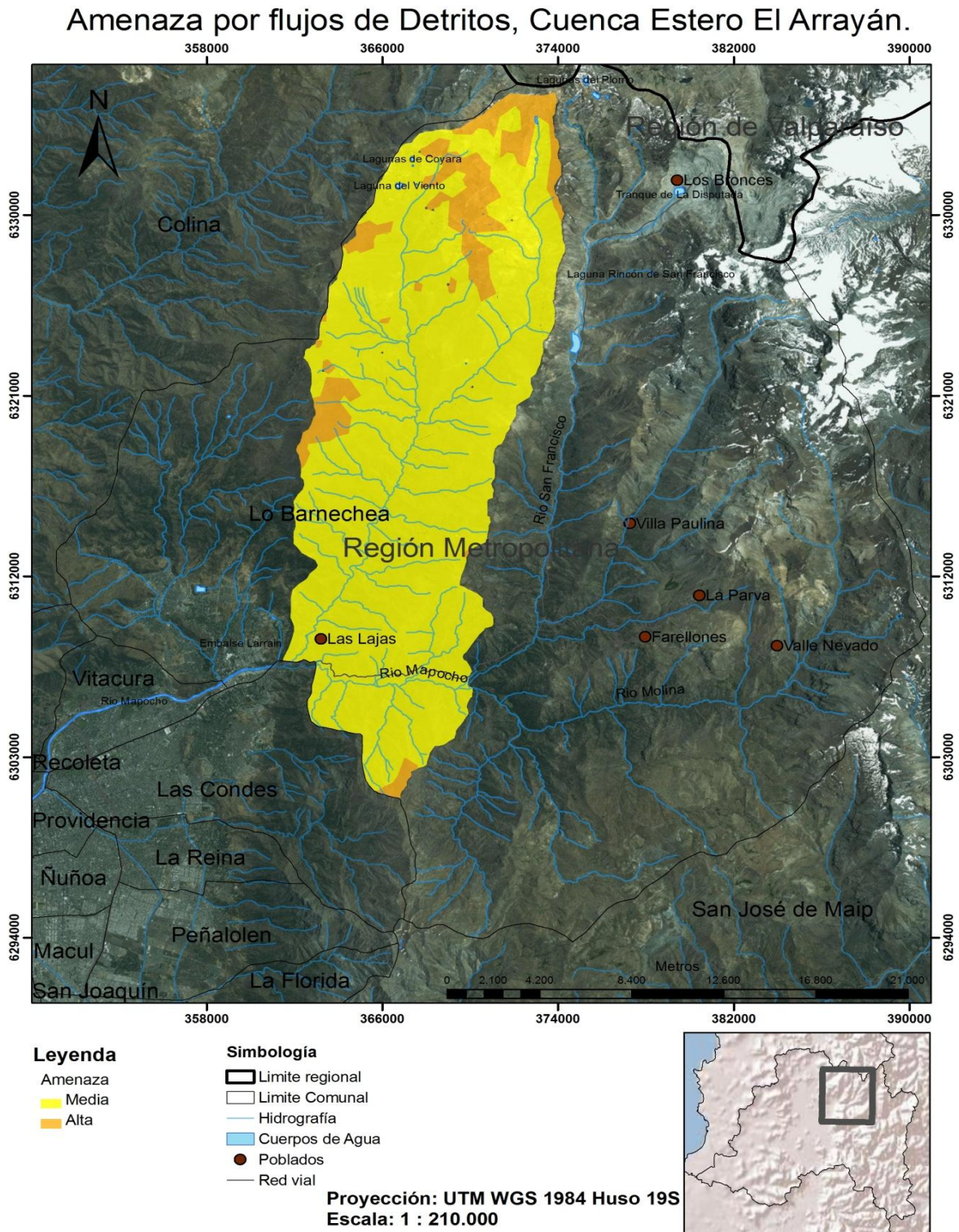
Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010 Imagen Satelital Bings Maps 2013.

Figura nº13 : Amenaza Cuenca Río San Francisco.



