



**Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía
Programa de Magíster en Análisis Geográfico**

“Análisis de Susceptibilidad por Remoción en masa en el valle Las Trancas y Termas de Chillán. Criterios para el manejo del riesgo”



***PROYECTO FINAL PARA OPTAR AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN ANÁLISIS
GEOGRÁFICO***

**Alumna: Scarlett Lorena Araya Parra
Profesora guía: Dra. Carolina Martínez Reyes
Concepción, 2014**

INDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1.	Introducción.....	1
1.2.	Problema de investigación.....	3
1.3.	Hipótesis de trabajo.....	10
1.4.	Objetivos general y específicos.....	11

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

2.1.	Procesos de Remoción en Masa.....	12
2.2.	Sistemas de ladera.....	13
2.3.	Clasificación de las Remociones en masa.....	19
	<i>a.- Las caídas o desprendimientos (Fall).....</i>	<i>21</i>
	<i>b.- Los deslizamientos (Slide).....</i>	<i>22</i>
	<i>c.- Los Flujos (Flow)</i>	<i>23</i>
	<i>d.- Los Volcamientos o Basculamientos (Toppling).....</i>	<i>24</i>
2.4	Elementos condicionantes y detonantes.....	25
	2.4.1. Elementos condicionantes.....	26
	<i>a.- Geomorfología y morfometría de vertiente.....</i>	<i>26</i>
	<i>b.- Geología y litología.....</i>	<i>28</i>
	<i>c.- Vegetación.....</i>	<i>29</i>
	<i>d.- Hidrología e hidrogeología.....</i>	<i>29</i>
	2.4.2. Elementos detonantes.....	30
	<i>a.- Umbrales de Precipitación.....</i>	<i>30</i>
	<i>b.- Movimientos sísmicos.....</i>	<i>31</i>
2.5.	El análisis de susceptibilidad de Remoción en masa.....	32

CAPÍTULO III. MATERIALES Y METODOS

3.1.	Área de estudio.....	34
3.2.	Metodología.....	39
3.2.1.	Identificación y localización de Remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	41
3.2.2.	Identificación de variables físico-naturales (condicionantes) involucradas en el desarrollo de Remociones en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	42
3.2.2.1.	Geomorfología y Morfometría de vertientes.....	43
3.2.2.2.	Geología.....	47
3.2.2.3.	Vegetación.....	49
3.2.2.4.	Hidrología.....	50
3.2.3.	Zonificación de áreas susceptibles a Remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	52

CAPÍTULO IV. RESULTADOS

4.1.	Identificación y localización de Remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	56
4.1.1.	Registros históricos.....	56
4.1.2.	Identificación de eventos a partir de trabajo en terreno.....	61
4.2.	Identificación de variables físico-naturales (condicionantes) involucradas en el desarrollo de Remociones en masa en el valle de Las Trancas y Termas de Chillán.....	67
4.2.1.	Geomorfología y Morfometría de vertientes.....	67
a.-	Geomorfología.....	67
a.1.-	Nivel de susceptibilidad según unidades geomorfológicas en el área.....	72
b.-	Exposición.....	75
b.1.-	Nivel de susceptibilidad según exposición de laderas.....	77
c.-	Pendiente.....	83
c.1.-	Nivel de susceptibilidad según grados de Pendiente.....	84

d.- Geometría de ladera.....	89
e.- Susceptibilidad de los taludes.....	94
e.1.- Nivel de susceptibilidad según estado del movimiento.....	96
4.2.2. Geología.....	98
a.- Unidades geológicas.....	98
a.1.- Nivel de susceptibilidad según unidades geológicas.....	101
b.- Grado de alteración de la roca.....	103
b.1.- Nivel de susceptibilidad según el grado de alteración de la roca.....	103
c.- Granulometría del suelo.....	106
c.1.- Nivel de susceptibilidad según textura de suelo.....	107
d.- Grado de humedad del suelo.....	109
d.1.- Nivel de susceptibilidad según grado de humedad del suelo....	110
4.2.3. Vegetación.....	111
a.- Rango de cobertura vegetal.....	111
a.1.- Nivel de susceptibilidad según cobertura vegetal.....	113
4.2.4. Hidrología.....	115
a.- Drenes locales y zonas de acumulación del flujo.....	115
a.1.- Nivel de susceptibilidad según cercanía a drenes.....	115
4.3. Zonificación de áreas susceptibles a Remociones en Masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	116
a.- Zonas de Susceptibilidad Baja.....	116
b.- Zonas de Susceptibilidad Media.....	116
c.- Zonas de Susceptibilidad Alta.....	117
d.- Zonas de Susceptibilidad Muy Alta.....	117

CAPÍTULO V. DISCUSION Y RECOMENDACIONES

5.1.- La recurrencia histórica de Remociones en masa y el inventario.....	120
5.2.- Los factores físico-naturales que condicionan el desarrollo de Remociones en masa en el Valle las Trancas y las Termas de Chillán.....	123
5.3.- La zonificación de las áreas susceptibles a procesos de Remoción en masa.....	129

5.3.1. Zonas afectadas por flujos de lavas y lahares.....	133
5.3.2. Zonas afectadas por material piroclástico, caídas y desprendimientos de rocas, detritos y bloques.....	133
5.4.- Recomendaciones generales respecto al peligro de Remoción en masa.....	134
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.....	140
BIBLIOGRAFÍA.....	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura N°1	Formas adquiridas por las pendientes.....	15
Figura N°2	Evolución de una vertiente regulada.....	16
Figura N°3	Vertiente cóncavo - convexa en estado de equilibrio.....	16
Figura N°4	Estructura de la vertiente después de un proceso de remoción en masa.....	17
Figura N°5	Esquema de Caídas de rocas.....	21
Figura N°6	Esquema de un deslizamiento traslacional planar y en cuña.....	22
Figura N°7	Esquema de un deslizamiento rotacional.....	23
Figura N°8	Esquema de Flujos canalizados y no canalizados.....	24
Figura N°9	Esquema de volcamiento en bloque y flexural en bloques.....	25
Figura N°10	Parámetros que influyen en el comportamiento del ángulo de fricción interno (AFI).....	30
Figura N°11	Área de estudio.....	34
Figura N°12	Representación climática según datos de Temperatura y Precipitación.....	36
Figura N°13	Delimitación del área de estudio según criterios altimétricos.....	39
Figura N°14	Esquema Metodológico.....	40
Figura N°15	Localización de los perfiles topográficos.....	46
Figura N°16	Escala de medida para la asignación de juicios de valor según Saaty (1990).....	53
Figura N°17	Cancha de esquí “El Burro” y zona de arranque del proceso aluvial.....	56
Figura N°18	Termas de Chillán enclavada en abanico lahárico-aluvial.....	59
Figura N°19	Termas de Chillán asentada en antiguos conos de deyección.....	59
Figura N°20	Procesos de caídas de rocas y bloques.....	62
Figura N°21	Procesos de REM en camino principal a las Termas de Chillán.....	62
Figura N°22	Zona de caídas y desprendimientos activos en los Puntos 3 y 4 ...	63
Figura N°23	Proceso mixto estabilizado (a) y desprendimiento de bloques activo (b) en el valle Shangrila.....	64
Figura N°24	Distribución de Eventos de Remoción en masa identificados en terreno.....	65
Figura N°25	Unidad escarpe andino y edificio volcánico y valle de depositación fluvio-glacio-volcánico en el valle las Trancas.....	67
Figura N°26	Talud de desprendimiento.....	68
Figura N°27	Depósitos aluviales en el camino principal hacia las Termas (a) y Depósitos coluviales Camino a Aguas Calientes (b).....	69
Figura N°28	Depósitos morrénicos del Pleistoceno medio-Holoceno ubicados en el Valle de Aguas Calientes.....	69
Figura N°29	Deslizamientos históricos (Pleistoceno medio-Holoceno) y representación de la pendiente involucrada en el deslizamiento.....	70
Figura N°30	Plataforma superior de lavas Lanalhue.....	73
Figura N°31	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad según unidades geomorfológicas.....	73
Figura N°32	Distribución porcentual de las áreas (km ²) según exposición de laderas.....	75

Figura N°33	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según exposición de la ladera.....	77
Figura N°34	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a caídas según exposición de la ladera.....	78
Figura N°35	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a deslizamientos según exposición de la ladera.....	79
Figura N°36	Distribución porcentual de las áreas (km ²) según grados de pendiente.....	83
Figura N°37	Distribución de procesos de remoción en masa activos, según grados de pendiente.....	84
Figura N°38	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según tipos de pendiente.....	85
Figura N°39	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a flujos de lava y lahares según tipos de pendiente.....	86
Figura N°40	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a caídas y desprendimientos según tipos de pendiente.....	86
Figura N°41	Perfiles topográficos según puntos de inventario.....	90
Figura N°42	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad según estado de movimiento.....	96
Figura N°43	Tipos de lavas en el área de estudio.....	99
Figura N°44	Depósitos laháricos en el flanco oeste del CVNCH.....	99
Figura N°45	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según geología.....	101
Figura N°46	Meteorización física y procesos de caídas en el sector alto de las Termas.....	103
Figura N°47	Estado de meteorización del macizo en camino principal (Ruta 55).....	104
Figura N°48	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según grado de alteración de la roca.....	104
Figura N°49	Visualización estero Renegado y Perfil estratigráfico estero Shangrila.....	106
Figura N°50	Texturas limo-arcillosa identificadas cerca del estero Renegado.....	107
Figura N°51	Prueba textural de suelo.....	108
Figura N°52	Identificación del grado de humedad contenida en el suelo.....	109
Figura N°53	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según rangos de humedad en el suelo.....	110
Figura N°54	Cascada “Paso el Soldado” o “Velo de la Novia” ubicada en el cerro Purgatorio, valle las Trancas.....	111
Figura N°55	Línea de nieve y perfil topográfico.....	112
Figura N°56	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según rangos de cobertura vegetal.....	113
Figura N°57	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según cercanía a drenes.....	115
Figura N°58	Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM...	118

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N°1	Caracterización de las estructuras de vertiente.....	18
Tabla N°2	Clasificación general de los procesos de Remoción en Masa.....	20
Tabla N°3	Escala de velocidades de procesos de Remoción en masa y descripción del evento probable.....	20
Tabla N°4	Grado de importancia del factor condicionante en cada tipo de Remoción en masa	26
Tabla N°5	Rango de pendientes según umbrales morfodinámicos.....	27
Tabla N°6	Precipitaciones mensuales y temperaturas medias mensuales.....	35
Tabla N°7	Factores condicionantes presentes en las Remociones en masa.....	42
Tabla N°8	Escala de importancia relativa (cualitativa y cuantitativa).....	42
Tabla N°9	Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según unidades geomorfológicas.....	43
Tabla N°10	Grado de susceptibilidad según tipología de Remoción en masa y según la exposición de la ladera.....	44
Tabla N°11	Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según la exposición de la ladera.....	44
Tabla N°12	Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según tipos de pendiente	44
Tabla N°13	Caracterización Tipos de Pendiente.....	45
Tabla N°14	Grado de susceptibilidad del talud según puntos de inventario.....	47
Tabla N°15	Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según unidades geológicas en función de su composición.....	47
Tabla N°16	Grado de susceptibilidad por Remoción en masa según unidades geológicas en función de sus propiedades geotécnicas.....	48
Tabla N°17	Grado de meteorización de un macizo rocoso según puntos de inventario.....	49
Tabla N°18	Grado de susceptibilidad de remoción en masa según tamaño textural de suelo.....	49
Tabla N°19	Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según tamaño textural de suelo.....	50
Tabla N°20	Grado de susceptibilidad por Remoción en masa según rangos de humedad en el suelo.....	50
Tabla N°21	Identificación de colores imagen Landsat 8 + combinación 4-3-2...	51
Tabla N°22	Grado de susceptibilidad por Remoción en masa según rangos de cobertura vegetal.....	51
Tabla N°23	Grado de susceptibilidad por Remoción en masa según cercanía a drenes.....	52
Tabla N°24	Índice de consistencia Random.....	54
Tabla N°25	Matriz comparativa de factores condicionantes del MJA.....	54
Tabla N°26	Evaluación de factores físico-naturales, a través de técnicas de Evaluación Multicriterio.....	55
Tabla N°27	Registros históricos de procesos de Remoción en masa en el área de estudio.....	58
Tabla N°28	Eventos de Remoción en masa identificados en terreno.....	61
Tabla N°29	Rango de áreas susceptibles a REM según unidades geomorfológicas.....	73
Tabla N°30	Área (km ²) según exposición de laderas.....	75

Tabla N°31	Rango de áreas susceptibles a REM según la exposición de la ladera.....	77
Tabla N°32	Rango de áreas susceptibles a caídas según la exposición de la ladera.....	78
Tabla N°33	Rango de áreas susceptibles a deslizamientos según la exposición de la ladera.....	79
Tabla N°34	Área (km ²) según grados de pendiente.....	83
Tabla N°35	Rango de áreas susceptibles a REM según tipos de pendiente.....	84
Tabla N°36	Rango de áreas susceptibles a flujos de lava y lahares según grado de pendiente.....	85
Tabla N°37	Rango de áreas susceptibles a caídas y desprendimientos según grado de pendiente.....	86
Tabla N°38	Estado del movimiento de procesos de REM, en el valle las Trancas y Termas de Chillán.....	94
Tabla N°39	Grado de susceptibilidad según estado del movimiento.....	96
Tabla N°40	Grado de susceptibilidad general por REM según unidades geológicas.....	101
Tabla N°41	Grado de susceptibilidad a REM según grado de alteración de la roca.....	104
Tabla N°42	Grado de susceptibilidad por REM según textura de suelo.....	108
Tabla N°43	Grado de susceptibilidad por REM según rangos de humedad en el suelo.....	110
Tabla N°44	Grado de susceptibilidad por REM según rangos de cobertura vegetal.....	113
Tabla N°45	Grado de susceptibilidad por REM según cercanía a drenes.....	115
Tabla N°46	Grado de Susceptibilidad a REM en Valle Las Trancas y Termas de Chillán.....	118

ÍNDICE DE CARTAS

Carta N°1	Localización de eventos históricos en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán.....	60
Carta N°2	Inventario de remociones en masa en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán.....	66
Carta N°3	Geomorfología general en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán.....	71
Carta N°4	Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Unidades Geomorfológicas.....	74
Carta N°5	Exposición de Laderas en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán.....	76
Carta N°6	Grado de Susceptibilidad a Caídas según Exposición de la ladera	80
Carta N°7	Grado de Susceptibilidad a Deslizamientos según Exposición de la ladera.....	81
Carta N°8	Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Exposición de la ladera.....	82
Carta N°9	Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Tipos de Pendiente.....	87
Carta N°10	Grado de Susceptibilidad a Flujos de lava y Lahares según Tipos de Pendiente.....	88
Carta N°11	Distribución de procesos de Remoción en Masa de acuerdo al grado de Actividad.....	97
Carta N°12	Geología del Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	100
Carta N°13	Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Geología.....	102
Carta N°14	Grado de Susceptibilidad a Remoción en masa según grado de alteración de la roca.....	105
Carta N°15	Grado de Susceptibilidad a Remoción en masa según cobertura vegetal.....	114
Carta N°16	Susceptibilidad a Remociones en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.....	119

RESUMEN

Se evaluó la susceptibilidad a procesos de remoción en masa en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán (36°53'S - 71°27'O), comuna de Chillán y Pinto, Región del Biobío (Chile). Se estableció que las caídas y desprendimientos de rocas, bloques y detritos, flujos de lava, lahares, aluviones y avalanchas son las principales tipologías de movimientos de masas en este ambiente volcánico-andino. Estas fueron identificadas mediante la recopilación de registros históricos y el trabajo de campo. Se analizaron los factores físico-naturales que condicionan el desarrollo de estos procesos (morfometría, geología, geomorfología, vegetación y exposición) usando técnicas de evaluación multicriterio (EMC) y procesamiento en SIG.

Los resultados establecieron que el 11,4% del área presentó un nivel de susceptibilidad baja, mientras que el 55,7% evidenció susceptibilidad moderada y un 32,7% registró un nivel de susceptibilidad alta y muy alta, la cual se desarrolló preferentemente en la unidad geomorfológica de talud de desprendimiento, bajo un perfil de vertiente mayormente convexo en pendientes mayores a 25° y sobre un basamento de lavas y rocas graníticas cenozoicas.

Las caídas y desprendimientos de rocas y detritos, fueron los procesos más frecuentes en los meses de verano, lo cual representó un 48,2% de los fenómenos de Remoción en masa, presentando un estado de movimiento activo en pendientes superiores a 25° y en zonas de exposición N-NE-NO donde la cobertura vegetal fue el principal factor de control.

La zonificación de las áreas susceptibles a remoción en masa constituye una herramienta básica para el manejo de peligros en el área de estudio y puede a su vez apoyar modelos predictivos para la identificación de potenciales movimientos en masa aplicables a estrategias de mitigación y control del riesgo.

Palabras claves: Susceptibilidad, Peligro, Remoción en masa, Deslizamientos.

SUMMARY

The susceptibility to mass movement processes in Valle Las Trancas and Termas de Chillán was evaluated (36°53'S - 71°27'W), Pinto and Chillan, Bío Bío Region (Chile). It was established that falls and rock falls, blocks and debris, lava flows, lahars, landslides and avalanches are the main types of mass movements in this volcanic-Andean environment. These were identified by collecting historical records and fieldwork. The physical and natural factors that influence the development of these processes (morphometry, geology, geomorphology, vegetation and exposure) using multicriteria evaluation techniques (EMC) and GIS processing were analyzed.

The results established that 11,4% of the area showed a low level of susceptibility, while 55,7% showed moderate susceptibility and 32,7% reported a high level and very high susceptibility, which developed preferably in the geomorphological evolution unit slope, under a convex slope profile mostly on slopes greater than 25 degrees on a base of granite rocks and Cenozoic lavas.

Falls and falling rocks and debris, were the most common processes in the summer months, which represented 48,2% of the phenomena of mass movement, featuring a state of active movement on slopes 25° and in areas of exposure N-NO-NE where vegetal covering was the main controlling factor.

The zoning of landslide susceptible areas is a fundamental tool for the management of hazards in the study area and may in turn support predictive models for identifying potential landslide applicable mitigation strategies and risk control.

Keywords: Susceptibility, Hazard, Mass movement, Landslide.

CAPÍTULO I.

1.1 Introducción

Los procesos de remoción en masa son uno de los peligros geológicos más dañinos y recurrentes en el territorio nacional y en el mundo. Estos representan procesos morfodinámicos habituales de una ladera y corresponden a procesos gravitacionales y de transporte de diferentes materiales que se movilizan a diferentes velocidades.

En ambientes de montaña, se desarrollan preferentemente en áreas influidas por el volcanotectonismo, donde se exhiben condiciones de pendientes empinadas y un basamento rocoso inconsistente a causa de la meteorización en altura y la emisión de cenizas y materiales piroclásticos desechados por el volcán. Estos factores describen las condiciones en las cuales se encuentra asentado el prehistórico Valle de Las Trancas, Shangrila y Termas de Chillán en la Región del Bío-Bío y explican la existencia de una amplia gama de eventos pasados y recientes asociados a deslizamientos de tierra, caídas de roca y detritos, flujos de lava, lahares, avalanchas y aluviones.

Algunas de las experiencias más recordadas a nivel nacional fueron los aluviones registrados en Antofagasta el año 1991 y en la quebrada de Macul el año 1993. Su importancia radica en los efectos provocados, puesto que causaron la muerte de más de 100 personas, casas inutilizadas, miles de damnificados y personas aisladas, dejando pérdidas que superaron los 7.000 millones de pesos (Bordas, 2006). Eventos recientes de aludes ocurrieron en el verano de 2012 y 2013 en el cajón del Maipo. Este último arrasó con un camping no habilitado en el puente San Alfonso y el primero, ocurrido en la quebrada Salto del Agua, provocó la muerte de una persona mientras se bañaba a pie de la cascada y a quien se descargó 5 toneladas de roca y barro. Ambos casos fueron gatillados por la caída inesperada de precipitaciones cálidas en verano. Situación similar ocurrió en mayo de 1995, cuando 27 personas fallecieron a causa de un socavón en el camino que une Ensenada con Puerto Varas (puente Mente) el que fue provocado por precipitaciones de gran intensidad (192 mm en menos de 48 horas).

En la Provincia de Ñuble, las comunas de Pinto, Coihueco y San Fabián son las que geográficamente incluyen al complejo volcánico Nevados de Chillán (CVNCH) como un vecino que, eventualmente, podría desencadenar algún tipo de desastre. No sólo por aquellos eventos relacionados a la emisión de material piroclástico, sino también a posibles peligros asociados a flujos de lava y lahares. De hecho, éste complejo es considerado como el séptimo más activo del país, según un Informe reciente (Sernageomin, 2014). Conocidos son los eventos prehistóricos que generaron coladas de lavas del subcomplejo las Termas, y que registraron alcances máximos de 35 kms, con lo cual aumenta considerablemente su calidad de peligroso dado su grado de actividad y cercanía a centros poblados e infraestructura pública y privada, advirtiendo además sobre aquellas rutas por donde eventualmente convergerían nuevos flujos de lavas.