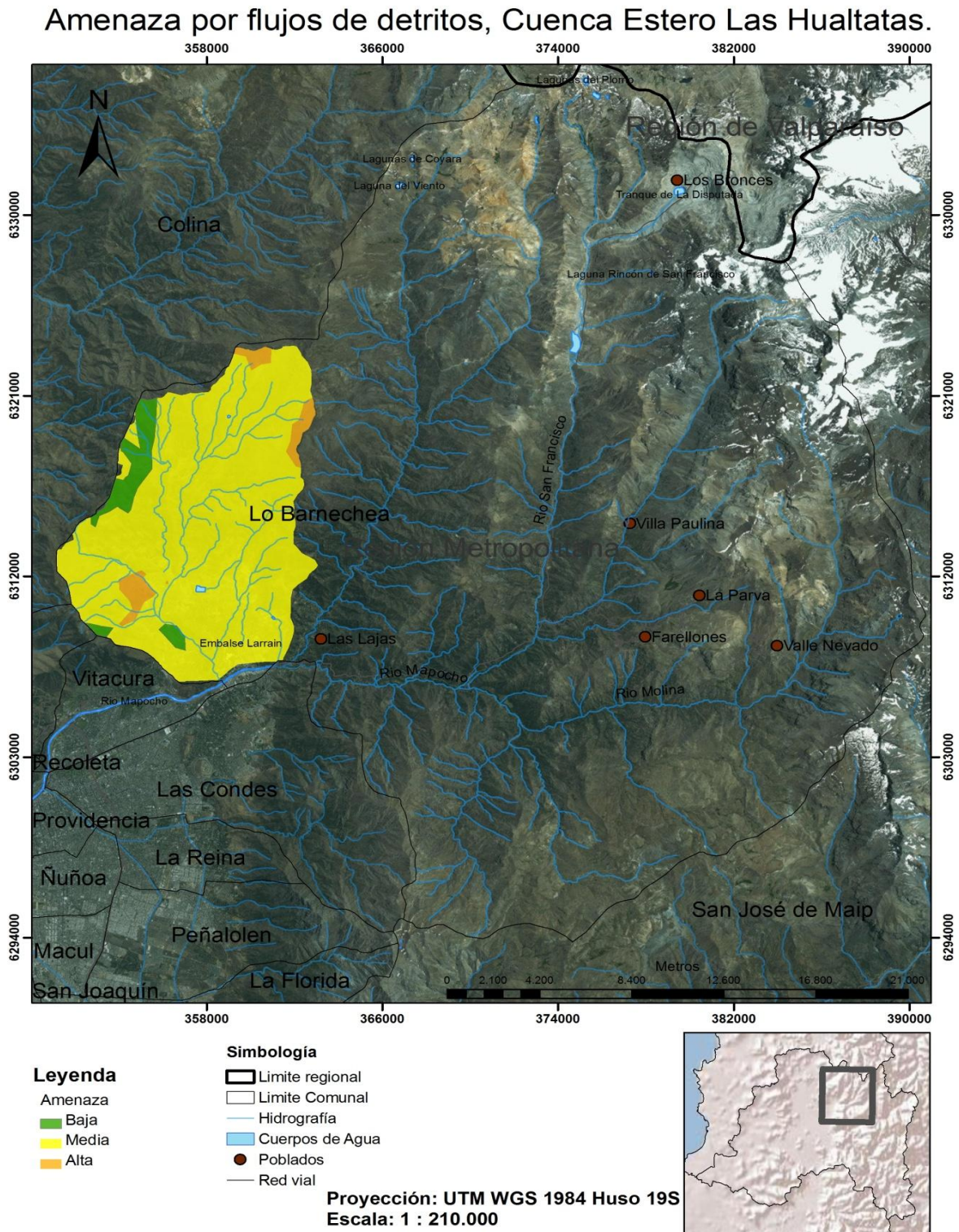
Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010 Imagen Satelital Bings Maps 2013

Figura nº14 : Amenaza Cuenca Estero El Arrayán.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010 Imagen Satelital Bings Maps 2013.

Figura nº15 : Amenaza Cuenca Estero Las Hualtatas.



Fuente: Elaboración Propia, en Base a información vectorial MIDEPLAN, 2010 Imagen Satelital Bings Maps 2013.

La tabla n°27 muestra a modo resumen el área en kms2 de cada nivel de amenaza identificada en cada subcuenca en estudio.

Tabla n°27: Resumen de superficie de amenaza por subcuenca (en kms²)

Nivel de amenaza Nombre subcuenca	Muy Alta	Alta	Media	Baja
Río Molina-El Cepo	3,16	85,10	201,51	2,97
Río San Francisco	0,96	130,31	159,94	3,95
Estero El Arrayán	No presenta	30,43	246,35	No presenta
Estero Las Hualtatas	No presenta	5,24	119,68	7,56

Fuente: Elaboración Propia.

4.5.4 Determinación de amenaza mediante variables cualitativas

La obtención de la condición de amenaza por energía del relieve se realizó mediante la obtención de 3 índices y formulas hidromorfométricas que refleja las características de las subcuencas en cuanto a su forma, desarrollo de la red hidrográfica y el comportamiento de estas unidades microespaciales básicas, frente a eventos de precipitaciones, o factores gatillantes de la amenaza analizada en esta memoria de título, es decir, frente a eventos de posible generación de flujos de detritos.

Para la determinación final de los niveles de amenaza que presenta cada subcuenca analizada, se realiza un **análisis cualitativo** en función a los datos arrojados mediante los cálculos de los índices hidromorfométricos y se califica mediante la condición de amenaza predominante donde se obtiene lo siguiente:

Subcuenca río Molina-El Cepo: **Media**

Subcuenca río San Francisco: **Media**

Subcuenca del estero El Arrayán: **Media**

Subcuenca del estero Las Hualtatas: **Media**

Capítulo 5: Discusiones y conclusiones

5.1 Discusión

Esta investigación tuvo como objetivo general, el análisis de la susceptibilidad del sector andino de la cuenca del río Mapocho, a la ocurrencia, desencadenamiento y desarrollo de los flujos de detritos.