El desarrollo de estos eventos impactaría negativamente en el área. Por una parte, se alteraría el ritmo natural del ecosistema y se deterioraría la calidad de vida de toda la comunidad que reside en ese lugar. Además los vínculos establecidos entre ejes turísticos se verían mayormente afectados, puesto que el lugar dejaría de ser un atractivo desde el punto de vista ambiental y natural. Frente a esto, se debe considerar que la reactivación de eventos pasados es altamente probable, imponiendo un alto nivel de riesgo respecto de la vida, bienes y seguridad de personas que han instalado sus viviendas en zonas de descarga y acumulación de materiales.

De acuerdo a estos antecedentes, el presente análisis de Susceptibilidad a remoción en masa en el sector del valle Las Trancas y Termas de Chillán pretende caracterizar los principales factores físico-naturales que condicionan los movimientos en masa y de este modo zonificar áreas susceptibles con diferente grado de potencialidad para su ocurrencia. El desastre ocurre cuando la peligrosidad se transforma en un proceso que desestabiliza el sistema geográfico y cuyos efectos se agravan generalmente por falta de prevención y de capacidad de gestión (Mardones *et al.*, 2006). Para ello se proporcionan algunas consideraciones que contribuyen al manejo del riesgo en el área, lo cual servirá como base para establecer criterios en el diseño de planes de evacuación y emergencia, específicamente en aquellas zonas que ponderaron altos niveles de susceptibilidad a Remoción en masa.

1.2 Problema de investigación

En Chile, dada su configuración geográfica, es común el desarrollo de peligros naturales tanto de origen geológico como hidrometeorológico, dentro de los cuales los terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas, inundaciones y movimientos en masa son los eventos más comunes y recurrentes, revelando la relación existente entre la dinámica interna de la Tierra y los factores exógenos que la afectan. Estos pueden alcanzar el nivel de riesgo si sus consecuencias afectan directamente a la población y a las estructuras.

Son variadas las ocasiones en las cuales estos fenómenos han afectado de forma negativa al territorio provocando graves daños tanto a las personas, la economía, el medio ambiente y la infraestructura de distintas regiones del país. Así ha quedado demostrado con más de US\$ 2.000 millones de pérdidas en los terremotos de 1960 y de 1985 y US\$ 38 millones de pérdidas sólo en el terremoto de Chillán (1939). El último gran terremoto del 27 de febrero causó pérdidas estimadas en MMUS\$30.000 correspondiendo aproximadamente al 16% del PIB y donde fallecieron 521 personas. En la década de los '90, Santiago y Antofagasta, fueron impactadas por aluviones relacionados a la ocurrencia repentina de lluvias concentradas en un par de horas (20-40 mm en menos de tres horas). El aluvión registrado en la ciudad de Antofagasta el 18 de junio de 1991, dejó un saldo de 64 muertos, 48 desaparecidos, 750 personas lesionadas, 6.000 viviendas dañadas y miles de damnificados; los daños superaron los 2.000 millones de pesos. El aluvión arrastró 5 millones de toneladas de agua y lodo que arrasaron el centro y norte de la ciudad a una velocidad de 30 km/hora (Hauser, 1991). Otro de los casos más representativos de movimientos en masa en nuestro país fue el aluvión producido en la quebrada de Macul en el año 1993, el cual dejó 950 damnificados y ocasionó pérdidas por 5.000 millones de pesos, 16 personas fallecidas, 200 casas inutilizadas y 4.000 personas afectadas (Naranjo y Varela, 1996).

La cuantificación de pérdidas de vidas y efectos económicos asociados a los procesos de remoción en masa en Chile, proporciona cifras dramáticas y preocupantes: en 19 procesos ocurridos entre 1925 y 1993, se registran 653 muertos y aproximadamente 228 desaparecidos (Hauser, 2000). Debido a estas cifras, es que el tema enfocado en la gestión de los riesgos naturales y particularmente el análisis que se puede lograr mediante la evaluación de la susceptibilidad del medio es sumamente necesario y requiere involucrar a más personas competentes en el tema. Esto conlleva a la necesidad de evaluar detalladamente la propensión de aquellas zonas estables o previamente afectadas. De hecho una función clave al evaluar la susceptibilidad, es indicar las zonas donde se hace necesaria o conveniente la realización de estudios geotécnicos complementarios (Ayala-Carcedo y Corominas, 2002).

Los riesgos naturales derivados de fenómenos por remoción en masa suelen asimilarse a ambientes precordilleranos o de montaña, lo cual representa el 36% de la superficie del planeta (Fairbridge, 1968 en García *et al.*, 1990) donde vive el 10% de población mundial (Messerli, 1983 en García *et al.*, 1990). Los ambientes de montaña se caracterizan por su

gran dinamismo geomorfológico debido a su posición morfoclimática periglacial, concepto que dice relación con una zona de amplitud indefinida, periférica al hielo glacial actual o de alguna fase del Pleistoceno (Blikra y Nemec, 1998). Los macizos rocosos que conforman estas áreas, están integrados por una cobertura de rocas volcánicas rígidas y resistentes y por rocas menos resistentes susceptibles a experimentar deformaciones plásticas, estas características provocan esfuerzos tensionales en las rocas de menor resistencia acentuando los procesos de desintegración superficial, acelerando la generación de remociones en masa (Hauser, 1993). En este contexto, los movimientos de laderas (deslizamientos, en sentido amplio) son los riesgos naturales más extendidos en regiones montañosas (Corominas, 2002).

Los procesos de remoción en masa en Chile se conjugan en una serie de factores geográficos, climáticos, tectónicos y geológicos que interactúan entre sí en el tiempo para favorecer su desarrollo, además de diversos mecanismos de ruptura, condicionados por diferentes tipos de magnitudes y tipologías (Hauser, 1993). Estos fenómenos responden a patrones de ocurrencia claramente identificables y a condicionantes físico-estructurales determinadas que pueden ser detonadas eventualmente por otros fenómenos geológicos, especialmente sismos intensos y volcanismo activo.

El interés por esta temática se asocia al hecho de que se trata de procesos perceptibles a escala humana, tanto en tiempo como en magnitud y cuya actividad no se enmarca en áreas concretas, ya que afecta en cierto grado, la vida, la seguridad, salud y bienes de las personas y comunidades. Por lo tanto, su conocimiento favorece la oportuna adopción de especiales medidas o procedimientos de diseño, construcción y uso del suelo (Hauser, 2000). Por otro lado, la situación morfológica del país contribuye a que los asentamientos humanos se emplacen en torno a zonas litorales, relieves empinados, lo que incrementa su vulnerabilidad frente a los procesos de remoción en masa (Hauser, 1993).

En un contexto de análisis sistémico de los ambientes de montaña en Chile, destaca la taxonomía de Araya (1985), que considera las vertientes como sistemas asociados a las formas depositacionales basales correlativas, permitiendo una concepción de la geodinámica externa actual del paisaje. Son estas formas de base de vertientes las indicativas de la dinámica de aporte de masa, actual y subactual. Esta relación genético-evolutiva ha sido muy claramente documentada para los ambientes de montaña, en que los potentes y amplios depósitos de gravedad dan cuenta de esta relación especialmente en los Andes de Chile central, donde se caracterizan por su gran altura, fuerte pendiente y escasa o nula cubierta vegetal, en un ambiente marcado por la tectónica y la estructura, donde los relieves de tipo estructural y plegado favorecen tales relaciones (Soto *et al.*, 2006).

En ambientes de montaña, el funcionamiento de las vertientes como aportadoras de material y las formas de depositación asociadas son aspectos relevantes (García *et al.*, 1990., Arnáez-Vadillo, 1990). Soto *et al.*, (2004) señalan que la concepción de los sistemas de vertientes es propia de la geodinámica externa y en cuanto a su

funcionamiento, éste se asocia generalmente al potencial aporte de material que es capaz de realizar. Frente a esto, García *et al.*, (1990) explican que en ambientes de media montaña, el aporte de sedimentos a los ríos se realiza a través de flujos de detritos, como también desde las cuencas y sus conos aluviales correlativos imbricados en el fondo de valle. Estos conos se comportan como almacenadores de materia, que posteriormente son evacuados frontalmente por la acción de socavamiento lateral del río principal. Según Richmond *et al.*, (2003), Delpla *et al.*, (2009), Alexander *et al.*, (2010), Syvitski, (2011) y Mouri *et al.*, 2013 (en Mouri *et al.*, 2014) el transporte de sedimentos depende de varios factores, los más importantes son la cantidad de agua disponible, la precipitación (tanto promedio y pico), descarga (volumen y velocidad), las características topográficas y ambientales del terreno, la geología de la cuenca y la cantidad de sedimentos o la carga que el río o arroyo pueden llevar.

La importancia geodinámica de las formas basales es fundamental para el reconocimiento de procesos dinámicos en un ambiente de cordillera plegada como es el caso de los Andes de Chile central, en que las estructuras rocosas expuestas a la acción de la meteorización inciden en un importante aporte actual y permanente de detritos (Soto *et al.*, 2004). Por otro lado, la zona andina de Chile central (30°- 34°S), conformada por relieves compuestos de vertientes muy empinadas sometidas a la estación invernal con abundante precipitación nival, resulta un ambiente propicio para el desarrollo de avalanchas de nieve (Hauser, 1993).

A modo general, estos eventos expresan un comportamiento específico, variando según la localización-ambiente, intensidad del peligro y del grado de susceptibilidad de los factores involucrados. Respecto del análisis de susceptibilidad, éste se asocia comúnmente a las características de los factores condicionantes, tales como la geomorfología y morfometría de la ladera, la geología, la litología, vegetación, hidrología, acompañados de uno o más factores detonantes como las precipitaciones, los sismos, el volcanismo y la actividad antrópica. Invariablemente, los factores externos se vinculan al repentino desarrollo de lluvias de gran intensidad (sobre los 60 mm/24 horas), que responden al súbito desplazamiento de frentes cálidos originados en torno a la costa. Ambientes de morfología empinada, con rocas tectonizadas e importante cobertura o disponibilidad de material fragmentario suelto, resultan muy favorables para generar este tipo de flujos, los que una vez activados, alcanzan enorme poder destructivo, en función del volumen y velocidad de desplazamiento, en régimen torrencial (Hauser, 2000).

Entonces frente a una situación de particular equilibrio, la existencia de umbrales determinarán condiciones de inestabilidad a la que se agregarán diferentes componentes, principalmente, las precipitaciones, los sismos y las erupciones volcánicas. Según Anguita y Moreno (1994 en Mardones y Vidal, 2001) un desastre natural de tipo geomorfológico se genera cuando los factores que regulan el estado morfogenético de un lugar franquean en cascada los umbrales de estabilidad. El umbral correspondería a una situación límite en torno a la cual los factores o variables que controlan el proceso geomorfológico se

modifican, superan valores críticos de ritmo, de intensidad, de sentido o de naturaleza (Coque, 1977 en Mardones y Vidal, 2001).

Para ambientes costeros del centro de Chile, Mardones y Rojas (2012) reconocen como detonante principal la intensidad de lluvia diaria y entre los factores que han facilitado su desarrollo se mencionan los taludes deforestados, taludes intervenidos para construcción de casas o carreteras (sin estabilizar), pendientes topográficas $>20^\circ$ y taludes enmantados por gruesas capas de regolita conteniendo arcillas del tipo montmorillonita.

Los flujos de barro y/o detritos son en especialmente característicos de los sectores cordilleranos y precordilleranos que con reiterada frecuencia, afectan importantes centros poblados en las zonas andinas y preandinas de Chile central (Hauser, 2000). En las regiones VII a IX, los gruesos suelos residuales resultantes de la alteración in situ de rocas graníticas paleozoicas que participan en el modelado de la cordillera, favorecen su desarrollo (Hauser, 1993). Además estos se asocian a tormentas que se caracterizan por intensas precipitaciones líquidas en pocas horas, o aquellas que tienen intensidades medias pero una duración de varios días, gatillan numerosas remociones en masa. El mecanismo capaz de generar estas remociones (en general superficiales) se asocia a un aumento del grado de saturación de los materiales y a un aumento de la presión de fluidos (Hauser, 1993). En Chile el 68,7% de los eventos relacionados a temporales corresponde a sistemas frontales, el 20% a núcleos fríos en altura, 9.8% a vientos 7 1,9% a nevazones (INE, 2000).

Otro tipo de procesos como Flujos lentos, Reptación o Solifluxión se manifiestan con mayor recurrencia desde la Región XI al sur, donde existen terrenos sometidos a condiciones climáticas extremas y de severa deforestación. El desarrollo de flujos producidos por el colapso de un lago glacial (jökulhlaups), se asocia a campos de hielo patagónicos en las Regiones XI y XII, mientras que el desarrollo de desprendimientos ocurre en acantilados litorales (Hauser, 1993).

Dentro del contexto andino aludido, factores endógenos como sismos y erupciones volcánicas son determinantes en las Remociones en masa. Esto último con especial énfasis en el área de estudio, especialmente por el alto riesgo que implica la presencia de un cordón volcánico de gran envergadura. Por tal razón, los tipos de remociones que representan un riesgo más concreto en la zona de estudio, están asociadas a eventuales erupciones volcánicas, tales como flujos de lava, flujos laháricos y avalanchas de nieve.

Según el Reporte de Actividad Volcánica (RAV) correspondiente al mes de agosto del año 2013, se registraron 74 eventos sísmicos, de los cuales 64 se relacionaron con procesos de fracturamiento de material rígido, denominados volcano-tectónicos (VT), el mayor con magnitud local (ML) igual a 2.0, localizado a 7.1 km al oeste (W) del Complejo. Igualmente se registraron diez (10) sismos relacionados con la dinámica de fluidos al interior del edificio volcánico, denominados de largo periodo (LP), el mayor con desplazamiento reducido (DR) de ondas de cuerpo de 7 cm² y una magnitud local (ML) de 1.5. La

recurrente actividad sísmica de Chile controla el desarrollo de voluminosos deslizamientos y desprendimientos, tanto en la zona andina como en el borde litoral (Hauser, 2000). Pero los bajos niveles de actividad sísmica registrados, sugieren una estabilidad en el sistema volcánico permitiendo mantener la alerta volcánica en nivel verde (Servicio Nacional de Geología y Minería *et al.*, 2013).

Naranjo y Lara (2004) estudiaron erupciones recientes en el complejo volcánico, lo cual indica que sigue siendo un peligro natural latente y activo, que puede eventualmente, desencadenar otro tipo de procesos. Han señalado que durante el período agosto-septiembre de 2003, una pequeña erupción ocurrió en el complejo volcánico Nevados de Chillán (36 ° 50'S) en la parte central de los Andes del sur. Debido a la baja magnitud de este evento y la ausencia de un sistema de vigilancia de la erupción sólo fue señalada por los habitantes locales y los turistas de la estación de esquí situada en las estribaciones de la ladera occidental del complejo volcánico. Lo anterior es un antecedente relevante al momento de prever futuros escenarios de riesgo en la zona. La duración de los ciclos eruptivos varían, predominantemente, entre menos de un año y 8 años, en tanto la recurrencia de los eventos eruptivos es, en promedio, de 1 erupción cada 26 años, si se considera la menos confiable información de los Siglos XVI y XVI, que incluye los valores más altos de períodos de silencio (89 y 102 años). Por otra parte, si se excluyen dichos valores, el promedio es de 1 erupción cada 10 años (Gardeweg, 2002).

El área de estudio se sitúa en la zona cordillerana y preandina entre los 36°53' latitud Sur y 71°27' Longitud Oeste en el margen occidental de la cordillera de los Andes, Región del Biobío, Chile. El paisaje actual es producto de la evolución geológica y climática que permitieron el desarrollo de procesos dinámicos de transformación debido a la acción glacial, tectónica y volcánica, lo cual permitió, entre otras cosas, ensanchar y profundizar un valle inicialmente anecuménico hasta convertirlo en una zona medianamente acondicionada para el asentamiento. Es en esta unidad geomorfológica se concentra tanto la población rural que habita, como la población flotante que visita este lugar, además es donde se aglutinan los principales servicios e infraestructura. Se contabilizan al menos 500 construcciones entre cabañas, hospedajes, hoteles, restaurantes y casas particulares los mismos que serían los principales afectados por peligros naturales.

Desde su potencial medioambiental, el área está integrada al Sistema nacional de áreas Silvestres Protegidas del Estado (SNASPE) y se exhibe en su mayor extensión como parte integrante del Parque Nacional Ñuble, Los Huemules de Niblinto (Santuario de la Naturaleza) y parte del Parque Nacional Laguna del Laja. Los Nevados de Chillán están considerados además como sitio prioritario para la preservación ecológica. Algunas especies vegetacionales son el roble, raulí, quillay, coihue, avellana, olivillo y peumo (Pfanzelt *et al.*, 2008). Además aún permanecen especies endémicas como el cóndor y el huemul. Al amparo de estas condiciones del sistema natural, se ofrecen diversas actividades al aire libre como canopy, trekking, baños termales, caminatas, canchas de esquí, exhibiendo un enorme atractivo desde el punto de vista económico, consolidándola como un eje turístico de realce mundial. De hecho en el año 2012 fue el destino más

visitado a lo largo del país. Sin embargo, el lugar también es conocido por los peligros naturales existentes. Los registros históricos de los últimos 200 años señalan que han sido flujos de lava, caída de cenizas, flujos piroclásticos y lahares, los principales peligros volcánicos que han afectado la zona (Stern *et al.*, 2007). De hecho en el mes de mayo del presente año, Sernageomin emitió un informe que identificó a los 10 volcanes más activos y peligrosos del país, dentro de los cuales el complejo volcánico Nevados de Chillán ocupa el séptimo lugar.

Geográficamente las comunas de Pinto, San Fabián y Coihueco son las que tienen al complejo volcánico como un vecino dormido, lo que eventualmente podría ser un factor determinante en la ocurrencia de algún desastre. En estas comunas, excepto Coihueco, la principal actividad económica se relaciona al turismo, especialmente en Pinto, la más reconocida y la que obtiene las mayores ganancias. Sin embargo, los peligros naturales existentes son un claro limitante al desarrollo económico y a la actividad turística, pues ésta se desarrolla en áreas altamente susceptibles.

En la misma comuna sólo después del terremoto del 27 F se constituyó un Comité de Emergencias que incorporó a diversos actores, desde autoridades principales hasta juntas de vecinos. No obstante, los planes específicos referidos al tratamiento y manejo humano del peligro, aún son deficientes, así también la atención institucional sobre la temática, la falta de criterios aplicados en la planificación del territorio y la errática forma de ocupación de éste (como la construcción en zonas inadecuadas de alta pendiente o zonas de descarga) los cuales son factores que han incrementado notablemente el riesgo natural existente. El proceso de ocupación humano ha implicado desde la localización en zonas que propician y facilitan la obtención de los recursos básicos para la subsistencia, a la extracción exhaustiva de recursos hasta su agotamiento o destrucción, contaminación o perjuicio del entorno. Lo que ha ocurrido es entamar un camino hacia los riesgos naturales en función de la ocupación del territorio, el diseño, la arquitectura y las estructuras (Argüello-Rodríguez, 2004). Según indica Hauser (2000) prácticas inadecuadas de ocupación del suelo para destinos diversos (viviendas, industria, recreación, servicios), en zonas marginales de grandes ciudades chilenas, se han traducido en una creciente utilización de espacios muy vulnerables a los efectos de remociones en masa del tipo flujos, ejes de quebradas de escurrimiento efímero y antiguos conos de deyección. Lo anterior coincide con aquellas zonas en donde se realizan algunos asentamientos, esto es en lugares más propensas e inestables localizadas en el escarpe andino, especialmente por las actividades recreativas que ofrece la cancha de esquí, afectando a quienes habitan y visitan el área, las estructuras y a todo el sistema económico sustentado en la actividad turística y el potencial ambiental. Por otra parte, es en el valle (terrazza de depositación) el lugar preferente para el asentamiento de la población, las estructuras y los servicios en donde es sabido históricamente que por estos lugares manaron antiguos flujos de lavas y lahares.

El propósito de este trabajo es, por lo tanto, evaluar y zonificar áreas susceptibles a remociones en masa, a través del análisis de factores condicionantes. De esta manera se

pretende contribuir con herramientas aplicables a la planificación territorial y especialmente al manejo del riesgo mediante la proposición de criterios útiles para el diseño de planes de evacuación y emergencia. Como sugiere Hauser (2000) la elaboración de cartas de riesgos, acompañadas de efectivos y eficientes planes de manejo ante emergencias, diseños de estructuras de control, junto a actividades de educación y divulgación, constituyen estrategias eficaces para reducir los efectos negativos de los procesos de remoción en masa en Chile.

1.3 Hipótesis de trabajo

De acuerdo con los antecedentes disponibles y documentados en el área de estudio es posible proponer las siguientes hipótesis de trabajo:

Hipótesis 1:

Pendientes superiores a 20° comprometerían condiciones de inestabilidad en laderas, por tanto, podrían desencadenar algún tipo de remoción en masa (REM).

Hipótesis 2:

La existencia de una cobertura vegetal densa propiciará condiciones de estabilidad en las laderas, impidiendo el desarrollo de fenómenos por REM. En estas áreas los fenómenos de REM serían escasos.

Hipótesis 3:

Pendientes de exposición norte serían más proclives a desencadenar fenómenos por remociones en masa en comparación a las pendientes de exposición sur.

Hipótesis 4:

Suelos arenosos permeables favorecerían la infiltración disminuyendo la susceptibilidad a REM. Por el contrario suelos impermeables y de granulometría fina aumentarían la susceptibilidad a REM.

1.4 Objetivos generales y específicos

Objetivo general: Evaluar la susceptibilidad a Remociones en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán con el propósito de contribuir al manejo del riesgo en el área.

Objetivos Específicos:

1. Identificar las tipologías de Remoción en masa más comunes en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.
2. Identificar y analizar variables físico-naturales involucradas en el desarrollo de Remociones en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.
3. Zonificar áreas susceptibles a Remoción en masa en función de factores condicionantes.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

2.1 Los procesos de Remoción en Masa

Un concepto global para definir los procesos de remoción en masa es “*Landslide*”, propuesto por el Grupo Internacional de Trabajo para el Inventario Mundial de movimientos del terreno de la UNESCO (WPWLI Working Party for the World Landslide Inventory, 1993) el cual se traduce textualmente como “deslizamiento”, el que a su vez es sinónimo de “remoción en masa”. Según Alcántara-Ayala (1999) la principal confusión que se genera en el idioma español es la inconsistencia de agrupar los distintos tipos de procesos de remoción en masa bajo el término *Landslide* o deslizamiento, término que incluye las características morfológicas, dimensiones, grados de actividad espacial y temporal, tipo de movimiento y velocidad, y que traducido al español no se relaciona con el significado real del término en inglés, razón por la cual utilizar el término deslizamiento para referirse a cualquier tipo de procesos de remoción en masa es incorrecto, ya que el deslizamiento es un tipo de manifestación de la remoción en masa, con características definidas y con una actuación específica.

Dana (1877) y Penck (1924) fueron los primeros autores en aportar una definición y clasificación de procesos de remoción en masa, el cual estableció una clasificación basada en el tipo de movimiento. No obstante Penck aporta una de las primeras concepciones del término remoción en masa, diferenciando entre *mass movement* (movimiento en masa), atendiendo al factor gravitacional y *mass transport* (transporte de masa), atendiendo al material transportado por agentes como el agua o el hielo. No obstante, el término puede incluir muchos movimientos donde casi todos los desplazamientos ocurren más bien por flujo que por desplazamiento (Haddad, 2007). Los fenómenos de remoción en masa son movimientos de material (roca, detrito y tierra) a lo largo de un talud (Canuti, 1992 en Arreygue-Rocha *et al.*, 2002). Los procesos de transporte de materia sólida suelen dividirse en movimientos gravitacionales de masa, definidos como todos aquellos que son inducidos por la aceleración gravitacional, y en movimientos de transporte en masa, donde el material movilizado es transportado por un medio cualquiera, como agua, hielo o aire (Hutchinson, 1968 en Martínez 1994).

Donde existe consenso es en el peligro potencial que pueden manifestar estos fenómenos de acuerdo a condiciones específicas en una zona determinada. Los procesos de remoción en masa son fenómenos naturales, potencialmente peligrosos que dan lugar a daños reales como consecuencia de su interacción con las actividades humanas (Bonachea, 2006), estos corresponden a procesos de transporte de material definidos como procesos de movilización lenta o rápida de un determinado volumen de suelo, roca o ambos, generados por una serie de factores (Hauser, 1993). Estos movimientos están fundamentalmente controlados por la gravedad (Cruden y Varnes, 1996). Según Hauser (1993) corresponden a procesos gravitacionales de movilización lenta o rápida de un determinado volumen de suelo o roca en diversas proporciones, que se desplazan hasta

una cota o nivel inferior a la original. Según Whittow (1984), son movimientos gravitacionales ladera abajo de una masa de roca o tierra debido a la rotura del material. Pueden estar inducido por agentes naturales como lluvias intensas, terremotos o puede ser causado por la injerencia humana en la inestabilidad de ladera.

Los ambientes de montaña poseen por lo general pendientes con un elevado grado de inclinación, lo cual determinará condiciones inestables en ella, debido a la incapacidad del terreno para autosustentarse. Además las condiciones litológicas se presentan fuertemente alteradas (meteorización física de la roca). Estas condiciones sumadas a la intervención del medio natural mediante actividades humanas, generarán el clima perfecto para el desarrollo del peligro de remociones en masa.

2.2 Sistemas de ladera

La evolución física del paisaje atiende a procesos geomorfológicos internos y externos que actúan transformando tanto el espacio natural como el espacio intervenido antrópicamente. Los procesos endógenos se refieren a todos aquellos procesos que se dan a nivel interno de la tierra y que tienen manifestación a nivel de la superficie. Estos pueden ser procesos orográficos y epirogenéticos relacionados al volcanismo-tectonismo y procesos de alzamiento y compresión a nivel de la corteza. Por lo general, son causa de la existencia y constante renovación del relieve. En tanto, las fuerzas exógenas se manifiestan a nivel de la superficie terrestre, y tienen relación con todos aquellos procesos que deterioran o afectan el relieve. Es el caso de la erosión, el intemperismo o meteorización, la descomposición del material, disgregación de rocas, transporte y depositación de materiales. De este modo, cualquier punto de la superficie terrestre es consecuencia del trabajo continuo de estas dos fuerzas naturales en donde las primeras tienden a aumentar las diferencias de elevación y las segundas a reducirlas a una llanura baja y uniforme. Así, las primeras fuerzas actúan en la formación del relieve inicial y las segundas a través de los agentes erosivos externos del modelado (Martínez, 2008). Otra forma de intervención se origina por parte del hombre, modificando el entorno natural debido a diversas causas. El crecimiento demográfico, la sobreexplotación de los recursos, la falta de criterios en la planificación, entre otros. Según Becerra (2003) las acciones transformadoras por parte del hombre sobre el medio físico, ejercen una evolución tanto en la dinámica como en el equilibrio que presentan los medios naturales y los procesos geodinámicos que los modifican. Algunos procesos morfodinámicos eventuales en cuanto a su intensidad y magnitud ocurren en forma esporádica rompiendo el equilibrio natural, constituyendo así fenómenos naturales extremos (Castro *et al.*, 1995).

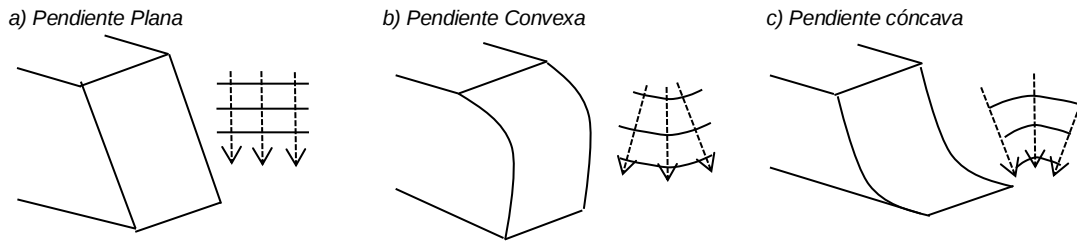
La configuración del relieve terrestre y de las formas que lo integran, es pues, polisecuencial, es decir, que refleja en su disposición y forma la sucesión de etapas de evolución. En lo último, rocas y clima, relieve y modelo, y acción antrópica constituyen la infraestructura y son los grandes protagonistas en el escenario de los paisajes terrestres, representados en los sistemas de laderas (López *et al.*, 1992). Tanto laderas y vertientes constituyen parte esencial del paisaje, son observables y medibles, esto quiere decir que poseen una

morfometría y además pueden ser descritas como endogenéticas y exogenéticas según los factores que la forman o destruyen. Las vertientes poseen una forma tridimensional (límites inferior, superior e interno) que ha sido modelada por los procesos de denudación, actuantes tanto en el pasado como en el presente y que representa una conexión dinámica entre el interfluvio y el fondo de valle (Dylik, 1968). En función de su pendiente, pueden ser descritas desde laderas empinadas o abruptas hacia laderas más moderadas o suaves. Tales cambios de altura hacen que se encuentre permanentemente sujeta a procesos de desgaste, especialmente por la acción dominante del agua en conjunto con la acción de la gravedad (Strahler, 1954).

La dinámica de vertientes es el concepto geomorfológico referente al análisis de las diferentes variables, elementos o factores que contribuyen a modelar una ladera o vertiente (Becerra, 2003). Davis (1899 en Waugh, 2000) desarrolló el primer modelo de evolución de vertientes, como parte del ciclo geomorfológico-erosivo. Donde existe un manto gradual de residuos que en un principio es basto y denso, pero con el tiempo y el actuar de los agentes erosivos, se hace más fino, disminuyendo además el gradiente de la vertiente. En el modelo de Disminución de la inclinación de la vertiente de Davis toma importancia la erosión como agente modelador del relieve, permitiendo, como explica Young (1972 en Elmes 2006), que las concavidades y convexidades de las geoformas adquieran un radio de curvatura mayor a medida que avanza el ciclo. Según López *et al.*, (1992) las laderas pueden ser consideradas como sistemas abiertos de proceso-respuesta, cuyas entradas proceden de la meteorización y sus respuestas desembocan en movimientos de diferentes materiales, en el caso de las remociones en masa, en los sistemas de drenaje y en las vías de comunicación. Fundamentado en lo anterior, es posible decir que las vertientes son parte de un sistema complejo que se desarrolla especialmente desde las divisorias de aguas hasta las terrazas, formando una serie de relieves secuenciales que conforman la “gran vertiente” (Elmes, 2006). En ellas se originan una gran cantidad de formas y procesos asociados a fenómenos gravitacionales y de transporte, su función principal es permitir el tránsito de materiales hacia cauces o llanuras (Pedraza, 1996). Debido al intercambio energético que permite el transporte de masas producto de la ruptura del equilibrio de dicho sistema, la erosión resaltarán mayormente en vertientes de media montaña dando paso a relieves bajos, en los cuales la estructura no es tan definitiva (Araya Vergara, 2002 en Elmes, 2006).

Según Christofolletti (1980) el término vertiente designa a una superficie inclinada, no horizontal que involucra uno de los sectores más importantes de la investigación geomorfológica, englobando el análisis de procesos y formas. Suele considerarse que la forma de la ladera es la del perfil de la ladera, en la cual se observan zonas planas, cóncavas y convexas (Figura N°1). Las líneas ortogonales son consideradas como líneas de flujo, por donde el agua escurre bajo la influencia de la gravedad. La planta cóncava funciona como una ladera colectora (que reúne el agua), típica de las cabeceras de los valles, mientras que las plantas convexas esparcen el flujo de agua.

Figura N°1: Formas adquiridas por las pendientes.



Fuente: Modificada de Young 1975.

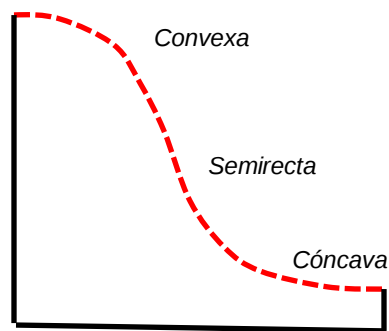
Según Derruau (1983) cada sistema de erosión modela una ladera según los procesos que le son adecuados. Lo importante es destacar la función que cumplen estas estructuras geomorfológicas dentro del sistema, esto es, la movilización de energía y materia mediante entradas (*in puts*) y salidas (*out puts*) propiciando una actividad en constante dinamismo y modelando el paisaje. Derruau (1966), indica que las vertientes se conforman por perfiles que son resultado de la acción de los procesos de denudación, las cuales se clasifican en vertientes reguladas y vertientes cóncavo-convexas. Las vertientes reguladas (Figura N°2) son aquellas que son lisas, sin abarrancamiento con un perfil rectilíneo en casi toda su longitud, estas se pueden encontrar directamente excavadas in situ o encontrarse recubierta por un manto de derrubios, generalmente se aplican a vertientes rocosas cuya cubierta detrítica es fina, discontinua y sin ocultar nunca la roca in situ. Las vertientes cóncavo-convexas (Figura N°3), son aquellas vertientes lisas cubiertas por un manto de derrubios y con un perfil convexo en la parte superior y con uno cóncavo en el inferior, ambas están separadas por una sección rectilínea intermedia. La vertiente en equilibrio es aquella que evoluciona hasta alcanzar un estado de equilibrio por efecto de la erosión, que se efectúa con la destrucción del manto de derrubios, este desciende lentamente y hace perder a la vertiente cierta cantidad de sus materiales (Derruau, 1966). La noción de equilibrio en las vertientes se asocia a una serie de estímulos naturales que provocan variaciones continuas en el corto plazo o en periodos más prolongados de tiempo, como por ejemplo un movimiento de ladera, que detona un estímulo que provoca en la vertiente pasar a un nuevo estado de equilibrio (Elmes, 2006). Dikau (1996 en Hernández, 2008), indica que la mayoría de las vertientes permanecen estables por largos periodos de tiempo, pero por procesos de evolución del relieve pueden fallar de manera imprevista, principalmente por cambios en la topografía debido a la sismicidad, meteorización y factores antrópicos.

Figura N°2: Evolución de una vertiente regulada



Fuente: Modificada de Derruau (1966).

Figura N°3: Vertiente cóncavo - convexa en estado de equilibrio



Fuente: Modificada de Suárez (1998).

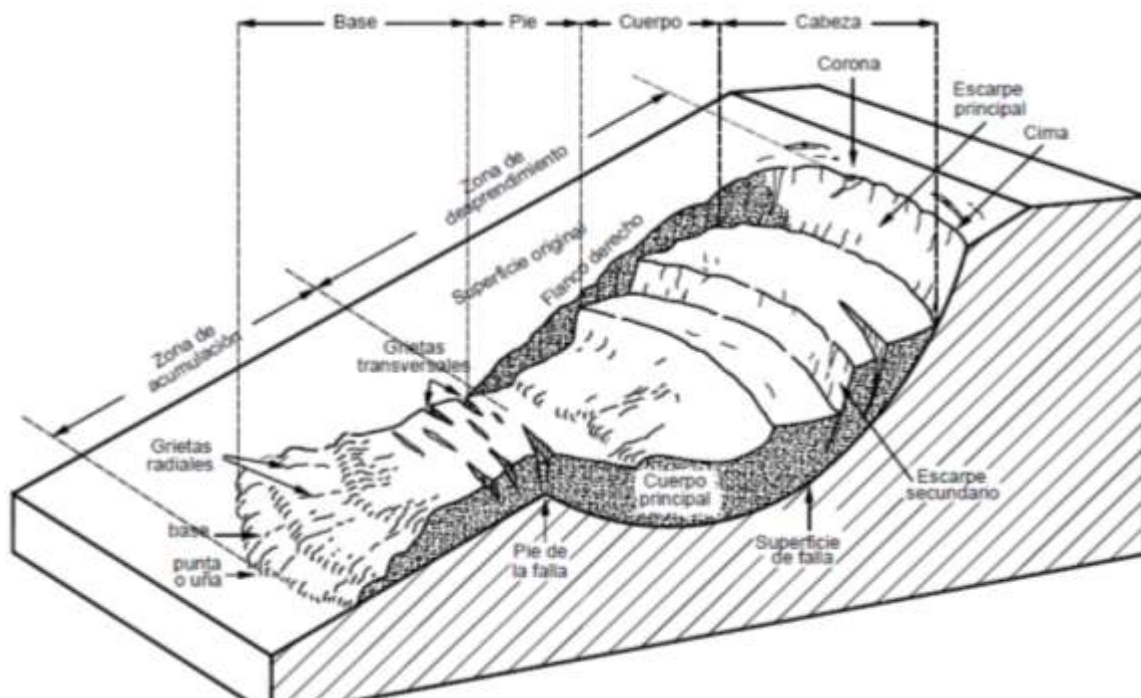
La vertiente analizada como un sistema, ofrece formas rectilíneas, cóncavas y convexas que pueden ser explicadas debido a fenómenos como el transporte del material, la ablación y la acumulación (balance morfogenético), es decir la relación entre la velocidad de alteración de la roca y la velocidad de evacuación de los derrubios siguiendo la pendiente de la ladera. Según Derruau (1983 en Martínez, 2008) pueden presentarse las siguientes situaciones:

- a) Si la roca no se altera en el lugar considerado y lo que pierde es igual a lo que llega de arriba, existe una *pendiente de transporte*.
- b) Si la roca se altera y lo que sale iguala a la cantidad de roca alterada, más la cantidad que llega de arriba, existe una *pendiente de ablación*.
- c) Cuando lo que sale es inferior a lo que cede la roca por meteorización en cada punto, más la cantidad procedente de arriba, se trata de una *pendiente de acumulación* (aunque no falte la ablación de la roca) y entonces el manto de derrubios aumenta de espesor.

El término talud se refiere principalmente a una forma más dentro de la conceptualización de laderas, o sea es un tipo de ladera, expresada por una masa de tierra no plana, que posee pendientes y una altura definida, haciendo referencia a un carácter más técnico, aplicado a áreas específicas como la minería, obras lineales, caminos y todo lo que respecta al sistema antrópico. Según Wolle (1980 en Ogura y Soraes, 2000) se puede hablar de taludes de corte para referirse a algún proceso de excavación promovida por el hombre y taludes artificiales, relacionados a las inclinaciones de rellenos, constituidos de materiales diversos. Por lo tanto, el término ladera estará condicionado por elementos físico-naturales, mientras que el término talud, hará referencia a tipos de laderas intervenidas antrópicamente.

Durante los periodos de ascenso los talwegs erosionan, formando convexidad en las vertientes, si el ritmo de erosión declina, los talwegs no son capaces de transportar el material, generando valles inicialmente rectos para luego terminar en formas cóncavas, si existe erosión constante, el equilibrio daría paso a valles rectilíneos (Elmes, 2006). La disgregación y el transporte de los materiales ocurren en lugares de preferencia inclinados, mientras que la depositación en los lugares depresionales (Espinoza *et al.*, 1991 en Martínez, 1994). Una vez que una vertiente es afectada por un proceso de remoción en masa, esta puede modificar su estructura quedando con rasgos específicos que evidencian el tipo de proceso al que fue sometida (Hernández, 2008).

Figura N°4: Estructura de la vertiente después de un proceso de remoción en masa.



Fuente: Suárez (1998).

Tabla N°1: Caracterización de las estructuras de vertiente

Escarpe principal	superficie muy inclinada, dentro de la periferia de la zona en movimiento, causada por el desplazamiento del material fuera del terreno original
Escarpe secundario	superficie muy inclinada producida por el desplazamiento diferencial dentro de la masa que se mueve.
Cabeza	parte superior de la masa de material que se mueve.
Cima	es el punto más alto de la cabeza, en el contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.
Corona	material que se encuentra en el sitio prácticamente inalterado, junto a la zona más elevada del escarpe principal, por encima de la cabeza
Superficie de falla	área por debajo del movimiento y que delimita el volumen del material desplazado.
Pie de la superficie de falla	línea de intersección, entre la parte inferior de la superficie de rotura y la superficie original del terreno.
Base	área descubierta por el material perturbado abajo del pie de la superficie de falla.
Punta o uña	es el punto de la base que se encuentra a más distancia de la cima.
Costado o flanco	es el perfil lateral del movimiento, se distingue en flanco derecho e izquierdo.
Superficie original del terreno	es la superficie que existía antes que se presentara el movimiento.
Derecha e izquierda	se utiliza para referirse al deslizamiento observado desde la corona hacia el pie.

Fuente: Suárez (1998).