De acuerdo con el marco teórico establecido y los resultados arrojados en esta memoria, se puede indicar lo siguiente:

5.1.1 Con respecto a la Amenaza:

FERRANDO (2010) define a la amenaza como “aquellos procesos del medio ambiente físico que por la gran magnitud (o momentum) que pueden o suelen alcanzar, son capaces de provocar cambios importantes en el paisaje o de alterar su condición de equilibrio de forma más o menos prolongada, según sea el tipo de proceso, el área afectada y la recurrencia”. Bajo este enunciado, es pertinente asegurar que los flujos de detritos si son considerados como amenazas naturales, ya que en concordancia con la misma definición anterior, estos son procesos naturales, que si se desencadenan, pueden provocar la alteración de equilibrio del medio físico, con consecuencias como la interrupción del medio humano modificaciones en el terreno.

Los flujos de detritos, si bien son procesos naturales propios de los ambientes de montaña, donde las pendientes (en quebradas y laderas) además del derretimiento de nieve y una serie de factores analizados, propician para que se desarrollen, este tipo de amenaza “natural”, muchas veces podría entrar en la categoría de una amenaza de tipo “inducida” por la acción humana, esto evidenciado por la creciente y constante presión inmobiliaria a que se ejerce en el sector precordillerano de la zona central del país, y que las actividades económicas e infraestructuras de la sociedad, alteran el estado en el que el medio natural, de acuerdo con este mismo autor, “presenta cierta resistencia ante la amenaza de aminorar los efectos de esta en el medio” siendo estos efectos más graves o, al contrario.

Con respecto a otra clasificación que se da con las amenazas, los flujos de detritos, a partir de los resultados obtenidos en esta memoria de título, y considerando las variables que se utilizaron para analizar este tipo de amenaza, corresponde a un fenómeno natural de tipo discreto, es decir, ocurren eventualmente, esto debido a que se suelen dar bajo condiciones de precipitaciones intensas, en conjunto con cambios bruscos de la isoterma 0°C, lo que es recurrente en las estaciones de invierno y/o primavera. Además, ya que estos eventos (flujos de detritos) son provocados a partir de otros fenómenos naturales (precipitaciones intensas, sismicidad entre otros) corresponden a las amenazas categorizada como de “segundo orden”.

Otro punto importante, que se hace necesario mencionar, la EIRD afirma que *“la mayoría de las amenazas no se pueden evitar, ya que son, en su mayoría, procesos propios de la*

naturaleza, con su respectivo impacto en la naturaleza” sin embargo, si bien no se pueden predecir, si pueden evitarse aquellas que son presionadas o provocadas por el medio ambiente humano, aplicando ciertas normas en cuanto a la gestión del riesgo, o aminorar los efectos de un evento natural en el medio ambiente o medio humano, evitando situaciones de riesgo como la construcción de viviendas o edificios en zonas donde se producen , en este caso , los flujos de detritos; es por esta razón, que se hace imprescindible contar con el conocimiento del terreno y con herramientas, que nos permitan detectar los lugares que son propicios para la generación de estos eventos.

5.1.2 Con respecto a los movimientos en masa:

Con respecto a las consideraciones conceptuales, si bien el término más reconocido para referirse a estos fenómenos es el de “remociones en masa”, se plantea que no es necesario que haya una remoción de material de un fenómeno previo. Pueden desencadenarse en sectores que no hayan ocurridos antes, por lo que se propone referirse como movimientos en masa.

Se define y se entiende entonces, por movimiento en masa, como “procesos de movilización lenta o rápido de un determinado volumen de suelo, de roca o de ambos, en diversas proporciones” (HAUSER, 1993). Estos son principalmente gravitatorios, donde la pendiente juega un rol muy importante.

De acuerdo a lo establecido en el marco teórico, a la definición proporcionada por Hauser (1993), y por los eventos ocurridos en el pasado considerados como antecedentes, coinciden en que el comportamiento de los flujos de detritos, depende en gran medida de las pendientes, destacando la naturaleza gravitacional de estos fenómenos, donde esta variable juega un rol fundamental en cuanto a la ocurrencia de los flujos de detritos.

Con respecto a la clasificación de los movimientos en masa, al igual que el concepto de “amenaza”, se plantea una cierta problemática con respecto a la falta de una “clasificación unificada” como lo afirma HAUSER (1993), ya que estas distintas definiciones han sido proporcionadas por distintos autores, bajo distintos puntos de vista, como la velocidad, el tipo de material, el tipo de movimiento, contenido de agua etc; Sin embargo, el fenómeno estudiado en esta memoria de título, está definido bajo los dos grandes criterios, a saber: 1- tipo de movimiento, flujo, entendido como el movimiento de masa de materiales sin cohesión donde actúan temporalmente como un fluido, experimentando una deformación continua y sin presentar superficie de rotura definida (FERRER,1987); y 2- al tipo de material, detritos, material granular grueso , no cohesivo, como arena, grava, bolones y bloques.

Otro aspecto a destacar, corresponde a la escala de los movimientos en masa en comparación a otros fenómenos naturales como terremotos tsunamis o hasta erupciones volcánicas, donde estos se desarrollan en una mayor escala, donde la magnitud es mayor al igual que el impacto. En cuanto a la gestión respecto de estas amenazas, HAUSER (1993) afirma que los movimientos en masa permiten un cierto grado de manejo, para minimizar sus efectos e impactos en el paisaje y en la población y, de cierta forma se

puede apreciar por los resultados arrojados por el cruce de las variables, lo que permitió localizar aquellas áreas o sectores de la cuenca andina del río Mapocho que son más susceptibles a generar flujos de detritos, constituyendo un procedimiento metodológico útil como herramienta para la gestión del riesgo y la reducción del desastre, especialmente en un sector que presenta una fuerte y creciente presión inmobiliaria, como se afirmó anteriormente.