2.3 Clasificación de las Remociones en masa

En la literatura científica se presentan diferentes clasificaciones de remociones en masa, la mayoría explica estos procesos gracias a: el tipo de material, mecanismos del movimiento, grado de deformación del material y el grado de saturación. Las clasificaciones de Varnes (1978) y Hutchinson (1988) son las más aceptadas. Varnes (1978) expresa que un proceso de remoción en masa compromete casi todas las variedades de movimientos en masa en una pendiente, incluyendo caídas de rocas, escombros y flujos de barro. Para lo cual propone diferentes tipologías de remociones en masa; las caídas, los deslizamientos, los volcamientos, los flujos y las extensiones laterales. Empleando como criterio fundamental en la clasificación, el tipo de movimiento y el tipo de material. Además divide los materiales en dos clases: rocas y suelos, estos a su vez, en detritos y tierra. Crozier (1986) explica que existen algunos movimientos en masa como la reptación de los suelos, que son lentos, a veces imperceptibles, difusos, en tanto que otros, como algunos deslizamientos pueden desarrollar velocidades altas y pueden definirse con límites claros, determinados por superficies de rotura. Para Hauser (2000) los procesos de remoción en masa pueden ocurrir a mayor velocidad (flujos detríticos o de barro, deslizamientos, desprendimientos) debido a rupturas o fallas, cuando la resistencia al corte del material es excedida, o a menor velocidad, como simples deformaciones superficiales (reptación, solifluxión) vinculadas a mecanismos climáticos (insolación, congelación, deshielo).

Los deslizamientos de tierra son la principal manifestación de los movimientos en masa (Proyecto Multinacional Andino, 2008). El Atlas Nacional de Riesgos del Centro Nacional de Prevención de Desastres de México (CENAPRED, 2012) señala que entre los fenómenos geológicos, los deslizamientos de laderas son los más frecuentes en el país y su tasa de mayor ocurrencia es en la temporada de lluvias, aunque también pueden ocurrir durante sismos intensos, erupciones volcánicas y por actividades humanas como cortes, colocación de sobrecargas (viviendas, edificios, materiales de construcción, etc.), escurrimientos, filtraciones de agua, excavaciones, etc. Debido a que el agua juega un papel importante en la inestabilidad de una ladera, las medidas de prevención y mitigación deben ser orientadas a reducir al mínimo su ingreso al interior de las laderas. Cruden (1991) considera a estos fenómenos como movimientos descendentes de un volumen de material constituido por roca, suelo o ambas, lo cual estará determinado por la gravedad, según explica Viers (1974) considerando que los procesos de remoción son producidos por la gravedad. Por medio de la caída libre de los materiales y deslizamientos. Duque (2003), se refiere a un deslizamiento como un movimiento de roca y de material no consolidado, en respuesta a la atracción de la gravedad.

Para efectos del presente estudio se considerará la clasificación propuesta por Cruden y Varnes (1996) adaptada al contexto andino (GEMMA, 2007). De las cuales sólo se analizarán caídas, flujos y deslizamientos (Tabla N°2). Se presenta además la escala de velocidades (Tabla N°3) propuesta por Cruden y Varnes (1996) y se describen posibles escenarios de destrucción según Elmes (2006).

Tabla N°2: Clasificación general de los procesos de Remoción en Masa

TIPO (*Cruden y Varnes, 1996)	SUBTIPO (grupo GEMMA, 2007)
*Caídas (desprendimientos)	-Caída de roca (detrito o suelo)
Volcamiento basculamiento (o)	-Volcamiento de roca (bloque) -Volcamiento flexural de roca o del macizo rocoso.
*Deslizamiento de roca o suelo	-Deslizamiento traslacional -Deslizamiento planar o en cuña -Deslizamiento rotacional
Propagación lateral	-Propagación lateral lenta -Propagación lateral por licuación (rápida)
*Flujo	-Flujo de detritos - crecida de detritos -Flujo de lodo, tierra, turba -Avalancha de detritos -Avalancha de rocas -Deslizamiento por flujo o deslizamiento por licuación (de arena, limo, detritos, roca fracturada)
Reptación	-Reptación de suelos -Solifluxión, gelifluxión (en permafrost)

Fuente: Clasificación de Cruden y Varnes (1996). Adaptado por el grupo GEMMA (2007).

Tabla N°3: Escala de velocidades de procesos de REM y descripción del evento probable

Tipos de remoción (GEMMA)	Velocidad típica	Velocidad (mm/s)	Clases	Descripción	Importancia destructiva probable
-caídas -Deslizamiento traslacional -Flujos de lodo y detritos	5 m/s	5×10^3	7	Extremadamente rápido	Catástrofe de gran violencia; construcciones destruidas por el impacto del material desplazado; muchos muertos
-caídas -Deslizamiento traslacional -Flujos de lodo y detritos	3 m/min	5×10^1	6	Muy rápido	Algunas vidas perdidas; velocidad muy grande para permitir que todos escapen.
-caídas -Deslizamiento traslacional -Deslizamiento Rotacional	1,8 m/h	5×10^{-1}	5	Rápido	Evacuación de escape posible; estructuras, posesiones y equipos destrozados.
-Deslizamiento Rotacional	13 m/mes	5×10^{-3}	4	Moderada	Algunas estructuras resistentes pueden mantenerse temporalmente.
-Deslizamiento Rotacional -Flujos de tierra	1,6 m/año	5×10^{-5}	3	Lenta	Pueden realizarse estructuras preventivas durante el movimiento; estructuras resistentes pueden ser mantenidas con trabajo frecuente si el movimiento no es tan grande durante fases de aceleración particulares
-Flujos de tierra	16 mm/año	5×10^{-7}	2	Muy lenta	Algunas estructuras no son dañadas por el movimiento.
-Flujos de tierra			1	Extremadamente lenta	El movimiento es imperceptible sin instrumentos; las construcciones son posibles con precaución.

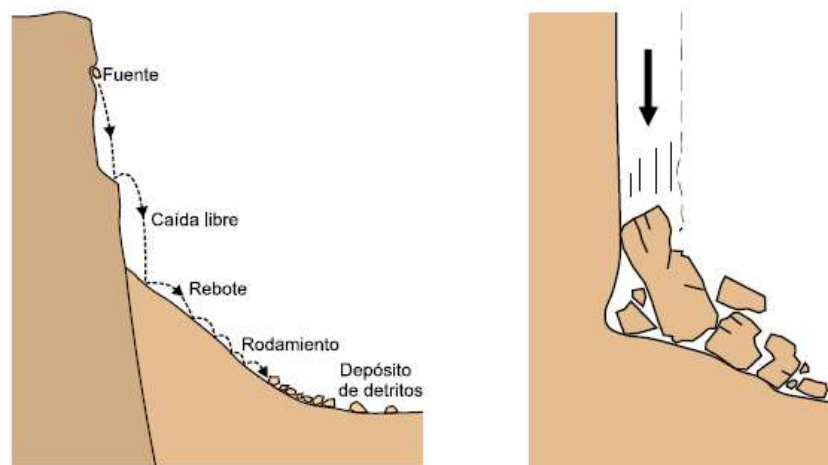
Fuente: Elaboración propia modificada de Cruden y Varnes (1996) y Elmes (2006).

De acuerdo a los movimientos de masas de desarrollo común en los ambientes de montaña, es posible clasificar las remociones en las siguientes tipologías:

(a) Las caídas o desprendimientos (Fall)

Se definen como masas desprendidas de pendientes muy fuertes o escarpes, que se mueven en caída libre, dando saltos, o ruedan ladera abajo (Proyecto Multinacional Andino, 2008). Este tipo de remociones corresponden a movimientos rápidos a extremadamente rápidos que se generan cuando el material rocoso o el suelo se desprende de una ladera de alta pendiente a través de una superficie donde no se genera cizalla, descendiendo mediante caída libre, rebotando o rodando. Según Varnes (1978) la caída es un tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una ladera, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable. Una vez desprendido el material cae desplazándose principalmente por el aire pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento. Según Cruden y Varnes (1996) corresponde a un movimiento rápido a extremadamente rápido. Es decir con velocidades mayores a 5×10^1 mm/s. Según GEMMA (2007) estudios históricos han mostrado que las velocidades alcanzadas por las caídas han superado los 100 m/s. En lugares donde este proceso es continuo, se forma una acumulación de fragmentos en la base conocida como cono de derrubios o Cono de deyección.

Figura N°5: Esquema de Caídas de rocas



Fuente: GEMMA (2007).

(b) Los deslizamientos (Slide)

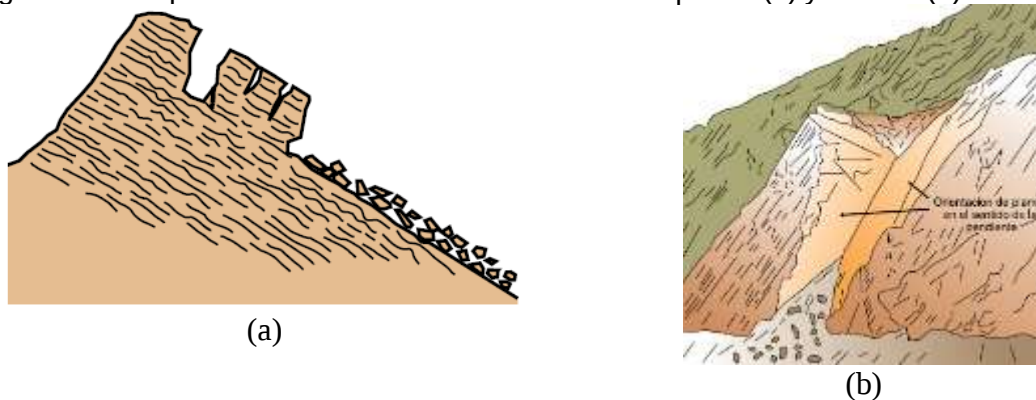
Cruden (1991) definió deslizamiento como un movimiento de una masa de roca, tierra o escombros por una pendiente. Según Hauser (1993) y (GEMMA, 2007) un deslizamiento es un movimiento de ladera abajo de masas de suelo o roca cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de una delgada zona en donde ocurre una gran deformación cortante. El inicio de estos desplazamientos se produce cuando el esfuerzo de cizalle supera el valor del esfuerzo normal y la resistencia del suelo en dicha superficie. Cuanto mayor sea la pendiente, mayor es la componente de cizalle y los deslizamientos serán más frecuentes, Suárez (1998), en cambio, explica que un deslizamiento ocurre a lo largo de una de falla, por caída libre, erosión o flujos, que incluye una combinación de procesos erosionables y denudacionales interrelacionados entre si y a menudo mezclados. Según González de Vallejo *et al.*, (2002) es un movimiento de ladera que puede entenderse como el reajuste del terreno para conseguir el equilibrio ante un cambio de condiciones. En la clasificación de Varnes (1978) los deslizamientos pueden ser de tipo rotacional o traslacional. Este último a su vez puede ser planar o en cuña (GEMMA, 2007).

b.1.- Deslizamiento traslacional:

Es un tipo de deslizamiento donde la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada. En general, estos movimientos suelen ser más superficiales que los rotacionales y el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación, o planos de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden y Varnes, 1996).

Se llama planar (Figura 6-a) cuando la traslación se realiza a través de un solo plano. En cambio el deslizamiento traslacional en cuña (Figura 6-b) se produce cuando existen dos planos de discontinuidad que se intersectan entre sí e intersectan la cara de la ladera o talud, por lo que el cuerpo se desplaza bien siguiendo la dirección de la línea de intersección de ambos planos o el buzamiento entre uno de ellos (GEMMA, 2007). La velocidad de estos movimientos puede variar desde rápida a extremadamente rápida.

Figura N°6: Esquema de un deslizamiento traslacional planar (a) y el cuña (b)



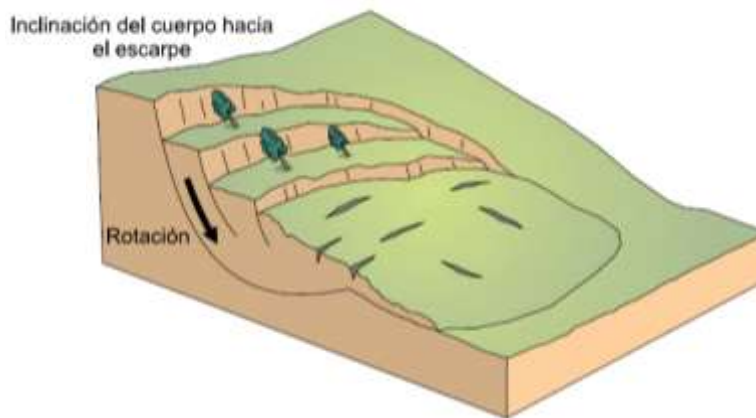
Fuente: GEMMA (2007).

b.2.- Deslizamiento Rotacional:

Es un tipo de deslizamiento donde la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla curva o cóncava. Debido a que el mecanismo rotacional es auto-estabilizante, y ocurre en rocas poco competentes, la tasa de movimiento es relativamente baja, con velocidades menores a 1 m/s. Según Hutchinson (1988) existe un deslizamiento que no es ni rotacional ni planar, llamado “deslizamiento compuesto”. La superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El desplazamiento es posible sin que necesariamente ocurra cizalla interna significativa.

En términos generales el deslizamiento incluye derrumbe, caídas y flujo de materiales no consolidados. Los deslizamientos pueden activarse a causa de terremotos, erupciones volcánicas, suelos saturados por fuertes precipitaciones o por el crecimiento de aguas subterráneas y por el socavamiento de los ríos. Un temblor de suelos saturados causado por un terremoto crea condiciones sumamente peligrosas. A pesar de que los deslizamientos se localizan en áreas relativamente pequeñas, pueden ser especialmente peligrosos por la frecuencia con que ocurren (OEA, 1991).

Figura N°7: Esquema de un deslizamiento rotacional



Fuente: GEMMA (2007).

(c) Los Flujos (Flow)

Es un tipo de movimiento en masa cuyo desplazamiento exhibe un comportamiento similar a la de un fluido (Figura 8). Son masas que se mueven como unidades deformadas, viscosas, sin un plano discreto de ruptura (Proyecto Multinacional Andino, 2008). Corresponden a movimientos continuos en el espacio, donde las superficies de ruptura no son preservadas, y las masas desplazadas son fuertemente deformadas internamente, comportándose de manera similar a un líquido viscoso. En muchos casos se originan a partir de otro tipo de movimiento, ya sea un deslizamiento o una caída (Varnes, 1978). Según GEMMA (2007) pueden ser procesos rápido o lento, saturado o seco. Como subtipos destacan:

c1.- Flujos de detritos:

Es un tipo de flujo muy rápido y extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos (índice de plasticidad menor al 5%) confinado a lo largo de un canal o cauce con pendientes pronunciadas. En su trayectoria incorporan gran cantidad de material saturado, depositándose finalmente en “abanicos de detrito”. Cuando el flujo de detritos incorpora una crecida importante de agua en su carga, recibe el nombre de “crecida de detritos” (pico de caudales 2 o 3 veces mayores al de una inundación) esto puede deberse a descargas inusualmente altas como picks pluviométricos, rompimiento de represas, vaciamiento de lagos glaciares, entre otras. Los que según GEMMA (2007) reciben el nombre de aluviones en Chile.

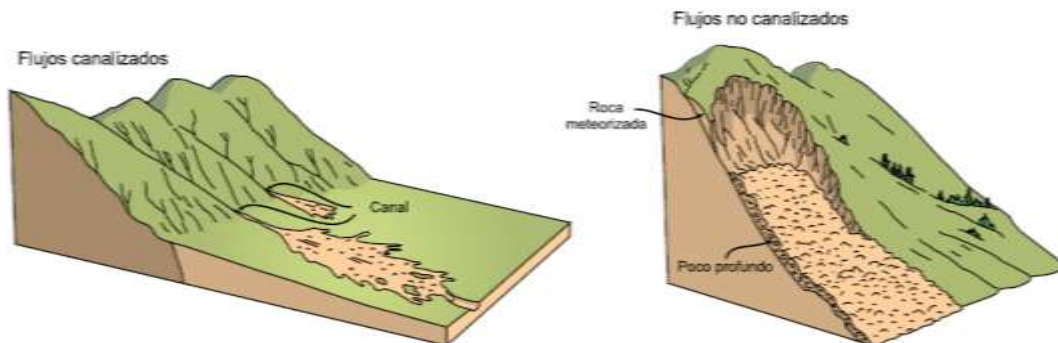
c.2.- Lahares: según GEMMA (2007) es un tipo de flujo detrítico que ocurre en los volcanes y se refiere a un tipo de material volcánico no consolidado.

c.3.- Flujos de lodo: flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados plásticos (índice de plasticidad mayor al 5%).

c.4.- Flujos de tierra: flujo intermitente, generalmente lento y extremadamente lento de suelo arcilloso plástico.

c.5.- Reptación: movimientos lentos del terreno en donde no se distingue una superficie de falla. Incluye movimientos como la solifluxión y gelifluxión, este último típico de ambientes periglaciares.

Figura N°8: Esquema de Flujos canalizados y no canalizados



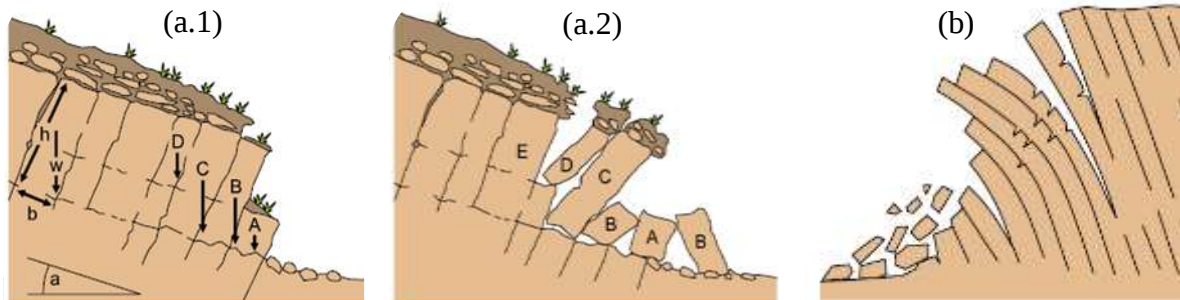
Fuente: GEMMA (2007).

(d) Los Volcamientos o Basculamientos (Toppling)

Según Varnes (1978) es un tipo de movimiento donde hay una rotación generalmente hacia delante de uno o varios bloques de roca o suelo alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior. Este movimiento ocurre por causa de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas. Puede ser originado o bien gravitacionalmente, es decir por el peso del material que encuentra ladera arriba o por la existencia de agua o hielo en fracturas de la roca que se orienta en dirección contraria a la

pendiente, generando fuerzas de extensión que tenderá a separar las masas entre las cuales se encuentran las fracturas o discontinuidades (Cruden y Varnes, 1996).

Figura N°9: Esquema de volcamiento en bloque (a, 1-2) y volcamiento flexural en bloques (b)



Fuente: GEMMA (2007).

2.4 Elementos condicionantes y detonantes

La vertiente debe reunir una serie de condiciones para posibilitar el inicio y desarrollo de un movimiento de masas. En este contexto, es importante conocer el ambiente geográfico donde se desarrolla y los factores que influirán en el desarrollo de dichos procesos. Es necesario distinguir entre lo que se considerará en este modelo como elementos condicionantes y gatillantes. Sepúlveda (1998 en Lara, 2007), establece que los factores físicos-naturales de los procesos de remoción en masa corresponden a aquellos factores que puedan generar una situación potencialmente inestable en la vertiente. Los factores condicionantes, se refieren a todos aquellos atributos del sistema natural que poseen una dinámica autónoma e independiente, generando escenarios propicios para que los factores externos actúen sobre estas condiciones ya establecidas y que generan una condición potencialmente inestable. Corresponden a las características intrínsecas de un determinado espacio geográfico y que fomentan la capacidad de perder su estado de equilibrio generando procesos que lo vuelven potencialmente inestable (Hauser, 1993). Entre los factores relevantes se encuentran las características de los sustratos (cohesión, estructura, disposición y consolidación), de los suelos (textura, estructura y profundidad), la vegetación (recubrimiento del suelo y formaciones vegetales), y las formas de las laderas (Castro *et al.*, 1995). Por ende, depende de su propia naturaleza, estructura y forma del terreno (González *et al.*, 2002).

2.4.1.- Elementos condicionantes

Corresponden a las características intrínsecas de determinado espacio geográfico y que fomentan la capacidad de perder su estado de equilibrio generando procesos que lo vuelven potencialmente inestable (Hauser, 1993). Dependen de la propia naturaleza, estructura y forma del terreno (González *et al.*, 2002). Cada factor condicionará un determinado tipo de movimiento en masa (Tabla N°4) de los cuales se puede deducir que la geología, la geomorfología y la hidrogeología son los factores de mayor incidencia en el proceso mientras la vegetación obtiene el menor peso como agente condicionante, lo cual se discutirá en el apartado de vegetación.

Serra (1985) explica que todos estos fenómenos se desarrollan bajo la acción de la gravedad. Todo movimiento es el resultado de la ruptura de un estado de equilibrio entre los esfuerzos resistentes al movimiento del material, y las tensiones que actúan, produciendo las fuerzas de corte o de cizalla. Cruden (1991), considera estos fenómenos como movimientos descendentes de un volumen de material constituido por roca, suelo, o ambas, lo cual estará determinado por la gravedad.