5.1.3 Con respecto a los Flujos de Detritos:

-Los factores o variables condicionantes, entendidas como aquellas que, en los fenómenos de movimientos pueden ser muchos y variados, sin embargo, en esta investigación se desarrollaron 3; que corresponden a la geología, vegetación, disponibilidad de material de arrastre (integrando la isoterma 0°C) y por último la energía del relieve (integrando los datos hidromorfológicos de cada subcuenca), sin que sea por eso, menos tangible o “precisa” para poder establecer aquellos sectores que presentan potencial a desencadenar o desarrollar un flujo de detritos.

Con respecto a eso mismo, esta memoria podría ser utilizada como una herramienta objetiva, precisa y simplificada, por distintas entidades, privadas como gubernamentales, con distintos objetivos y funciones, como para, a modo de ejemplo, prevención del riesgo y mitigación del desastre, planificación y ordenamiento territorial, concientización de la sociedad, regulación de las actividades y explotaciones económicas (mercado inmobiliario, minería etc.)

En cuanto a las variables del terreno que fueron analizadas como condicionantes, se utilizaron aquellas como más representativas o que más inciden en el inicio de un flujo de detritos; una de ellas corresponde a la geología, esta fue analizada en base a lo planteado por autores como FERRANDO (2000), HAUSER (1993) Y LARA (2007) en cuanto a las formaciones geológicas, analizando la edad, grado de alteración e inestabilidad, definiendo a la formación Colorado-La Parva como la más inestable y las unidades intrusivas como la más firme. Si se contrasta lo que se propuso en el marco teórico con los análisis de los resultados y las observaciones de las cartografías, se puede afirmar que de hecho si presentan los grados de amenaza definidos, con respecto al desarrollo de los flujos de detritos.

En cuanto a la vegetación, se estableció en el marco teórico, que la vegetación representa un rol muy importante en cuanto a la estabilidad del terreno y se determinaron aquellos tipos o características de la vegetación, que ayudaban al desarrollo de un flujo, definiendo aquellos como herbazales los que menos capacidad presentan en afirmar el terreno al presentar una raíz más delgada y corta, y estar a ras de suelo, por el contrario, se estableció también que los árboles o bosques, donde la raíz es más gruesa y profunda, poseen una capacidad más alta al afirmar el terreno a ser removido, por lo que se estableció como los más estables y por tanto, los que menos presentan susceptibilidad a desencadenar flujos de detritos. Al analizar los resultados, se nota claramente, que se cumple esta premisa, donde la vegetación más densa o calificada como bosque, es la que

menos grado de incidencia presenta con respecto a una situación potencial de flujos de detritos.

Además, se consideró la disponibilidad de material a ser arrastrado, mediante la ubicación de la Isoterma 0°C (donde cambia el estado de las precipitaciones), evaluando los antecedentes de episodios previos donde esta juega un rol fundamental. Si la isoterma se ubica muy alta, el área de captación se hace más grande, dejando una zona donde normalmente hay nieve.

Para el caso de los flujos de detritos, el área de oscilación de la isoterma, que cambia el estado de las precipitaciones de solidad a líquidas, es la que más se acerca a una situación de este fenómeno, ya que, este ambiente periglacial, abarca más superficie, favoreciendo la meteorización y la detritificación de material, aportando así una mayor cantidad de material (detritos) a ser arrastrado.

Los resultados arrojaron lo que se planteó anteriormente, que este ambiente periglacial, descubierto de nieve y de mayor superficie, es la que mayor susceptibilidad posee a desencadenar un flujo de detritos. Por su parte, aquella por sobre el umbral máximo que toma la isoterma 0°C, es la que menor grado posee, ya que su aporte de material es bajo o nulo, ya que presenta la condición de nieves eternas o casi siempre, y la zona por debajo del nivel mínimo que pueda presentar la isoterma 0°C, es la que presenta una susceptibilidad más o menos media, en cuanto al grado de incidencia en favorecer un episodio de flujos de detritos. Esto se observó en situación de flujos de detritos anteriores (1991 y 1993) y de los resultados y cartografías de esta memoria de título.

-Para que un fenómeno de flujo de detritos se desencadene, hay que tener presente que ciertas situaciones deben conjugarse; es decir, que actúen los factores gatillantes. Estos fueron identificados y establecidos anteriormente en el marco teórico, y si bien no fueron abarcados en los resultados, (ya que se trabajó con los condicionantes) hay que tener en consideración que, frente a escenarios de precipitaciones intensas, en un corto período de tiempo o, por el contrario, precipitaciones tenues en un período de tiempo más o menos prolongado estos fenómenos como los flujos de detritos o de barro, se desarrollan. Se ha observado en fenómenos anteriores en donde en conjunto con una ubicación de la isoterma 0°C (abarcando una mayor captación de precipitación líquida) las precipitaciones gatillan los flujos.

Sin embargo, también se gatillan en situaciones en donde un frente de precipitaciones ya ha pasado, superando la capacidad de infiltración del suelo, dejando el material saturado, por lo que cualquier nueva precipitación o incluso un movimiento telúrico, lo propicia.

5.1.4 Con respecto a la Metodología:

Como se ha descrito anteriormente, en otros apartados de esta memoria de título, la metodología utilizada para obtener las áreas susceptibles a desencadenar flujos de detritos en la cuenca andina del río Mapocho, corresponde a una de tipo mixta, analizando

variables cualitativas tanto como cuantitativas, además de cruce y análisis de estas variables.

En el marco teórico, se estableció que mediante variables físicas se puede determinar una situación inestable y mediante factores gatillantes se pueden desencadenar.

La metodología en cierta forma, prueba que mediante los cruces de variables se pueden obtener estos sectores susceptibles.

5.2 Conclusiones

A lo largo de esta memoria de título, en cuanto a los objetivos y resultados, se concluye lo siguiente:

Con respecto al primer objetivo establecido, “Analizar la naturaleza y estado de las componentes del medio físico del área de estudio”, se puede decir que las características y el estado del área de estudio, en cuanto a las condiciones físicas del terreno, si favorecen el inicio y desarrollo de flujos de detritos.

La Geología de la cuenca andina del río Mapocho, representada por las formaciones Farellones, Abanico y Colorado-La Parva y las unidades intrusivas I y II, donde, a excepción de las Unidades Intrusivas, presentan un grado de alteración de medio a fuerte, con estructura de rocas estratificadas y grados de plegamiento marcado, por lo que estas condiciones dan la característica de terreno inestable y de un considerable aporte de material, por lo que son propiciantes para el desarrollo de flujos detríticos.

En cuanto al clima, se estableció que el área de estudio pertenece al clima templado cálido de subtipo mediterráneo, donde las precipitaciones se concentran en los meses de invierno, el cual pueden presentar precipitaciones intensas, determinado en el umbral de 60 mm /24 horas o superior, y que actúa como factor gatillante en cuanto al inicio de los flujos de detritos y los flujos de barro, al provocar el lavado, saturación del suelo y arrastre de los materiales.

La altura de la isoterma 0° puede variar, lo que provoca caída de precipitaciones líquidas donde normalmente caen en estado sólido, lo que acelera los procesos de derretimiento de las nieves, aumentando la superficie de lavado y arrastre de material, y que por ende es un escenario clave en el desarrollo de flujos.

En cuanto a la vegetación, los factores locales como el suelo, la radiación, exposición entre otros, permiten la presencia de 7 pisos vegetacionales, nombrados anteriormente, que otorgan cierta protección y estabilidad al terreno de ser removido, donde mientras más denso, frondoso, la raíz más profunda es mayor la estabilidad, en caso contrario, los herbazales, la estabilidad es mínima, por lo anteriormente nombrado hay sectores del área de estudio que no presentan estabilidad con respecto a la vegetación y por lo que favorecen el desencadenamiento de los flujos.

Con respecto al segundo objetivo, “determinar, categorizar y espacializar las

condicionantes del terreno en tanto propiciantes de la ocurrencia de flujos de detritos”, se concluye que, a pesar de las muchas variables que pueden incidir en la inestabilidad del terreno, se establecieron aquellas como más relevantes, donde cada una tiene mayor o menos incidencia en cuanto a su influencia en esta “situación inestable”.

En base a las 3 variables establecidas en la presente investigación se puede concluir lo siguiente:

-Cobertura Vegetal, donde entre los 7 pisos vegetacionales localizadas en el área de estudio, se encontraron “herbazal mediterráneo andino” y sectores desprovistos de vegetación, estas ubicadas a partir de los 3.500 msnm, y que fueron catalogados como amenaza Alto y Muy Alto respectivamente.

-la Geología, en donde la formación Abanico presenta una amenaza Alta y la formación Colorado-La Parva, como amenaza Muy Alta, por lo tanto propiciantes para el desarrollo de flujo de detritos.

-y como última variable, se utilizó la disponibilidad de material a ser arrastrado, esto obtenido mediante la altura que registra la ubicación de la isoterma 0°C, dividiendo la cuenca Andina del Río Mapocho en dos: un Sistema Fluvial, donde el estado de las precipitaciones es líquido (lluvia) y predomina la erosión fluvial - pluvial; y el sistema Periglacial donde el estado de las precipitaciones es sólido (nieve) y predomina la erosión de los procesos de hielo-deshielo. El primero se estableció como aquel que presenta una condicionalidad de amenaza Baja, puesto que el material es más fino, y no compone precisamente un flujo de detritos y el segundo, con condicionalidad de amenaza Media, ya que esos procesos de meteorización nombrados anteriormente posibilitan material detrítico propicio para la generación de flujos de detritos, por lo tanto, es sistema Periglacial es aquel que aporta material necesario para este tipo de movimiento en masa

Además, se consideró la “energía del relieve” como variable integrada de 3 índices hidromorfométricos y que permitió identificar áreas donde el terreno es potencialmente susceptible a la acción de procesos morfogenéticos

Por su parte, el tercer objetivo, “Analizar y cuantificar la hidro-geomorfología y la hidromorfometría de los sistemas hidroespaciales básicos (microcuencas) que condicionan la ocurrencia de flujos de detritos”, se analizó una variable integradora de las características hidromorfométricas de las 4 subcuencas que componen el área de estudio, siendo estas la subcuenca del estero El Arrayán, Subcuenca del río San Francisco, subcuenca del río Molina-El Cepo y subcuenca del estero Las Hualtatas, denominado como “Energía del relieve”, en adición a las 3 variables físicas nombradas anteriormente.