Tabla N°4: Grado de importancia del factor condicionante en cada tipo de REM.

	Caídas	Deslizamientos	Flujos
Geología	X	X	X
Geomorfología	X	X	X
Hidrología e hidrogeología	X	X	X
Vegetación y clima	-	X	X

Fuente: Modificado de Lara y Sepúlveda (2008).

a) Geomorfología y morfometría de vertiente

La geomorfología y su morfometría es un factor importante en la consideración total del peligro, permite explicar en parte cómo influye la topografía, la exposición y las pendientes en la generación de procesos de remoción en masa. Estas características influyen en la velocidad, energía y volumen de las remociones que puedan generarse (Lara, 2007). La topografía y el tipo de pendiente condicionarán ampliamente el desencadenamiento de procesos de remoción en masa, determinando su velocidad, energía y volumen. Elmes (2006) indica que todos los movimientos que se generan en la vertiente ocurren en función de su inclinación, a través de un umbral de pendiente. Según explica Lara (2007) una topografía escarpada con 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 y Sepúlveda (2008), establecen que la geometría de la ladera es uno de los factores más importantes en la evaluación de generación de procesos de remoción en masa, por cuanto determinará las orientaciones de las fuerzas resistentes y solicitantes. Cuanto mayor es el grado de pendiente mayor la posibilidad de inestabilidad de las mismas (Moreiras, 2009). Además del grado de inclinación de la pendiente, la orientación de la ladera será determinante al momento de desarrollar transporte de material. Según Moreiras (2009) condiciona la preservación de la nieve o favorece su descongelamiento saturando de esta manera los materiales de las laderas.

Según Fell *et al.*, (2008) algunas actividades necesarias para la evaluación de la frecuencia de caídas de rocas y deslizamientos de tierra en la pendiente natural tienen relación con las características morfológicas de las cicatrices y los depósitos. Una topografía escarpada, con pendientes muy inclinadas serán necesarias para desarrollar procesos de remociones en masa, incrementando notablemente la velocidad y la energía de los materiales involucrados (Hauser, 1993). Algunos autores Irigaray (2002), GEMMA (2007), González (2002), Hauser (1991), Hauser (2000), González (2006) señalan que pendientes mayores a 25° en las cabeceras de las hoyas hidrográficas, son favorables para el desarrollo de flujos o aluviones. Sin embargo, dependiendo del tipo de remoción, podrían generarse desplazamientos sobre pendientes menores, que no sobrepasen los 15° (Sauret, 1978 en Lara y Sepúlveda, 2008). Algunos aspectos generales señalan que si un talud supera el ángulo de fricción interno, las condiciones de inestabilidad aumentan y las probabilidades de que los materiales sean deslizados son mayores (Lambe y Whitman, 1972). Keefer (1984) señala que taludes con condiciones normales (sin estar afecto a agentes externos que lo alteren, como sismos y precipitaciones), ángulos $\geq 35^\circ$ serán susceptibles de generar deslizamientos, lo cual varía al sumar factores externos. Debido a estas especificidades es necesario conocer el umbral geomorfológico para la generación de distintos tipos de REM. Araya-Vergara y Börgel (1972), Young (1975), Pedraza (1996), Elmes (2006) estimaron rangos de pendientes según umbrales morfodinámicos (Tabla N°5).

Tabla N°5: Rango de pendientes según umbrales morfodinámicos.

Pendiente (°)	Concepto	Umbral geomorfológico
0 – 2	Horizontal	Erosión nula a leve
2.1 – 5	Suave	Suave erosión leve, difusa. Inicio de regueras, solifluxión fría.
5.1 – 10	Moderada	Erosión moderada a fuerte. Inicio erosión lineal.
10.1 – 20	Fuerte	Fuerte erosión intensa. Erosión lineal frecuente. Movimientos en masa.
20.1 – 30	Muy fuerte	Moderadamente escarpada, cárcavas frecuentes. REM, reptación.
30.1 – 45	Escarpada	Coluvionamiento, solifluxión intensa.
> de 45	Muy escarpada	Desprendimiento y derrumbes. Corredores de derrubios frecuentes.

Fuente: Clasificación de Pendientes según Araya-Vergara y Börgel (1972), Young (1975), y Ferrando (1993 en Mesina 2003). Disponible en: http://www.e-seia.cl/archivos/f18_Anexo_8_GyG.pdf

b) Geología y litología

La variable litológica es otro elemento importante en la evaluación de la susceptibilidad, determinando el ambiente geográfico, el comportamiento de las laderas y por tanto, el movimiento de masas. Algunos factores que influyen en mayor o menor medida en la génesis de los procesos de remoción en masa son: el tipo de material, humedad, permeabilidad, litología, grado de alteración, estructura y meteorización (Lara, 2007). Las propiedades físicas y la resistencia de cada material determinan su comportamiento tenso-deformacional y, por lo tanto, su estabilidad. La estructura geológica comprende planos de estratificación, diaclasas, grietas de tensión y fallas (Lara, 2007). Estas pueden actuar como superficies de rotura y originar el proceso (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Los tipos de rocas y la calidad de los suelos determinan en muchos casos la facilidad con que la superficie se degrada por la acción de los factores externos. La meteorización consiste en un debilitamiento progresivo de los materiales, donde la roca es atacada y fragmentada por la exposición prolongada de los agentes atmosféricos (Elmes, 2006). Estos mecanismos alteran la roca, generando una pérdida en la cohesión, haciéndola menos resistente creando un ambiente más susceptible. Según Duque (2003), la saturación del suelo por el agua obliga a la salida del aire por los poros del terreno destruyendo la tensión superficial, reduciendo la cohesión de la masa apartando los granos individuales y unidades de roca disminuyendo la fricción interna del material. Los suelos con alto contenido de arcillas hidrófilas, son los más expuestos a sufrir remociones, los que se saturan fácilmente siendo movilizados por la acción de la gravedad. En este caso se encuentran los suelos derivados de la descomposición del granito y de la alteración de algunos estratos de lutitas intercaladas en las rocas Terciarias (Mardones y Vidal, 2001). Los suelos gruesos como arenas y gravas, presentan un nivel inferior de cohesión, lo cual está determinado por las condiciones de humedad del suelo, provocando condiciones muy permeables en el suelo, frenando los procesos de remociones en masa al favorecer la filtración del agua en el suelo.

En función de la cohesión de los materiales, las remociones a lo largo de los respectivos planos de ruptura pueden ser someras o muy profundas (compromiso de grandes volúmenes) normalmente sedimentos cohesivos desarrollan planos de ruptura profundos (Hauser, 2000). Zonas donde existen depósitos volcanoclásticos finos (ceniza) según el volcanismo pasado y actual, con presencia de rocas altamente alteradas, y abundantes fragmentos y zonas de fallas y/o cercanía a epicentros que suscitan la actividad volcánica y sísmica, desarrollando una estructura geológica frágil y compleja (Arlegui, 2013).

El parámetro de densidad del suelo también es relevante para la determinación de la resistencia al cizalle del material, donde un suelo denso presentará resistencias mayores a las alcanzadas por suelos sueltos (Lambe y Whitman, 1972). Estructuras abiertas con rellenos de minerales blandos o estructuras poco rugosas, tenderán a conformar planos de debilidad en el macizo, estructuras en la dirección del manto del talud generarán condiciones inestables para la ladera, González *et al.*, (2002 en Lara y Sepúlveda, 2008).

c) Vegetación

Por lo general se atribuye a la vegetación la capacidad de desarrollar condiciones de estabilidad en las laderas, protegiéndola de la erosión, de las precipitaciones, y sobretodo fomentando el desarrollo radicular. Existe consenso en prescribir a la vegetación como un factor importante para atenuar el inicio de un evento ya que la vegetación tiende a estabilizar las laderas de los cerros y el suelo del terreno, por lo que la ausencia de esta, aumentaría las posibilidades del inicio del evento (Arlegui, 2013). Para Prieto (1985 en Lara, 2007) el papel de la vegetación en las vertientes cumple un rol estabilizador que está condicionado por el efecto de la topografía y el clima. Según Jacoby (2001) el escaso desarrollo de vegetación contribuye a restar estabilidad a las laderas, además de demostrar una alta sensibilidad a la erosión hídrica, puesto que en general las raíces tenderían a actuar como agentes estabilizadores. Sin embargo, la vegetación no siempre es un elemento necesario para la estabilización en la ladera. Se conocen casos en los cuales las laderas albergan gran vegetación y a pesar de ello han sufrido deslizamientos. Según Selby (1993 en Arlegui, 2013) la vegetación tiende a afirmar el suelo con las raíces, y a succionar el agua evitando la saturación del suelo, sin embargo, esta condición no es válida para zonas del país con clima lluvioso, ya que la vegetación al succionar el agua, también, satura el suelo, y esto provocaría un proceso de movimiento en masa. En zonas de climas lluviosos, con abundante vegetación, puede ocurrir que la evapotranspiración no alcance a compensar la alta infiltración, por lo que el nivel freático asciende, saturando el material. Además si el lugar sufre fuertes vientos y la pendiente es fuerte, los arboles remueven el terreno provocando su desestabilización (Prieto, 1985).

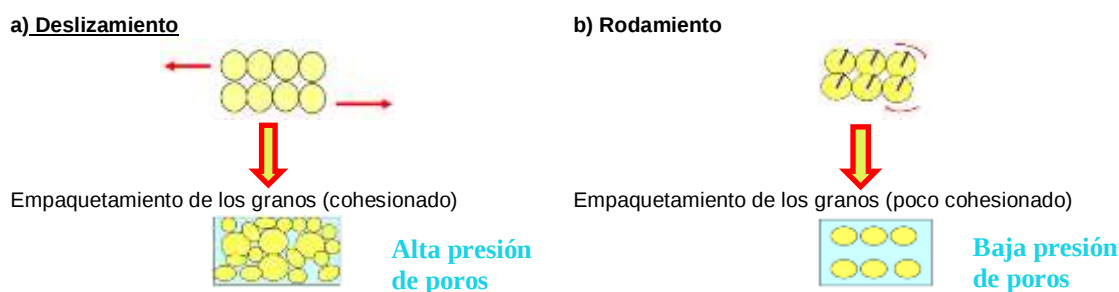
d) Hidrología e hidrogeología

Los factores hidrológicos e hidrogeológicos que influyen en la generación de procesos de remoción en masa, especialmente en el desarrollo de flujos, están altamente relacionados con la incorporación del agua al suelo y/o rocas (Lara, 2007). Pueden ser generados por la inestabilidad del suelo condicionada por la resistencia, el ángulo de fricción interna (Figura N°10) y el grado de saturación del suelo (Yoshida *et al.*, 1991). La incorporación de agua en el suelo puede llegar a la saturación generando una disminución de la resistencia del material, así mismo en la roca contribuye a la pérdida de resistencia al infiltrarse en las estructuras ejerciendo tensiones en ellas, que se contraponen a las tensiones que las mantienen estables (Lambe y Whitman, 1972 en Lara 2007). Por tanto, la red hídrica, las variaciones de caudal, el nivel freático, la escorrentía y la infiltración son determinantes en su desarrollo.

Según Varnes (1978) pueden existir movimientos de ladera complejos, que pueden derivar en un flujo de detritos o un flujo seco, dependiendo si hay o no incorporación de agua al material transportado. Los flujos son causados por la saturación del material, lo cual aumenta la presión de poro, disminuyendo la resistencia efectiva. Los depósitos volcanoclásticos, glaciales, aluviales, coluviales, y de antiguos flujos de detritos son susceptibles a ser movilizados y/o removilizados, ya que son materiales permeables, donde el agua se infiltra

fácilmente, produciendo la saturación rápida, facilitando el escurrimiento rápido del agua en este material saturado (Hauser, 1997). Al contrario, el comportamiento en materiales menos permeables como aquellos de grano fino, densos, arcillosos y rocosos con escasas fracturas, el escurrimiento de agua superficial es relativamente más rápido debido a su poca capacidad de infiltración y a la menor rugosidad de sus estructuras (Jacoby, 2001). Suarez (1998) explica que a nivel freático la presión sobre el terreno es igual a cero, equivalente a la presión atmosférica siendo una línea paralela a la superficie del suelo, en este sentido, el agua superficial que circula sobre el terreno se divide en presiones de poro positiva en donde la presión es mayor a la atmosférica y en negativa donde la presión es menor. La sobresaturación del terreno puede provocar un alza de presión en los poros que pone en desequilibrio a la vertiente. El ascenso y descenso de la napa freática se debe a la incorporación paulatina de agua en el suelo. Cuando se encuentra a poca profundidad es más susceptible al ascenso debido a la absorción de aguas y deshielos, por tanto, la saturación del material es más rápida en comparación a una napa freática más profunda. A pesar de esto, Pathak y Nilsen (2004) señalan que primero se debe evaluar la topografía y las condiciones de meteorización de la roca madre.

Figura N°10: Parámetros que influyen en el comportamiento del ángulo de fricción interno (AFI).



Fuente: Obtenido de Rozo, (2008).

2.4.2.- Elementos detonantes

Un agente gatillante o desencadenante es un factor externo que genera una respuesta traducida en una remoción en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de una ladera (Wieczorek, 1996 en Lara y Sepúlveda, 2006). Algunos autores González de Vallejo *et al.*, (2002), Hauser (2000), Fell *et al.*, (2008), Garreaud (1993), García (2000), Hauser (1985), Hauser (1993), Hauser (1997), Lara *et al.*, (2006), Montecinos (1998), Padilla (2006), Sepúlveda (2000), Lara (2007) señalan que la gravedad, los umbrales de precipitación, los sismos y el volcanismo activo son los elementos detonantes más relevantes en la generación de movimientos de masas.

a) Umbrales de precipitación

La ocurrencia de procesos de remoción en masa asociados a factores detonantes externos como el caso de lluvias intensas, se relaciona directamente con la capacidad de retención de agua del suelo. La gran mayoría de los flujos, independientemente de su naturaleza, se asocian en su etapa inicial a deslizamientos y/o desprendimientos, activados en períodos lluviosos (Hauser, 1993 en Martínez, 2008). Las precipitaciones condicionan la estabilidad del suelo, al incorporar agua (entre las fracturas o por infiltración) disminuyen la resistencia de las estructuras y con ello el coeficiente de roce. González de Vallejo *et al.*, (2002) señalan que las precipitaciones como energía detonante de los procesos de remoción en masa están relacionadas principalmente con el volumen, intensidad y distribución de las precipitaciones. Por lo menos en Chile es sabido que lluvias de gran intensidad que sobrepasen los 60 mm en un día resulta muy favorables para generar este tipo de eventos (Hauser, 2000). Para Thomas (1994 en Pérez, 2005) las lluvias predisponen al talud a fallar, por el aumento en la densidad, la mayor presión de poros y la pérdida de cohesión. El aumento de la escorrentía superficial propicia la socavación, deslaves y cambios en la geometría de las laderas (Domínguez, 2003). Según Fell *et al.*, (2008) un análisis más detallado de las precipitaciones incluyendo los efectos de las lluvias antecedente, la intensidad de la lluvia y la duración es importante para considerar la posible generación de flujos y deslizamientos de tierra. Los deslizamientos en su gran mayoría son inducidos por lluvias cortas y localizadas de intensidad alta. La lluvia antecedente suele ser un factor mayor en la ocurrencia de deslizamientos, excepto en casos de deslizamientos menores que tiene lugar bajo lluvias de baja intensidad (Brand, 1985 en Domínguez, 2003).

b) Movimientos sísmicos

Los sismos como fuerzas extraordinarias sobre la ladera, generan un aumento del esfuerzo cortante, lo cual sintetiza algún fenómeno de movimiento de masas. Según OEA (1993) los ecosistemas en regiones elevadas contribuyen a intensificar las consecuencias debido a deslizamientos causados por el sacudimiento del terreno. Uno de los aspectos más peligrosos de esta relación ocurre en áreas de actividad glacial presente y pasada y se refiere al represamiento natural de los cursos de agua por morenas, terminales o laterales, y la consiguiente creación de lagunas. Tales presas suelen ser débiles y se rompen fácilmente si la laguna se llena con material de deslizamientos. Keefer (1984) estimó que para sismos con intensidades superiores a IV, taludes de ángulos $\geq 10^{\circ}$ - 15° serán susceptibles de generar deslizamientos y ángulos $\geq 40^{\circ}$ serán susceptibles de generar caídas de rocas y desprendimientos.

2.5. El análisis de susceptibilidad en las Remociones en masa

La amenaza-peligro hace referencia a procesos nacidos desde el medio natural donde intervienen procesos físicos que involucran una probabilidad de que se manifieste un fenómeno natural desfavorable. Para Varnes (1984), el peligro es esencialmente natural, y corresponde a la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino dentro de un periodo de tiempo especificado en un área dada. Cardona (1993) sugiere analizar el peligro en términos de una probabilidad de ocurrencia, al cual llamó “peligro latente”. Al respecto señala que éste puede presentarse en un sitio específico y en un tiempo determinado produciendo efectos adversos en las personas, los bienes y/o el medio ambiente. Aneas de Castro (2000), agrega además que el peligro es la ocurrencia o amenaza de ocurrencia de un acontecimiento tanto natural como antrópico. Cuyo análisis comienza por la detección y mapeo exhaustivo de los mismos, lo cual sirve de base para el entendimiento de su ocurrencia espacial y temporal (Carrara y Merenda, 1976, Guzzetti *et al.*, 2000, Brardioni *et al.*, 2003, Marta *et al.*, 2010). En éste sentido, una buena aproximación para evaluar la magnitud de un evento de procesos de remoción en masa en un área determinada, puede obtenerse a partir de un inventario, el cual es una simple forma de identificar dichos procesos (Guzzetti *et al.*, 1999), éste permite conocer la localización y cuando se sabe, la fecha de ocurrencia y tipos de movimientos que han dejado una huella discernible en un área (Guzzetti *et al.*, 2006).

Castro *et al.*, (1995) ahondó más en el concepto, especificando los factores que inciden en la característica del peligro, explicando que un fenómeno natural peligroso estará condicionado por factores de fragilidad de los elementos condicionantes internos del sistema natural, sumado a la incidencia de eventos detonantes y la energía implicada en el fenómeno, la cual estará dada por el grado de inclinación de la pendiente y la energía externa otorgada por las precipitaciones de gran intensidad. Según explica, el ejercer dominio sobre los factores de la peligrosidad es casi imposible, pero si se pueden manejar los factores vulnerables, reduciendo la exposición y aumentando la resistencia.

La susceptibilidad, de acuerdo al peligro, es definida como la facilidad con que un fenómeno puede ocurrir según las condiciones locales del terreno (Varnes, 1984) y corresponden a factores que preparan a la ladera convirtiéndola en una zona susceptible de ser movilizada (Popescu 2000 en Lara y Sepúlveda, 2008). Sepúlveda (1998) afirma que es la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado. Según Fell *et al.*, (2008) también puede incluir una descripción de la velocidad y de la intensidad de los movimientos existentes o potenciales. Susceptibilidad, a su vez, está determinado por el conjunto de factores naturales que pueden contribuir a desencadenar eventos peligrosos (Carvalho y Rosito, 2012).

Para Ayala-Carcedo y Corominas (2002) el análisis de susceptibilidad en una zona, representa el establecimiento de una relación entre los movimientos observables, fruto de la acción de factores condicionantes y factores desencadenantes. Los primeros se

manifiestan lentamente, mientras que los segundos tienen una variación más rápida. Para Corominas (2002) la manifestación del segundo factor (gatillante) es necesaria para diferenciar la susceptibilidad del peligro. Según explica, mientras los mapas de peligrosidad muestran zonas con distinta probabilidad de ocurrencia de roturas de varios tipos y magnitudes, los de susceptibilidad sólo representan una propensión del terreno a generar movimientos, el cual no se producirá hasta que se dé el factor desencadenante (por ejemplo un episodio lluvioso, sismo o excavación). También se diferencian de los mapas geomorfológicos, puesto que éstos representan básicamente zonas movidas con todos sus atributos (Ayala-Carcedo, 1992). Corominas (2002) afirma que en realidad muchos mapas denominados de peligrosidad, no son más que mapas de susceptibilidad del terreno a los deslizamientos ya que carecen del componente temporal (probabilidad de ocurrencia).