Este índice se obtuvo a partir de un análisis cuantitativo, considerando los factores de forma, desarrollo de la red de drenaje de cada subcuenca, y las pendientes medias que estas presentan, y que proporcionó las condiciones que presentan estas subcuencas en cuanto a la sensibilidad de desarrollar flujos de detritos. Como se observó en los resultados, se obtuvo el nivel de amenaza “Bajo” en cuanto a la “energía del relieve”.

Con respecto a la densidad de drenaje, 3 subcuencas obtuvieron una opcionalidad de amenaza “Media” en cuanto a este índice, siendo las subcuencas del río Molina-El Cepo, la del Estero El Arrayán y la del Estero Las Hualtatas, por lo que se concluye, que no presentan un desarrollo de la red de drenaje (cauces, considerando a estos como erosión lineal) muy significativo, por lo que frente a eventos de precipitaciones intensas y/o prolongadas, estas no presentarían una respuesta inmediata y/o muy violenta, por lo que con respecto a la densidad de drenaje, no condicionaría en gran medida un flujo detrítico.

La subcuenca del Río San Francisco, presenta una red de drenaje pobremente desarrollada al presentar una condicionalidad de amenaza “Baja”, por lo que presenta una menor probabilidad de desarrollar un flujo de detritos mediante esta variable.

En cuanto a la forma de la cuenca, es decir otro índice analizado, la compacidad de Gravelius, también son 3 subcuencas las que arrojaron condicionalidad “Media”, siendo estas las subcuencas del Río Molina-El cepo, Río San Francisco y del Estero El Arrayán, por lo que se puede concluir que esta poseen una forma alejada al círculo, más bien alargada, por los que los puntos de confluencia de los tributarios al dren principal están más bien alejados, por lo que la respuesta de esta subcuencas es más bien apaciguada en la escorrentía directa y por lo que no presentaría una capacidad de transporte y/ o erosión importante, por lo que en cuanto a este índice, es decir, en cuanto a la forma de subcuenca, estas no tendrían muchas probabilidades de gatillar y desarrollar un flujo detrítico.

La cuarta subcuenca analizada y que presenta una condicionalidad de amenaza “Alta”, por lo que en cuanto a su forma, esta sería más redonda en comparación con las otras tres subcuencas analizadas, por lo que los puntos de confluencia de los tributarios con el dren principal estas más cercanos, generando una respuesta marcada por un peak de escorrentía directa, presentando mayor velocidad, mayor capacidad de transporte y de erosión, por lo que la probabilidad de generar un flujo de detritos es mucho mayor.

El ultimo índice analizado, bajo el punto de vista geomorfológico de la cuenca, corresponde a la pendiente media de esta, y las que arrojaron una condicionalidad “Alta” fueron las subcuencas del Río Molina-El Cepo, Río San Francisco y Estero El Arrayán, arrojando valores por sobre los 20 ° y que según la tabla de umbrales de pendiente es calificada como pendiente “Muy Fuerte”, esto explicado por ser subcuencas de ambiente de montañas donde las pendientes son normalmente fuertes y/o abruptas. Esto se traduce en que la inclinación del terreno es alta, y la resistencia al corte del material muy baja. La velocidad del flujo es más alta, trayendo consigo una mayor capacidad de arrastre y de energía, por lo que podría depositarse incluso en los valles, como lo que ocurrió con el flujo del río Colorado ocurrido el año 1987. Por lo anteriormente establecido es que estas subcuencas presentan condicionalidad de amenaza a presentar flujos detríticos calificada como “Alta”.

Por otra parte, la subcuenca del Estero de las Hualtatas, presenta pendiente media de ladera calificada como “Fuerte” con un valor de 13,40°, sin embargo, la condicionalidad de

amenaza según esta misma tabla, es “Media”, esto porque es la subcuenca más “emplazada” hacia el valle, donde las pendientes son más tenues. En comparación a las otras subcuencas, esta presentaría una velocidad de transporte, energía y poder de erosión más apaciguadas, y es por eso que en cuanto a la susceptibilidad para generar flujo de detritos es media.

Por último, el cuarto objetivo, “Determinar y jerarquizar áreas proclives a la generación de flujos de detritos, en el sector de la subcuenca superior del Río Mapocho”

Mediante la ponderación y cruce respectivo de estas variables seleccionadas, se obtuvieron las áreas susceptibles a generar flujos de detritos en distintos niveles de amenaza, en la cuenca andina del río Mapocho.

La “Energía del relieve”, una variable integradora, con énfasis a las características hidromorfológicas de cada subcuenca que conforman la cuenca andina del río Mapocho, está directamente relacionada con los tres factores hidromorfológicos que se utilizaron para obtener este índice, siendo la densidad de drenaje, como variable de velocidad del escurrimiento y por ende el vaciamiento de la cuenca; el índice de compacidad de Gravelius, como variable en cuanto a la forma de la cuenca y por último la pendiente media de la subcuenca, como variable de características del relieve.