Numerosos autores han definido la susceptibilidad de las laderas o unidades de terreno en función a la distribución de los procesos de remoción en masa en el pasado, el grado de pendiente y la naturaleza de la roca (Brabb *et al.*, 1972, Drennon y Schleining, 1975, Lucini 1973, en Moreiras, 2009). Santacana (2001) hace referencia a la predisposición natural del terreno a la ocurrencia de movimientos, de manera que su ocurrencia no implica un aspecto temporal. Sin embargo el principio de actualismo y uniformitarismo permite establecer cierto grado de certezas sobre la ocurrencia de estos fenómenos. Según Hutton (1795 en Domínguez, 2003), las condiciones producidas en el pasado son las mismas que pueden provocar su aparición en el momento actual o en el futuro. Dicha predicción permitirá limitar el impacto económico y la pérdida de vidas asociados a estos procesos naturales repentinos (Moreiras, 2009).

La evaluación del grado de susceptibilidad del terreno frente a los movimientos de masas se puede efectuar mediante dos grandes grupos de aproximaciones. Primero mediante el análisis de la ocurrencia de los movimientos de ladera utilizando observaciones geológicas y geomorfológicas y modelos basados en el tratamiento estadístico de los parámetros de las laderas (métodos no deterministas o probabilistas) y segundo, por medio de la predicción del comportamiento de laderas o taludes mediante métodos deterministas y modelos de cálculo de inestabilidad. Éstos últimos se basan en leyes físicas y mecánicas universales de conservación de masa, energía y equilibrio de fuerzas, por lo que se pueden utilizar tanto en la predicción espacial como temporal (Corominas, 1992 en Irigaray y Chacón, 2002).

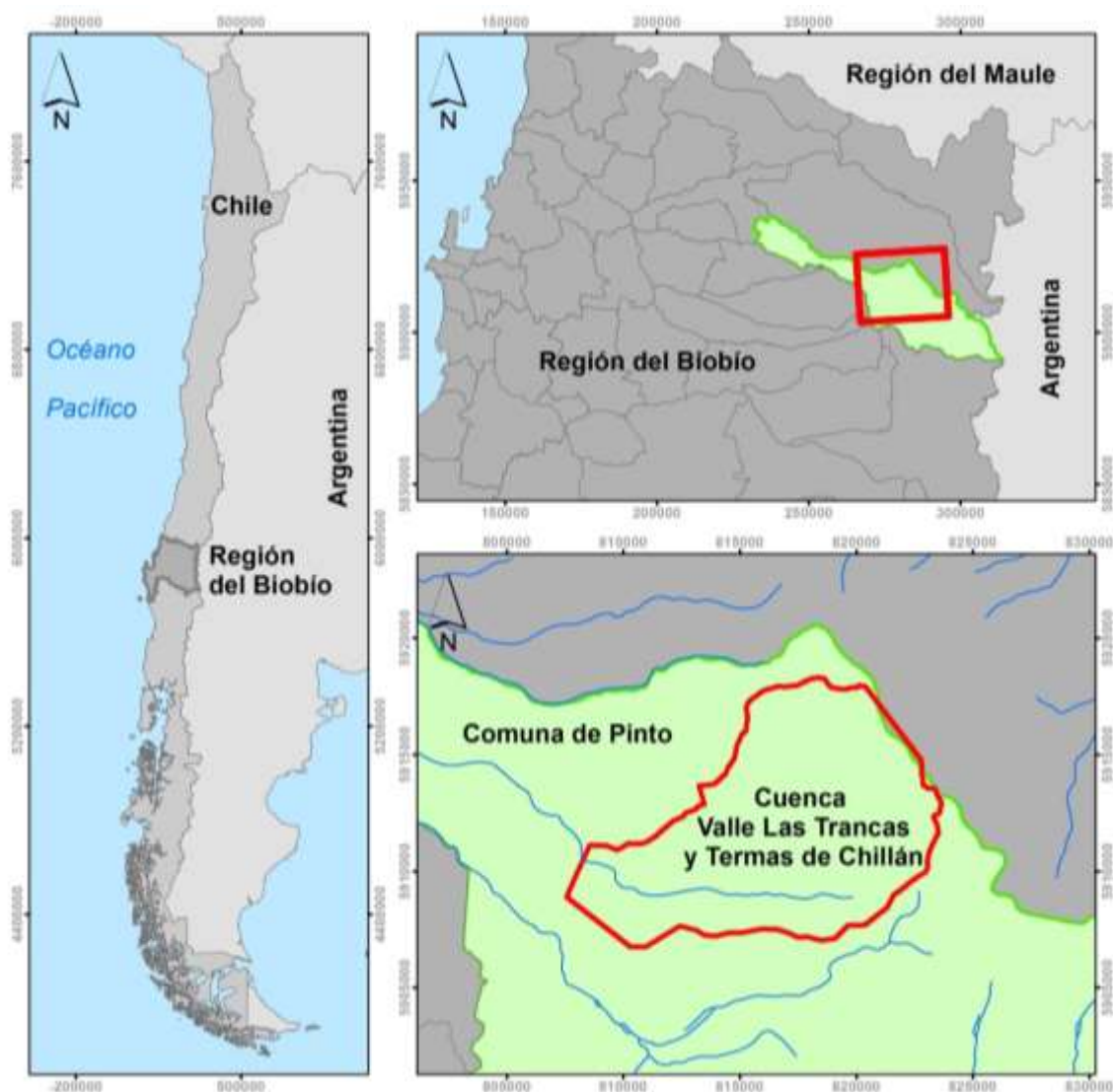
El modelo requiere de una escala de trabajo detallada que integre aspectos fundamentales como el reconocimiento global del área y la exploración de los elementos geográficos significativos del medio en cuestión, donde se registran además los sitios ideales para la generación de este tipo de procesos.

CAPÍTULO III. MATERIALES Y METODOS

3.1 Área de estudio

El área de estudio pertenece a la comuna de Pinto (Valle las Trancas y Shangrila) y Chillán (Termas de Chillán), entre los 36°53'32.95" Latitud Sur y 71°27'12.33" Longitud Oeste. Se ubica en el sector precordillerano y andino, a unos 65 km al sureste de la ciudad de Chillán. Posee un área total de aproximadamente 110 km². Limita al Norte con la comuna de Coihueco, al Oeste con las comunas de Chillán y San Ignacio, por el Sur con El Carmen y Antuco (Provincia del Biobío) y al Este con el complejo volcánico Nevados de Chillán. Desde las Termas de Chillán hasta el Valle las Trancas, existe una distancia lineal de 8 km aproximadamente con un desnivel topográfico de 400 m. (1.600 m. en las Termas, 1.200 m. en las Trancas).

Figura N°11: Área de estudio.



Fuente: Elaboración propia.

Las condiciones climáticas se corresponden con la clasificación climática de Köppen. El clima predominante es templado frío lluvioso con influencia mediterránea (Cfsb) y frío de altura. Éste se extiende entre la franja precordillerana y el límite de las nieves andinas. Debido a su localización al interior del continente, la oscilación térmica es importante y en la medida que se asciende en altura, las temperaturas comienzan a disminuir notablemente y las precipitaciones pasan a ser del tipo nivoso, concentrando en invierno la mayor parte del agua caída (Figura N°12). En la Tabla N°6 se indican los valores promedios de las precipitaciones mensuales para el periodo 1962 y 2011 y temperaturas medias mensuales¹.

Los regímenes pluviométricos concentran los máximos montos de pluviosidad en los meses de mayo a julio, siendo junio el mes más lluvioso. Las menores precipitaciones se manifiestan de diciembre a marzo, siendo enero el mes más seco. Se registran precipitaciones anuales superiores a los 2000 mm. Las temperaturas medias mensuales varían entre 7°C en el invierno y 18°C en el verano según la serie de datos

Tabla N°6: Precipitaciones Mensuales (1962-2012) y temperaturas medias mensuales (1988-2011).

<i>MES</i>	<i>Ene</i>	<i>Feb</i>	<i>Mar</i>	<i>Abr</i>	<i>May</i>	<i>Jun</i>	<i>Jul</i>	<i>Ago</i>	<i>Sept</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dic</i>	<i>Anual</i>
PP (mm) MENSUAL	31	48,4	53,1	149	360	440	362	261	184	147	91	76	2207
T° MEDIA MENSUAL (°C)	18,7	18,7	16,6	12,9	10	7,8	7	8,4	10,3	10,7	14,3	16,7	12.6

Fuente: Elaboración propia a partir de datos da la DGA.

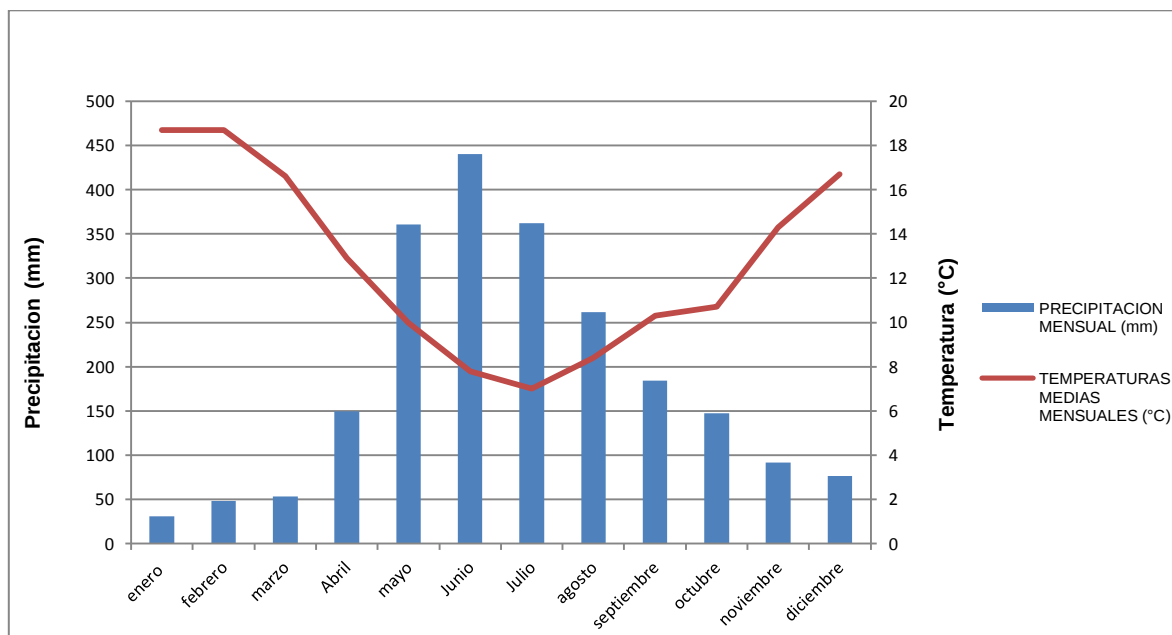
¹ Información obtenida de la Estación Pluviométrica "Las Trancas" ubicada a un altitud de 1.200 m.s.n.m. 36°54' 00" Latitud Sur y 71° 30'00" Longitud Oeste, perteneciente a la subcuenca del Río Itata (curso medio, entre río Renegado y Río Ñuble) para el periodo 1962-2012.

*Se eliminaron los datos correspondientes a los años 1971 y 1972 por falta de información. Y se rellenaron los datos faltantes para los demás años. El criterio de relleno de datos se realizó estableciendo el promedio entre el año anterior y posterior.

**Datos rellenados: febrero 1992, julio 1989, Septiembre 1983, 1986, 1989, Noviembre 1970, 1989, Diciembre 1989, 1991.

Para las temperaturas se tomó como referencia la Estación meteorológica "Caracol", perteneciente a la comuna de San Fabián, ubicada a 620 m.s.n.m. 36° 38' 56" de latitud Sur y 71° 23' 25" de Longitud Oeste (subcuenca Río Ñuble Alto) para el periodo 1988-2011.

Figura N°12: Representación climática según datos de Temperatura (Periodo 1988-2011)y Precipitación (Periodo 1962-2012)



Fuente: Elaboración propia con datos de la Estación Pluviométrica "Las Trancas" (periodo 1962-2012) y la Estación Meteorológica "Caracol" (periodo 1988-2011)

El tectonismo, el volcanismo y la acción del hielo, dieron origen a grandes valles glaciares. Las condiciones climáticas de intensa humedad en el Terciario y algunos elementos estructurales permitieron que las aguas aprovecharan estas condiciones y dieran inicio a una serie de procesos relacionados con el esculpido fluvial del valle. Hacia el cuaternario, las temperaturas disminuyeron, permitiendo una intensa erosión periglacial en el valle, lo cual se acentuó, formando circos glaciares (alrededor de todo el sector adyacente a las termas), desde donde fluyeron lenguas glaciares, las que aprovechando la intensa fracturación de la roca, profundizaron y ensacharon el valle, formando un típico valle en "U". A lo anterior se suma la actividad volcánica moderna posterior al periodo glaciar, donde secuencias volcánicas cuaternarias alternaron coladas de lava con depósitos de arenas rellenando el valle y construyendo relieves locales, lo cual ha permitido configurar el paisaje actual. En consecuencia, la forma típica en "U" se encubrió y estrechó debido a estas coladas. El sector norte del área de estudio existe un flujo postglacial dacítico lava, llamado "cortina de la lava", que llega a la parte superior del valle de Shangrila. El desarrollo del suelo está impedido por la estructura del flujo de lava. Como enormes rocas se apilan con mucho espacio vacío entre ellas, los sedimentos no se acumulen. Así Cortina Lava está desprovisto de vegetación (Pfanzelt *et al.*, 2008).

El valle las Trancas se asienta sobre una gran planicie de inundación de un ancho de 2 km rodeada por antiguos conos de deyección. El valle posee una forma alargada, estrechándose hacia el oeste durante unos 13 km, en donde se vuelve ampliar al confluir con el río Diguillín. En la cabecera del valle existe un sector en forma de semi-círculo,

compuesto por arcos glaciares antiguos (recubiertos por materiales volcánicos como lavas y piroclastos), atacados por la gelifracción. Este valle se formó por la siguiente secuencia de flujos de lava: i) lavas los Pincheira (Pleistoceno Medio), que cortaron su paso por una gran formación glacial formando las paredes características que cierran el valle y abriéndose en lo que es hoy día la localidad de los Lleuques, ii) lavas Diguillín (Pleistoceno Medio), que bajaron por el valle hasta que fueron bloqueadas por las lavas Pincheira lo que las obligó a desviarse hacia el sur, cerrando el valle del Renegado y forzando su conexión con el Diguillín, iii) lavas Atacalco (Pleistoceno Medio-Superior) al igual que las anteriores rellenaron el valle y se acumularon en el sector de Atacalco desviándose hacia el Diguillín, iv) lavas Lanalhue (Pleistoceno Superior) que rellenaron la parte superior del valle, formando la meseta que se observa hoy en el sector de las Trancas. Los rellenos recientes del estero Renegado han terminado por formar el paisaje que se observa actualmente (Arumí *et al.*, 2012).

La evolución geológica de la zona de estudio abarca al menos desde el Triásico en adelante. Dicha evolución se caracteriza por un estado inicial de cuenca extensional de 'rift' del Triásico-Jurásico Inferior, seguido por un período de subsidencia termal entre el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Vergani *et al.*, 1995). Durante el Oligoceno-Mioceno la zona de estudio fue afectada por el desarrollo de la cuenca extensional de Cura-Mallín (Radic, 2010), éste basamento corresponde a rocas sedimentarias marinas jurásicas, rocas ígneas de edad cretácica y rocas sedimentarias y volcánicas de edad cretácica superior-terciaria inferior (Ferraris, 1981). A partir del Plioceno, la Cordillera Principal en la zona del retroarco fue afectada por una tectónica extensional (Folguera *et al.*, 2003). Mientras que el intraarco era afectado por una tectónica transcurrente de máximo esfuerzo horizontal principal NE-SO que actuó desde el Pleistoceno hasta ahora. La deformación está controlada principalmente por la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (Lavenue y Cembrano, 1999).

La cuenca hidrográfica presenta una superficie total de 88,23 km² con un régimen de alimentación mixto y un tipo de escurrimiento exorreico que comprende dos drenes principales paralelos entre sí cuyas nacientes se encuentran en la ladera occidental del complejo volcánico Nevados de Chillán. Estas cuencas andinas corresponden al río Chillán al norte y al Estero Renegado hacia el sur. El río Chillán nace de los neveros y el glaciar Nevados de Chillán del subcomplejo Cerro Blanco y corresponde a un valle glacial (en la parte más alta) que luego adquiere características de valle fluvial (bajo los 800 msnm). El estero Renegado nace de los deshielos del sector suroeste del subcomplejo Las Termas, con una longitud de 32 km aproximadamente. La red hidrográfica del río Renegado se empezó a constituir en el terciario superior y/o cuaternario inferior aprovechando la debilidad cortical constituida por la línea de contacto (discordancia angular) entre las formaciones cola de zorro y batolito andino donde se inició el trazado del valle (Radic, 2010). Estas consistencias permiten establecer a modo tentativo que el valle del Renegado fue un valle de origen fluvial y de marcado carácter estructural. La red de drenaje de estas cuencas puede describirse como de tipo radial y estructural controlado (paralelo), siendo el tectonismo y el volcanismo sus principales condicionantes.

La población según Censo (2002) es de 9.875 habitantes en Pinto, de los que 4.278 (43%) son urbanos y 5.597 (57%) rurales. En tanto sexo, 5.035 habitantes son hombres (51%) y 4.840 son mujeres (49%). Según antecedentes del Instituto Nacional de Estadísticas (2002) las localidades pobladas corresponden a dos entidades urbanas, la cabecera comunal es el pueblo de Pinto, con casi 10.000 habitantes y el pueblo de Recinto-Los LLeuques y a una serie de caseríos y aldeas rurales. Particularmente, la localidad de las trancas, pertenece al distrito de Recinto (rural), con una población de 223 habitantes, de ellos 122 son hombres y 101 son mujeres.

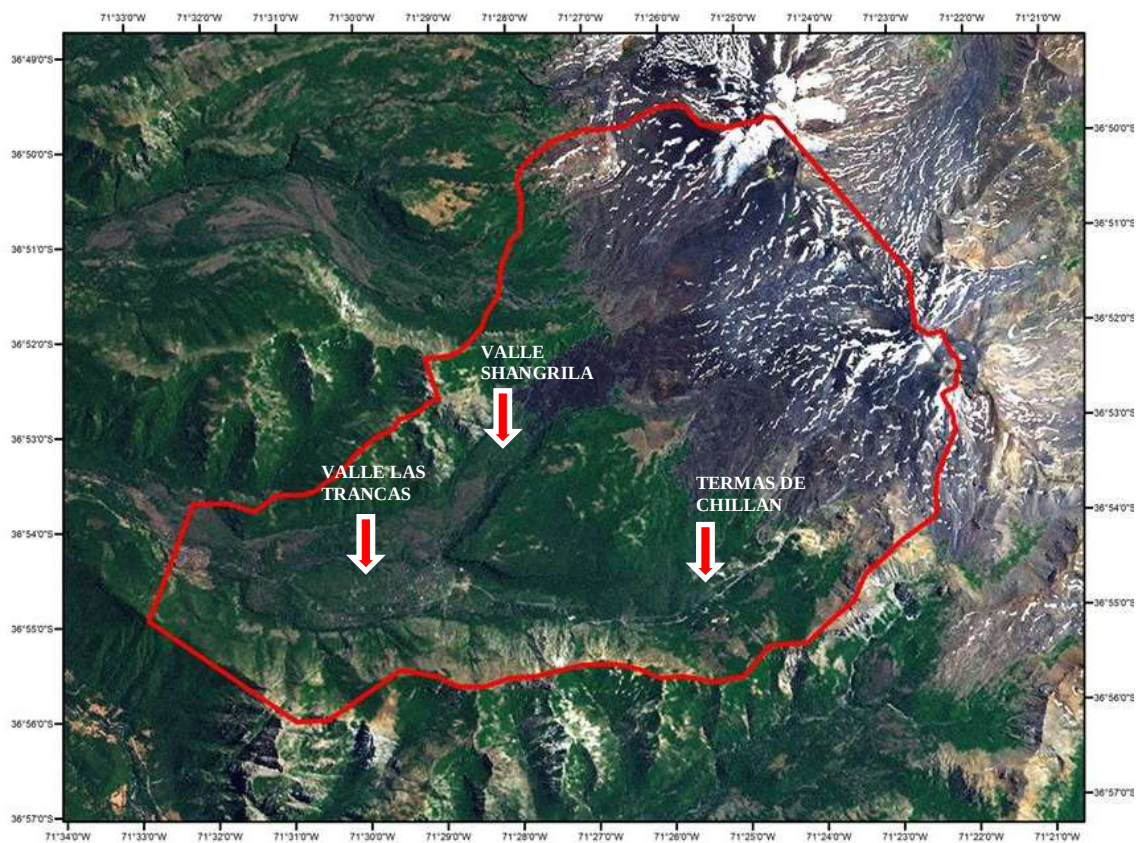
Del total de habitantes de la comuna de Pinto (9.767), 104 declaran pertenecer a alguna etnia prehispánica, de éstas un 95% pertenece a la mapuche y el otro 5% a la etnia atacameña (INE, 2002). El ingreso autónomo por hogar corresponde a un promedio de 271.914. Estos bajos ingresos se condicen adicionalmente con el nivel de pobreza (25,9%) e indigencia en la comuna, este último es equivalente a un 9%, mientras que un 74,1% se clasifica como no pobre (Ministerio de Planificación y Cooperación, 2006). El censo de población y vivienda del año 2002 registra para la comuna de Pinto un 11,4% de la población en condición de analfabetismo y un promedio de escolaridad de 8,2 años, lo que es considerablemente bajo, frente a las cifras nacionales (10,1). La población flotante que visita el área la constituyen principalmente brasileños y españoles que acuden con mayor afluencia en periodo invernal (Oficina de Turismo Chillán).

3.2.- Metodología

La metodología empleada para evaluar la susceptibilidad a remociones en masa en el sector del valle Las Trancas y Termas de Chillán consistió en la caracterización de los procesos morfodinámicos mediante el análisis de variables físicas organizadas en elementos condicionantes.

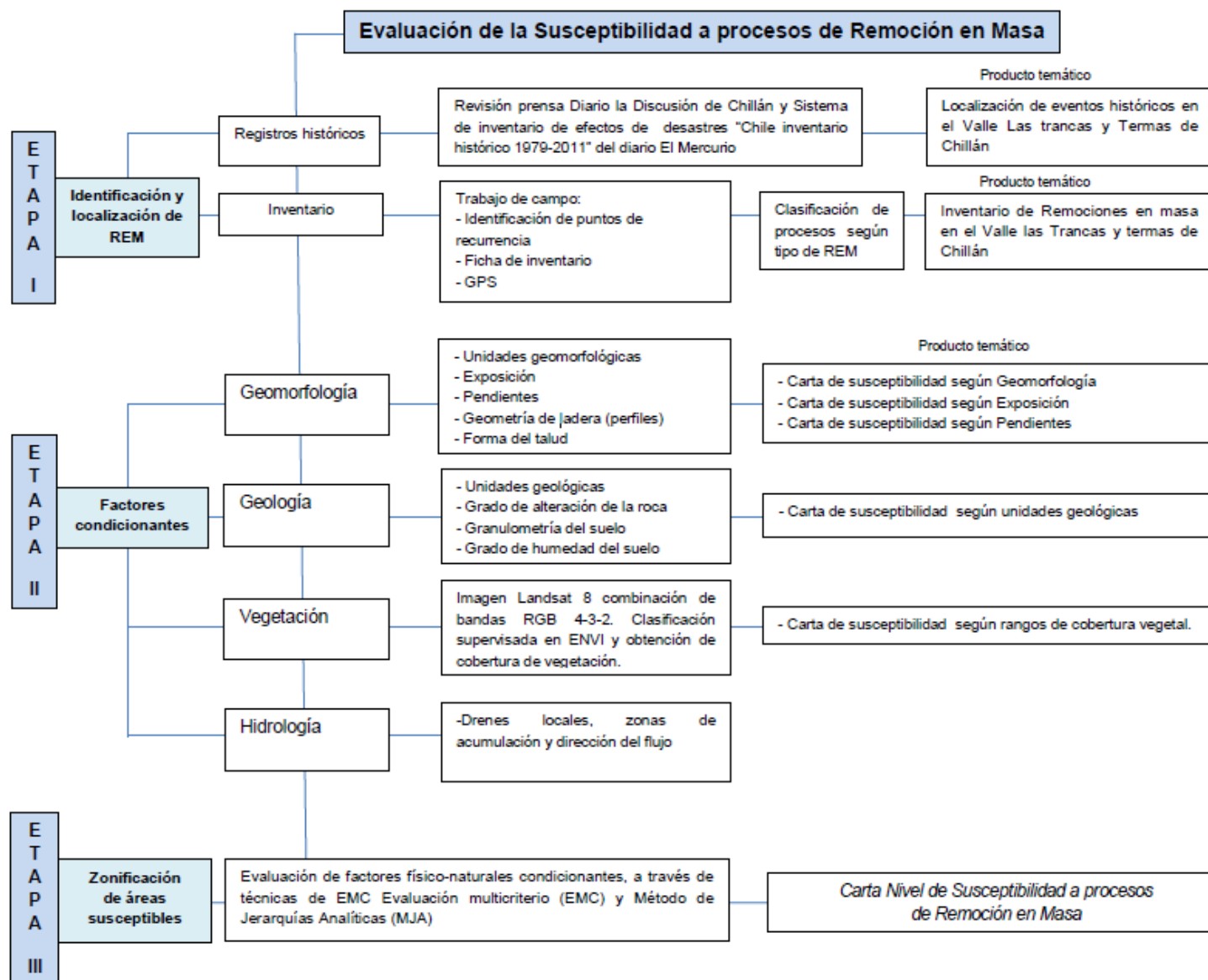
El área de estudio (Figura N°13) se delimitó en función del sistema de vertientes del curso superior de los ríos Renegado, Shangrila y estero Las Cabras y abarcó una superficie de 110 km². Debido a que el área poblada se asienta principalmente en el valle, se tomaron aquellas laderas que se orientan en dirección hacia éste, y que pueden, eventualmente transportar materiales desde su punto más alto hasta el pie de ladera. Por lo tanto el límite superior correspondió a las cotas más altas (divisoria de aguas) 3.100 m.s.n.m. en el edificio volcánico y aproximadamente 1.900 m.s.n.m. en el valle. La metodología general se indica en la Figura N° 14.

Figura N°13: Delimitación del área de estudio según criterios altimétricos.



Fuente: Elaboración propia utilizando un DEM y software IDRISI

Figura N°14 : Esquema Metodológico de la investigación



3.2.1.- Identificación y localización de procesos en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.

Debido a que las remociones en masa afectan directamente la ladera en superficie, son fenómenos observables y perceptibles a escala humana, las técnicas de fotointerpretación son una herramienta útil para el análisis espacial, lo cual permite crear un primer acercamiento con el sitio y los fenómenos que se desean estudiar. Éste análisis permitió realizar un mapeo preliminar del área, lo cual fue complementado con investigaciones previas y trabajo en terreno. El resultado permitió la elaboración del mapa de inventario a escala 1:90.000.

La elaboración del inventario fue dividido en 2 etapas. La primera consistió en la recopilación de información histórica obtenida del Diario La Discusión de Chillán y el Sistema de inventario de efectos de desastres “Chile inventario histórico 1979-2011” del Diario El Mercurio. Dichos datos fueron ingresados en una tabla de Registros históricos de procesos de REM en el área de estudio.

La segunda etapa consideró el trabajo de terreno donde se registraron 29 puntos de recurrencia que correspondieron a evidencias de movimientos de masas pasados. Entre los eventos encontrados destacaron los depósitos de antiguos deslizamientos, flujos y caídas que coincidieron en gran parte con los cauces de descarga.

Para el inventario se consideró la plantilla propuesta por el grupo de estándares para Movimientos en Masa (Gemma, 2007) y el trabajo realizado por Fell *et al.*, (2008) quienes sugirieron actividades para la preparación de un inventario de remociones en masa, contribuyendo de esta manera con las directrices para el análisis de susceptibilidad. Los campos utilizados para la base de datos fueron: número de eventos, localización, estado del movimiento, tipo de remoción en masa y materiales.

3.2.2.- Identificación de variables físico-naturales (condicionantes) involucradas en el desarrollo de remociones en masa en el valle de Las Trancas y Termas de Chillán.

Esta etapa considera la evaluación de la susceptibilidad a remociones en masa centrada en el análisis de los factores condicionantes. Las variables físico-naturales establecidas para el análisis fueron: geología, morfometría, geomorfología, vegetación, exposición e hidrología (Tabla N°7). Estas variables, junto con la información recopilada fueron ingresadas a un Sistema de Información Geográfica (*ArcGIS* 9.3) donde se creó una base de datos georreferenciada en *Datum* WGS84, Huso 19 Sur. Se generaron diferentes mapas temáticos a escala 1:90.000.

Tabla N°7: Factores condicionantes presentes en las Remociones en masa.

FACTORES CONDICIONANTES	ELEMENTOS DE ANALISIS	TÉCNICAS COMPLEMENTARIAS	METODO DE ANALISIS
3.2.2.1.- Geomorfología y morfometría de vertientes	(a) Geomorfología (b) Exposición (c) Pendiente	(d) Geometría de la ladera (e) Nivel de estabilidad de los taludes	Se cuantifican los pesos con valores de 1 a 4 de acuerdo a la asignación de criterios cualitativos expresados en la escala de importancia relativa. Con ello se establecen niveles de susceptibilidad para cada variable analizada.
3.2.2.2.- Geología	(a) Unidades geológicas	(b) Grado de alteración de la roca (c) Granulometría del suelo (d) Grado de humedad del suelo	
3.2.2.3.- Vegetación	(a) Rango de cobertura vegetal		
3.2.2.4.- Hidrología		(a) Drenes locales, zonas de acumulación y dirección del flujo	

Fuente: Elaboración propia sobre la base de Varnes (1978), Crozier (1986), Hauser (2003), Ayala y Olcina (2002), Castro *et al.*, (1995).

Para la obtención de los mapas de Susceptibilidad según factores condicionantes se determinaron niveles de susceptibilidad de cada variable de acuerdo a su incidencia en la generación de procesos de remoción en masa. Se plantean los siguientes criterios en la asignación de rangos y pesos:

Tabla N°8: Escala de importancia relativa (cualitativa y cuantitativa).

PESO	RANGO	COLOR	CUALIFICACIÓN
1	BAJO		El elemento contribuye mínimamente en la susceptibilidad
2	MEDIO		El elemento contribuye ligeramente en la susceptibilidad
3	ALTO		El elemento contribuye fuertemente en la susceptibilidad
4	MUY ALTO		El elemento contribuye absolutamente en la susceptibilidad

Fuente: Modificado de Saaty (1997 en Barredo y Gómez 2005)

3.2.2.1.- Geomorfología y morfometría de vertientes

(a) Geomorfología

La geomorfología general del área se determinó mediante fotointerpretación de una imagen *Google Earth* año 2013 y observación en terreno. Con ello se identificaron y representaron las principales unidades geomorfológicas y procesos erosivos que adquieren forma en este ambiente andino.

Las principales unidades identificadas correspondieron a: valle de depositación fluvio-glacio-volcánico, cursos de agua, escarpes, quebradas, cicatrices de deslizamientos, cráteres de explosión y conos volcánicos, Coladas de lava andesítica del Pleistoceno Medio, cortina de lava, depósitos coluviales, aluviales-laháricos y abanicos aluviales, morrenas, paleodeslizamientos, glaciar, escarpe altoandino y edificio volcánico, Plataforma superior lavas Lanalhue, relieve de plataformas y crestas monoclinales y taludes de desprendimiento. De estos, sólo 11 unidades (Tabla N°9) fueron utilizados para generar la carta de susceptibilidad a remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.

Tabla N°9: Grado de susceptibilidad general por REM según unidades geomorfológicas.

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DENTRO DEL AREA	PESO	RANGO
<i>Depósitos aluviales-laháricos</i>	1	BAJO
<i>Depósitos coluviales y abanicos aluviales</i>	1	BAJO
<i>Valle de depositación fluvio-glacio-volcánico</i>	1	BAJO
<i>Morrenas</i>	3	ALTO
<i>Paleodeslizamientos</i>	3	ALTO
<i>Cortina de lava</i>	3	ALTO
<i>Glaciar</i>	3	ALTO
<i>Plataforma superior lavas Lanalhue</i>	3	ALTO
<i>Escarpe Altoandino y edificio volcánico</i>	3	ALTO
<i>Relieve de plataformas y crestas monoclinales</i>	4	MUY ALTO
<i>Talud de desprendimiento</i>	4	MUY ALTO

Fuente: Elaboración propia

(b) Exposición

Para evaluar la estabilidad de la ladera según la orientación que posee, se generó una carta de exposición del área de estudio la cual fue clasificada en 8 áreas expuestas.

Se identificaron aquellas más propensas a generar procesos de REM según los fundamentos proporcionados por Brignardello (1997) (Tabla N°10), los cuales fueron reclasificados según los criterios aportados por Lara (2007) (Tabla N°11).

Tabla N°10: Grado de susceptibilidad según tipología de REM y según la exposición de la ladera.

TIPO DE PROCESO	EXPOSICION DE LAS LADERAS			
<i>Caídas y desprendimientos</i>	E-SE-S	-	O-SO	N-NO-NE
<i>Deslizamientos</i>	N-NE-NO	E-O	-	S-SE-SO
PESO	1	2	3	4
RANGO	BAJO	MEDIO	ALTO	MUY ALTO

Fuente: Elaboración propia en base a Brignardello (1997).

Tabla N°11: Grado de susceptibilidad general por REM según la exposición de la ladera.

EXPOSICION	PESO	RANGO
S	1	BAJO
E- O-SE-SO	2	MEDIO
NE-NO	3	ALTO
N	4	MUY ALTO

Fuente: Modificado de Lara (2007)

(c) Pendiente

Se generó una carta de pendientes del área de estudio mediante la creación de un TIN. Para ello se utilizó un Modelo Digital de Elevación (ASTER DEM) de resolución espacial de 30 x 30 m. El resultado fue reclasificado en cinco rangos de pendiente según los criterios de Araya-Vergara y Börgel (1972), Young (1975), Ferrando (1993 en Mesina 2003), Mc Cullagh (1978), Christofolletti (1980) y Becerra (2003) (Tabla N°13) los que fueron utilizados para asignar rangos de susceptibilidad a REM (Tabla N°12).

Tabla N°12: Grado de susceptibilidad general por REM según tipos de pendiente.

TIPO DE PENDIENTE	PESO	RANGO
<i>Suave</i>	1	BAJO
<i>Moderada</i>	2	MEDIO
<i>Fuerte</i>	3	ALTO
<i>Muy fuerte y escarpada</i>	4	MUY ALTO

Fuente: Elaboración propia con criterios aportados por Araya-Vergara y Börgel (1972), Young (1975), Ferrando (1993 en Mesina 2003), Mc Cullagh (1978), Christofolletti (1980) y Becerra (2003).

Tabla N°13: Caracterización Tipos de Pendiente.

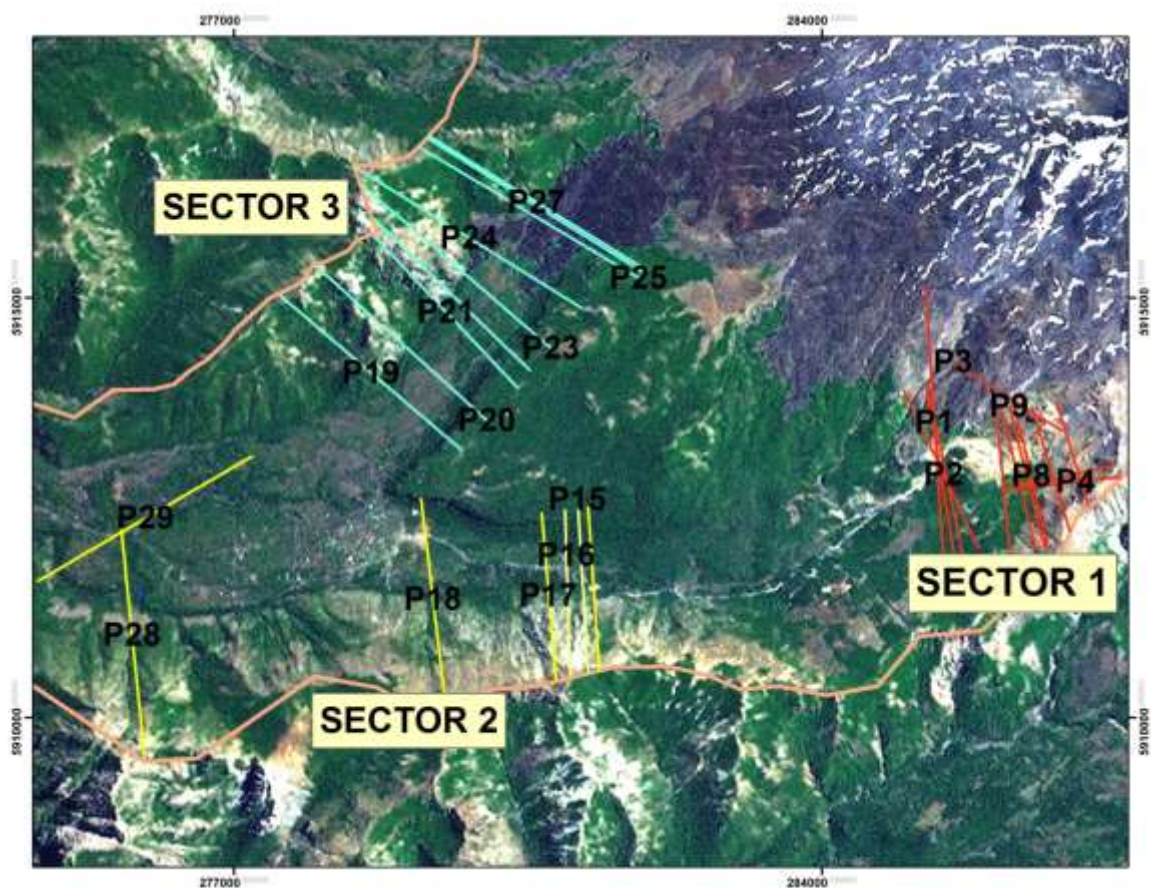
SUAVES 0°-5°	están presentes mayormente en el llano central fluvio-glacio-volcánico, Según rango geomorfológico, los procesos erosivos son nulos o muy leves. *pequeñas acumulaciones de material al pie de ladera.
MODERADAS 5°-15°	se presentan como un tipo de pendiente que transita entre la precordillera andina y el llano central fluvio-glacio-volcánico, aunque también puede visualizarse en zonas específicamente delimitadas en la cordillera andina. Según rango geomorfológico, la erosión se presenta ocasionalmente de moderada a fuerte, se da inicio a la erosión lineal. *transporte y deposición de materiales por movimientos superficiales, hidráulicos y gravitatorios. Probables flujos, dependiendo de la cantidad de agua precipitada.
FUERTES 15°-25°	se presentan como un tipo de pendiente que transita entre la zona precordillerana y particularmente en la cordillera andina. Según rango geomorfológico, la erosión se hace más intensa, en especial la de tipo lineal que provoca la formación de incipientes sistemas de cárcavas. *deposición de materiales por movimientos en masa (flujos y deslizamientos).
MUY FUERTES 25°-35°	están presentes mayormente en el cordón andino, y particularmente representa altos sistemas montañosos o volcánicos. Según rango geomorfológico, el relieve se presenta medianamente escarpado, la presencia de cárcavas se hace más común y se manifiestan procesos relacionados con las remociones en masa, como por ejemplo, las reptaciones. *transporte de materiales debido a movimientos en masa (flujos, deslizamientos y caídas). Gran cantidad de material a pie de ladera.
ESCARPADAS 35°-90°	se presentan en los picos más altos de las cumbres. Según rango geomorfológico, el relieve se presenta fuertemente escarpado y los procesos relacionados con las remociones en masa, se relacionan más con el desplazamiento gravitacional de los materiales coluviales y la solifluxión es intensa, además de existir procesos de desprendimiento y derrumbes donde los corredores de derrumbios son frecuentes. *caída de material, deslizamientos. Gran cantidad de material acumulado a pie de ladera (de distinta granulometría).

Fuente: Adaptado de Araya-Vergara y Börgel (1972), Young (1975), Ferrando (1993 en Mesina 2003), Mc Cullagh (1978), Christofolletti (1980) y Becerra (2003).

(d) Geometría de la ladera

La construcción de los perfiles de vertientes se realizó utilizando un Modelo Digital de Elevación (MDE) y la herramienta *3D Analyst Tools/Funcional Surface/Interpolate Shape* de *ArcGis* 9.3 mediante la interpolación de dos coberturas (líneas y alturas). Con ello se obtuvieron los perfiles de los sectores de la vertiente correspondiente a cada punto de recurrencia (Figura N°15), lo cual permitió identificar la morfología y estado evolutivo de las vertientes del lugar. El sector 1 incluyó los perfiles 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, el sector 2 incluyó los perfiles 14, 15, 16, 17, 18, 28 y 29 y el sector 3 incluyó los perfiles 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27.

Figura N°15: Localización de los perfiles topográficos



Fuente: Elaboración propia

(e) Nivel de estabilidad de los taludes

Según criterios aportados por GEMMA (2007) se verificó en terreno el nivel de estabilidad de los taludes mediante la identificación del estado del movimiento presente en cada punto, lo cual fue detallado en la ficha de terreno fundamentando el análisis de los perfiles topográficos ya obtenidos. Así, los taludes más estables fueron aquellos que presentaron movimientos suspendidos o estabilizados, por el contrario los taludes más inestables presentaron movimientos activos o latentes (Tabla N°14).