Los resultados arrojados mediante el análisis de este índice, determinó que las cuatro subcuencas analizadas muestran niveles de amenaza Media, por lo que refleja que cada una de estas subcuencas como la cuenca andina del Río Mapocho, en su total dimensión, presentan un escenario potencial a presentar flujos de detritos.

Los resultados “Medio” y “Alto” en cuanto a las variables condicionantes cuantitativas se debe a las características propias de una cuenca precordillerana y cordillera, de régimen tormentoso, que presentan quebradas en constante transporte de material cambios de pendientes abruptas y modelación del terreno, además de un cambio de vegetación debido a la altura, cambios de temperatura, y de ubicación de la isoterma, entre otras variables condicionantes.

Finalmente se puede concluir, que , la cuenca andina del Río Mapocho, es susceptible a la generación de flujos de detritos, debido a todas sus características y/o condiciones analizadas.

Esta memoria de título, se observaron dos ejes principales:

-Que el escenario del terreno, conocido como variables condicionantes, frente a un evento gatillante (precipitaciones intensas, altura de la isoterma muy arriba o eventos de sismicidad) inciden fuertemente, en las situaciones potenciales de inestabilidad y provocan el inicio de flujos de detritos.

-En adición a lo anterior, es posible determinar aquellas áreas, que, por las condiciones del terreno, son más sensibles a generar flujos de detritos. A pesar, de que el objetivo de esta memoria es e determinar aquellas áreas susceptibles en tanto propiciantes a generar

flujos de detritos en la cuenca andina del río Mapocho, diseña un planeamiento metodológico simple pero serio y completo, aplicable no solo en el área de estudio, sino también en aquellos lugares donde las condiciones climáticas, geológicas, de suelo y vegetación, sean más o menos las mismas, es decir la zona central del país.

Se puede concluir, además, que el desarrollo de esta memoria de título, reafirma lo que se conoce por la literatura; los ambientes de montaña, y en este caso, la cuenca andina del Río Mapocho si son susceptibles a generar movimientos en masa, en específico los flujos de detritos, esto explicados por sus quebradas, pendientes abruptas, vegetación que se torna más árida a medida que aumenta la altitud y que crean situaciones de riesgos, por la cada vez creciente presión inmobiliaria que se da en la precordillera en la zona central del país.

Bibliografía

- Antigüedad, I. 1982. Análisis de la red de drenaje en la interpretación estructural. Aplicación en la cuenca del río Nervión-Ibaizabal.
- Araya-Vergara, J. F. 1985. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho.
- Arenas, F., Hidalgo, R., Lagos, M. 2010. Los riesgos en naturales en la planificación territorial. Centro de políticas públicas UC.
- Aristizábal, E; Martínez, H; Vélez, J. 2010. Una revisión sobre el estudio de movimientos en masa detonados por lluvias. Revista de la academia colombiana de ciencias exactas.
- Atlas del Instituto Panamericano de Geografía e Historia. s.f. Módulo de Chile. Consultado el 17 de abril, 2015, de <http://mapas.centrogeo.org.mx/atlaslatinoamerica/chile/zona1.html>
- Baillón, M. & Díaz, 1987. "Procesos dinámicos en la Cuenca superior del río Mapocho",
- Barrera, R. 1987. Estudio y ordenamiento del territorio con fines turísticos cuenca estero El Arrayán.
- Becerra, R. 2010. Efecto Del Cambio Climático En La Evolución De La Cobertura Nival De La Cuenca Alta Del Río Maipo.
- Cartografía Rulamahue. s.f. Zonas Climaticas. Consultado el 28 de marzo, 2015 de http://www.rulamahue.cl/mapoteca/fichas/chile_utm19/ficha13utm19.html
- Casanova, M; Luzio, W; Salazar, O; Vera, W. 2004. Edafología. Universidad de Chile.
- Casanova, M. 2010. Estudio de suelos. Universidad de Chile.
- Castro, G. 1995. Análisis de crecidas pluviales frente a cambios de temperatura, aplicación en la cuenca del estero Arrayán.
- CIREN. 2010. Determinación de la erosión actual y potencial de los suelos de Chile, Región Metropolitana.
- Corporación Autónoma Regional del Tolima (CORTOLIMA). 2009. Proyecto Plan de ordenación y manejo de la cuenca hidrográfica Mayor del río Coello. Convenio Cortolima-SENA-Univ de Tolima.
- Cruz, J.; Tames, P. 1983. Análisis cuantitativo de la red de drenaje de la cuenca del río Deba.
- Dirección General de Aguas (DGA). 1993. Crecidas Súbitas y corrientes de Detritos ocurridas en 18 de Junio de 1991 en Antofagasta.
- Dirección General de Aguas (DGA). 2004. Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua Según Objetivos de Calidad.

Dirección Meteorológica De Chile. 2015. Descripción Climatológica, Región Metropolitana

http://www.meteochile.cl/climas/climas_region_metropolitana.html

Drahnak, M. 2012. Earthquake Triggered Landslides in California

Elmes, M. 2006. Análisis y evaluación de riesgos por movimientos en masa, inundación y sismicidad en el piedmont de la comuna de Puente Alto.

Fernández, R. 2006. Evaluación espacial de procesos erosivos y su influencia sobre el corredor de comercio Las Leñas, VI Región del Libertador Gral. Bernardo O'Higgins

Ferrando, F. 1991. La cuenca andina del rio Mapocho, evaluación de su dinámica natural y riesgo erosivo: desarrollo metodológico. En 1^{er} simposio internacional sobre sensores remotos y sistemas de información geográfica (SIG) para el estudio de riesgos naturales.

Ferrando, F. 1993. Estado de equilibrio morfodinámico: evaluación de la dinámica natural y amenaza erosiva en cuencas hidrográficas de montaña.

Ferrando, F. 1994. Métodos hidromorfométricos para determinar la erosividad en cuencas hidrográficas en Revista Ingeniería hidráulica en México.

Ferrando, F. 2000. La cuenca andina del rio Mapocho: Determinación de su estado de equilibrio morfodinámico

Ferrando, F. 2003. Alcances en torno a la gestión ambiental a nivel de cuencas hidrográficas. Revista Tiempo y espacio, Universidad de Chile.

Ferrando, F. 2003. En torno a los desastres "naturales": tipología, conceptos y reflexiones. Revista INVI de la Universidad de Chile.

Ferrando, F. 2005. RIO MAPOCHO: Características hidrológicas vs. proyecto Mapocho Navegable.

Ferrando, F. 2008. Apunte de curso electivo de riesgos naturales: Glosario de términos relativos a riesgos

Ferrando, F; Pliscoff, P & Sarricolea, P. 2014. Determinación de amenazas y análisis de riesgo del sector precordillerano de la Comuna de La Florida.

Gobernación de Cundinamarca, Programa de las naciones unidas para el desarrollo, 1991. Evaluación Ambiental de amenazas naturales en el departamento de Cundinamarca.

González, A. 2004. Análisis morfométrico de la cuenca y de la red de drenaje del rio Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas

Hauser, A. 1993. Remociones en masa en Chile. Boletín n° 45 de SERNAGEOMIN.

Hauser, A. 1997. Los aluviones del 18 de Junio de 1991 en Antofagasta: Un análisis crítico, a 5 años del desastre.

Ibáñez, S. Moreno, JM. y Gsibert, H. 2011. Morfología de las cuencas hidrográficas.

Lara, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en la quebrada de San Ramón, Santiago oriente, Región Metropolitana

Le-Fort, A & Suarez, O. 1992. Análisis del estado actual del ecosistema de la cuenca del estero El Arrayan.

Luebert, F y Pliscoff, P. 2006. Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile.

Montserrat, S. 2005. Estudio Experimental de Obras de Protección contra Aluviones.

Naranjo, J & Varela, J. 1996. Flujo de detritos y de barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993. Boletín n° 47 SERNAGEOMIN.

Narváez, L., Lavell, A. y Pérez, G. 2009. La gestión del riesgo de desastres: Un enfoque basado en procesos. Proyecto Apoyo a la Prevención de Desastres en la Comunidad Andina – PREDECAN.

Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI). 2002. Plan nacional de Protección Civil.

Oporto, R. 2006. Estudio De Fenómenos De Remoción En Masa. Sector Niebla-San Ignacio Comuna De Valdivia Xª Región”

Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) & Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC). 2000. Desarrollo de Una Metodología Para la Identificación de Amenazas y Riesgos a Inundaciones y Deslizamientos en la Cuenca del Río San Juan; Republica dominicana.

Organización de las Naciones Unidas (ONU). 2015. Estrategia internacional para la reducción de desastres; Marco de acción de Hyogo 2005-2015.

Quintanilla, V. 1983. Biogeografía de Chile. En: Colección Geográfica de Chile, Tomo N° 3, I.G.M.. Santiago, Chile.

Red por la defensa de la precordillera; visitado el 23 de enero de 2014. <http://www.redprecordillera.cl/index.php/22-reportajes/73-aluvion-de-la-quebrada-de-macul-desastre-natural-o-crimen-planificado>,

Romero, M y López, F. 1987. Morfometría de redes fluviales: Revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al alto Guadalquivir; Papeles de geografía física.

Schachter, P. 2008. Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en el sector nororiental de la Cuenca de Santiago mediante métodos estadísticos multivariados.

Secretaría Interinstitucional de la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres, Naciones Unidas (EIRD/ONU). 2004. Vivir con el riesgo. Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres.

Senciales, J. 1998. El Análisis morfológico de las cuencas fluviales aplicado al estudio hidrográfico, Departamento de Geografía. Universidad de Málaga.

Sepúlveda, M. 1989. Prevención de riesgos y catástrofes urbanas el caso de Santiago Oriente: La Dehesa - Lo Barnechea. <http://www.eird.org/bibliovirtual/riesgo-urbano/pdf/spa/doc2835/doc2835-contenido.pdf>

Sepúlveda, A. 2012. Análisis de normativa ambiental e identificación de territorios afectos a restricciones de uso con fines de protección ambiental en la cuenca alta del río Mapocho, comuna de Lo Barnechea.

Thiele, R. 1985. Carta geológica de Chile, hoja de Santiago, Región Metropolitana 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Pub. N° 39.

United States Geological Survey (USGS). 2004. Landslides, types and processes.