Tabla N°14: Grado de susceptibilidad del talud según puntos de inventario.

CRITERIO	ESTADO DEL MOVIMIENTO	PESO	RANGO	PUNTOS INVENTARIO
Taludes que mostraron evidencia de actividad previa de REM pero no presentaron movimientos en los últimos años	SUSPENDIDO	1	BAJO	24
Taludes que mostraron evidencia de actividad previa de REM, pero que por condiciones actuales consideraron bajas posibilidades de desarrollar REM.	ESTABILIZADO	2	MEDIO	2-12-14
Taludes con antigua evidencia de actividad de REM, y por análisis de factores de estabilidad se consideró altamente probable su desarrollo	LATENTE	3	ALTO	13-18-19-25-26-27-28
Taludes con deslizamientos activos. Los movimientos pudieron ser continuos o estacionarios	ACTIVO	4	MUY ALTO	1-3-4-5-6-7-8-9-10-11-15-16-17-20-21-22-23-29

Fuente: Adaptado de Crozier (1986) y estados de movimientos propuesto por GEMMA (2007).

3.2.2.2.- Geología

(a) Unidades geológicas

Las unidades geológicas del área fueron obtenidas del estudio elaborada por Naranjo *et al.*, (2008) en la Carta N° 114: “Geología del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío” a escala 1:50.000 la cual fue georreferenciada en el *software ArcGIS 9.3*, obteniéndose la carta geológica para el área de estudio.

Estas unidades fueron expresadas en rangos de susceptibilidad según su composición (Tabla N°15) y referidas a las propiedades de fricción y cohesión interna de acuerdo a los criterios aportados por Hauser (2000), Sobarzo, Villalobos y King (2011), Karzulovic y Díaz (1994), Arias *et al.*, (2000), Mansilla y Pacheco (2006), Rodríguez y Serrato (2011). Se estableció (Tabla N°16) que a mayor ángulo de fricción interno, mayor es la resistencia al corte, por lo tanto, el grado de susceptibilidad es menor.

Tabla N°15: Grado de susceptibilidad general por Remoción en masa según unidades geológicas en función de su composición.

BASAMENTO	COMPOSICIÓN	PESO	RANGO
Formación Cola de Zorro	Andesitas, andesitas basálticas y tobas, con intercalaciones de sedimentitas clásticas	3	ALTO
Batolito Santa Gertrudis Bullileo	Granodioritas y dioritas	3	ALTO
Formación Cura-Mallín	Brechas volcánicas, lavas andesíticas, ignimbritas y sedimentitas clásticas	3	ALTO
LAVAS			
Lavas	Alternancia de lavas gruesas, de bloques, andesíticas-basálticas, riolíticas, dacíticas	1	BAJO

Fuente: Elaboración propia.

Tabla N°16: Grado de susceptibilidad por Remoción en masa según unidades geológicas en función de sus propiedades geotécnicas.

TIPOS LITOLÓGICOS	ANGULO FRICCIÓN INTERNO	COHESIÓN	PESO	RANGO
<i>Batolito</i>	40°	c = 3 Kg/cm2	1	BAJO
<i>Basalto</i>	40°-42°	-	1	BAJO
<i>Piroclásticos o Trumaos</i>	10°-20°	c = 0,2 Kg/cm2	3	ALTO
<i>Sedimentos Aluviales</i>	20°	c = 1,0 t/cm2	2	ALTO
<i>Fluvio Glaciales y Morrenas</i>	38°	c = 2,5 t/m2	1	BAJO
<i>Escombros de Falda y Coluvios</i>	30°	c = 1,,5 t/m2	2	MEDIO
<i>Arcilla- Limo</i>	15°-25°	-	4	MUY ALTO
<i>Brechas</i>	25°-30°	-	2	MEDIO
<i>Andesita, Dacita, Diorita</i>	43°	c = 9.0 MPa	1	BAJO
<i>Suelos residuales</i>	39°	c= 0,18 kg/ cm2	1	BAJO
<i>Ignimbrita</i>	22°	c = 1,09 MPa	2	MEDIO
<i>Toba</i>	20°-28°	c = 0,30 MPa	2	MEDIO
<i>Dolerita</i>	28°	c = 2,88 MPa	2	MEDIO
<i>Calcita</i>	40°-42°	-	1	BAJO
<i>Yeso</i>	35°	-	2	MEDIO
<i>Cuarcita</i>	38°-40°	-	1	BAJO

Fuente: Hauser (2000), Sobarzo, Villalobos y King (2011), Karzulovic y Díaz (1994), Arias *et al.*, (2000), Mansilla y Pacheco, (2006), Rodríguez y Serrato (2011).

(b) Grado de alteración de la roca

Se evaluó la susceptibilidad de un macizo rocoso en función del grado de alteración exhibido. La identificación de las características estructurales de la roca, permiten distinguir el tipo de material que será activado en la remoción. El estado del sustrato rocoso condicionará la resistencia frente a mecanismos de erosión que alterarán el estado físico y químico de la roca, provocando variaciones en su resistencia, expansividad y porosidad (fallas, grietas, diaclasas, planos de estratificación, etc.). Rocas altamente meteorizadas y que presentan fallas o grietas, rellenas de materiales blandos y de agua que infiltra en las fracturas y con estructuras poco rugosas, provocan planos más débiles y más susceptibles a ser removidos. El crioclastismo (procesos de hielo y deshielo) a causa de cambios térmicos abruptos será el causante del fracturamiento de la roca. En función de lo anterior, se establecieron los siguientes criterios (Tabla N°17).

Tabla N°17: Grado de meteorización de un macizo rocoso según puntos de inventario.

CLASES	DESCRIPCION	TIPO	PESO	RANGO	PUNTOS INVENTARIO
I	<i>Roca fresca</i>	No presenta síntomas de meteorización, existe tenue decoloración en superficie y el macizo no se encuentra fragmentado.	1	BAJO	
II	<i>Ligeramente meteorizado</i>	Menos de la mitad del macizo rocoso está descompuesto o fragmentado. Existen signos de decoloración evidente (todo el conjunto está decolorado). La meteorización penetra por fracturas.	2	MEDIO	7-18-19-24
III	<i>Altamente meteorizado</i>	Más de la mitad del macizo rocoso está descompuesto o fragmentado. Existen signos de decoloración evidente (todo el conjunto está decolorado). Al tocarlo se fragmenta inmediatamente. La meteorización penetra toda la roca, pero quedan zonas internas inalteradas.	3	ALTO	3-4-11-15-16-17-20-21-22-23-28
IV	<i>Completamente meteorizado</i>	Todo el macizo rocoso está fragmentado o desintegrado. Existen signos de decoloración evidente (todo el conjunto está decolorado). Al tocarlo se fragmenta inmediatamente. Aún es posible advertir estructura y textura originales.	4	MUY ALTO	1-5-6-8-9-10-14-25-26-27-29
V	<i>Suelo residual</i>	Toda la estructura del macizo rocoso está destruida y desintegrada. Existen signos de decoloración evidente (todo el conjunto está decolorado). Se han perdido la estructura y textura originales.	4	MUY ALTO	2-12-13

Fuente: Modificado de González *et al.*, (2002), Dearman (1995), Nespereira *et al.*, (2003).

(c) Granulometría del suelo

De modo complementario al análisis geológico, se establece el grado de susceptibilidad a remoción en masa según granulometría del suelo (Tabla N°18). Para esto se tomó como referencia las descripciones del Departamento de Agricultura de E.E.U.U., el Instituto Nacional de Defensa Civil, Perú (2011) y el estudio de Ramos, (2012). Donde se establece que los suelos con mayor presencia de materiales arcillosos son los más susceptibles a generar remociones en masa. La caracterización general y el grado de susceptibilidad a remoción en masa según tamaño textural de suelos se especifica en la Tabla N°19.

Tabla N°18: Grado de susceptibilidad general por remoción en masa según tamaño textural del suelo.

DESCRIPCIÓN	DIMENSIÓN DE LA PARTÍCULA ELEMENTAL (MM)	DESCRIPCIÓN GRANULOMÉTRICA	PESO	RANGO
<i>Arena</i>	> 2 mm	Grano grueso	1	BAJO
<i>Limo</i>	1 – 2 mm	Grano fino	3	ALTO
<i>arcilla</i>	< 1 mm	Grano muy fino	4	MUY ALTO

Fuente: Modificado de González de Vallejo (2002).

Tabla N°19: Grado de susceptibilidad de remoción en masa según tamaño textural del suelo.

DESCRIPCIÓN	DIMENSIÓN DE LA PARTÍCULA ELEMENTAL (MM)	DESCRIPCIÓN GRANULOMÉTRICA	PESO	RANGO
<i>Arcilla</i>	<0,001 - <0.002	Muy fino	4	MUY ALTO
<i>Limo</i>	0,005 – 0,02	Fino	3	ALTO
<i>Arena muy fina</i>	0,5 – 0,1	Medio fino	2	MEDIO
<i>Arena fina</i>	0,25 – 0,5	Medio fino	2	MEDIO
<i>Arena gruesa</i>	1,0	Medio grueso	1	BAJO
<i>Arena muy gruesa</i>	2,0	Medio grueso	1	BAJO
<i>Grava fina</i>	3,0 – 5,0	Grueso	1	BAJO
<i>Grava</i>	10,0	Grueso	1	BAJO
<i>Grava gruesa y piedras</i>	>20,0	Muy grueso	1	BAJO

Fuente: Elaboración propia con datos del Departamento de Agricultura de E.E.U.U. (2013) e Instituto Nacional de Defensa Civil, Perú (2011).

(d) *Grado de humedad del suelo*

Se establecieron categorías de humedad según punto inventariado para determinar cómo ésta variable genera condiciones más o menos estables en la ladera. Debido a que la cantidad de agua que es capaz de retener el suelo tiene directa relación con la capacidad de generar drenajes superficiales o subterráneos, se estima que a mayor contenido de agua, mayor es la posibilidad de generar REM. Lo mismo se aplicó para el criterio de distancia respecto de un dren (Tabla N°20).

Tabla N°20: Grado de susceptibilidad por remoción en masa según rangos de humedad en el suelo.

CATEGORIA	CRITERIO	PESO	RANGO	PUNTOS INVENTARIO
<i>Seco</i>	No existe humedad visible	1	BAJO	3-4-5-8-9-10-14-16-17-24-29
<i>Ligeramente Húmedo</i>	Suelo contiene agua, pero ésta no fluye	2	MEDIO	1-2-11-12-13-15-18-19-25-26-27-28
<i>Húmedo</i>	Suelo contiene agua suficiente como para que ésta fluya	3	ALTO	6-20-21-22-23
<i>Muy húmedo o saturado</i>	Suelo contiene agua suficiente para conformar drenaje fluido	4	MUY ALTO	7

Fuente: Elaboración propia.

3.2.2.3.- Vegetación

(a) Rango de cobertura vegetal

Para determinar la susceptibilidad a REM según cobertura vegetal, se utilizó como referencia la capa de Cobertura vegetal de la Dirección General de Aguas (2012) y CONAMA-CONAF (1997). El insumo cartográfico se obtuvo de una imagen Landsat 8 con fecha febrero de 2014, que fue procesada en el software ENVI 4.5, a través de una clasificación supervisada mediante el método “*maximum likelihood*”, en donde se definieron zonas de interés (Roi) mediante la identificación de los colores que entrega la imagen (Tabla N°21), como resultado de la combinación de bandas RGB 4-3-2, combinación que es la más apropiada para identificar los niveles de vegetación. Luego, de haber identificado los tipos de cobertura estas fueron reclasificadas en vegetación densa y suelo desnudo, de acuerdo a los niveles de incidencia que tienen en la generación de procesos de remoción en masa. Se estimó que aquellas áreas que poseen mayor cobertura vegetal son menos susceptibles a procesos de remoción en masa, al contrario la susceptibilidad aumenta en el caso de aquellas áreas con menor cobertura vegetativa (Tabla N°22).

Tabla N°21: Identificación de colores imagen Landsat 8 + combinación 4-3-2.

COLOR	DESCRIPCIÓN
<i>Rojo - Magenta</i>	Vegetación vigorosa, cultivos regados, prados de montaña o bosques de caducifolias
<i>Rosa</i>	Áreas vegetales menos densas y/o vegetación en temprano estado de crecimiento
<i>Blanco</i>	Áreas de escasa o nula vegetación, arenas, canteras y suelos desnudos
<i>Gris a azul metálico</i>	roca desnuda

Fuente: Fernández – Coppel (2007)

Tabla N°22: Grado de susceptibilidad por REM según rangos de cobertura vegetal.

COBERTURA VEGETAL	CRITERIO	PESO	RANGO
<i>Vegetación Densa</i>	Bosque caducifolio con especies nativas de Roble, Coihue, Lenga y Raulí	1	BAJO
<i>Escasa o nula cobertura vegetativa</i>	En el área no existe cobertura vegetal (roca desnuda) y la poca existente el sólo vegetación herbácea	4	MUY ALTO

Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA (2012), CONAMA-CONAF (1997), Becerra (2003), Fernández – Coppel (2007) y Pfanzelt *et al.*, (2008).

3.2.2.4.- Hidrología

(a) Drenes locales y zonas de acumulación del flujo

Se evaluó la susceptibilidad a remoción en masa en relación a la distancia de cada punto inventariado respecto del drenaje, sea permanente o intermitente (Tabla N°23). La cobertura de zonas de acumulación y dirección de flujos reveló de manera automática las áreas donde suelen iniciar los flujos, indicando la dirección de su desplazamiento y dónde se acumulan. Para este análisis se utilizó la extensión *Hydrology* del software *ArcGIS 9.3* que calcula funciones hidrológicas a partir de un MDE.

Tabla N°23: Grado de susceptibilidad por REM según cercanía a drenes.

CATEGORIA	CRITERIO	PESO	RANGO	PUNTOS INVENTARIO
<i>Muy lejos</i>	Buffer de 500 metros	1	BAJO	4-5-16-17
<i>Lejos</i>	Buffer de 400 metros	1	BAJO	6-15
<i>Medianamente lejos</i>	Buffer de 300 metros	2	MEDIO	11-12-14-29
<i>Medianamente cerca</i>	Buffer de 200 metros	2	MEDIO	3-8-9-10-13-18-19-20-23-24-28
<i>Cerca</i>	Buffer de 100 metros	3	ALTO	2-25-26-27
<i>Muy cerca</i>	Buffer de 50 metros	4	MUY ALTO	1-7-21-22

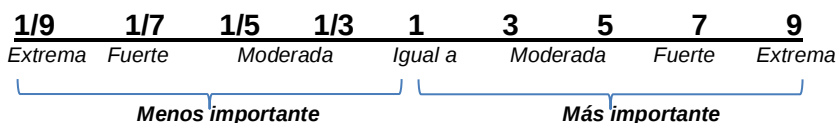
Fuente: Elaboración propia.

3.2.3.- Zonificación de áreas susceptibles a remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán.

A partir de la revisión de registros históricos, la identificación de procesos de REM en terreno y el análisis de los factores físico-naturales condicionantes, se obtuvo la zonificación de áreas susceptibles a remoción en masa en el Valle las Trancas y Termas de Chillán. Para ello se utilizó la técnica de evaluación multicriterio (EMC) y el Método de Jerarquías Analíticas (MJA) propuesto por Saaty (1990) el cual se basa en la asignación indirecta y subjetiva de un peso específico para cada variable (Figura N°16) según el grado de importancia en la generación de procesos por movimiento de masas, lo cual fue expuesto en una matriz cuadrada (Tabla N°25) y corroborado con el Índice de consistencia Random (Tabla N°24).

Para la verificación de la consistencia de los valores escogidos se calculó la razón de consistencia (*consistency ratio, c.r.*), la cual indicó la consistencia de los juicios de valor asignados a cada factor. De esta manera se estableció que para los valores de *c.r.* mayores o iguales a 0,10 los juicios de valor asignados deben ser revisados, ya que no son suficientemente consistentes para establecer los pesos. Por el contrario para valores inferiores a 0,10 los juicios de valor asignados se consideran satisfactorios. Es así, que el resultado del cálculo de la razón de consistencia fue de 0.09, inferior a 0,10, por lo que los juicios de valor asignados a cada factor fueron suficientemente consistentes para establecer los pesos de ponderación. Como se observa en la Tabla 26, de la evaluación de cada factor se obtuvo como resultado una ponderación de mayor porcentaje de los factores que tienen mayor incidencia en la generación de procesos de remoción en masa y un menor porcentaje de los factores condicionantes de menor incidencia.

Figura N°16: Escala de medida para la asignación de juicios de valor según Saaty (1990).



Fuente: Elaboración propia sobre la base de Saaty (1990).

La razón de consistencia (*consistency ratio, c.r.*) es expresada en la siguiente formula:

$$c. r = \frac{c.i}{r.i} = \frac{0,1075}{1,12} = 0,096$$

Donde *c.i* corresponde al valor obtenido del cálculo del eigenvector máximo (λ_{max}) lo cual se expresa como: $c.i = (\lambda_{max} - n) / (n-1)$. Siendo *n* el número de factores a ponderar y λ_{max} el equivalente al producto entre el eigenvector principal normalizado por la matriz de factores. Mientras más cercano es λ_{max} a *n*, mayor es la consistencia en el resultado

en la matriz. El *r.i.* representa un índice de consistencia en una escala de 1 a 10 (Tabla N°24). Como son 5 los factores a ponderar, el valor a utilizar es 1,12.

Tabla N°24: Índice de consistencia Random.

<i>n</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Random Index	0	0	0,58	0,90	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.49

Fuente: Elaboración propia

Tabla N°25: Matriz comparativa de factores condicionantes del MJA.

FACTORES CONDICIONANTES	<i>Pendiente</i>	<i>Litología</i>	<i>Geomorfología</i>	<i>Cobertura vegetal</i>	<i>Exposición</i>	<i>Ponderación final</i>
Pendiente	1	1	2	5	7	32%
Litología	1	1	2	5	7	32%
Geomorfología	0,5	0,5	1	5	7	22%
Cobertura vegetal	0,2	0,2	0,2	1	7	10%
Exposición	0,1	0,1	0,1	0,1	1	4%
Sumatoria	2,8	2,8	5,3	16,1	29	100%

Fuente: Modificado de Saaty (1997 en Barredo y Gómez 2005).

La obtención de la ponderación de cada factor físico-natural, permitió la evaluación de las áreas más susceptibles a generar procesos de remoción en masa. Para ello se utilizó el método de suma ponderada, en donde el nivel de adecuación de cada factor se halló sumando el resultado de la multiplicación del peso de cada factor por su respectiva ponderación (Tabla N°27). Es así, que las áreas de mayor susceptibilidad a procesos de remoción en masa se obtuvieron mediante la siguiente formula:

$$Susceptibilidad a REM = \sum_{i=1}^5 0,32Pen + 0,32 Lit + 0,22Geo + 0,1Veg + 0,04Exp$$

Tabla N°26: Evaluación de factores físico-naturales, a través de técnicas de EMC.

TIPO DE PENDIENTE	PESO	RANGO	PONDERACION
<i>Suave (0°-5°)</i>	1	BAJO	32%
<i>Moderada (5°-15°)</i>	2	MEDIO	
<i>Fuerte (15°-25°)</i>	3	ALTO	
<i>Muy fuerte y escarpada (25°-35°/35°-90°)</i>	4	MUY ALTO	
TIPOS LITOLOGICOS	PESO	RANGO	
<i>Lavas</i>	1	BAJO	32%
<i>Basamento</i>	3	ALTO	
UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	PESO	RANGO	
<i>Depósitos aluviales-laháricos</i>	1	BAJO	22%
<i>Depósitos coluviales y abanicos aluviales</i>	1	BAJO	
<i>Valle de depositación fluvio-glacio-volcánico</i>	1	BAJO	
<i>Morrenas</i>	3	ALTO	
<i>Paleodeslizamientos</i>	3	ALTO	
<i>Cortina de lava</i>	3	ALTO	
<i>Glaciar</i>	3	ALTO	
<i>Plataforma superior lavas Lanalhue</i>	3	ALTO	
<i>Escarpe Altoandino y edificio volcánico</i>	3	ALTO	
<i>Relieve de plataformas y crestas monoclinales</i>	4	MUY ALTO	
<i>Talud de desprendimiento</i>	4	MUY ALTO	
COBERTURA VEGETAL	PESO	RANGO	
<i>Vegetación Densa</i>	1	BAJO	10%
<i>Escasa o nula cobertura vegetativa</i>	4	MUY ALTO	
EXPOSICION	PESO	RANGO	
<i>S</i>	1	BAJO	4%
<i>E- O-SE-SO</i>	2	MEDIO	
<i>NE-NO</i>	3	ALTO	
<i>N</i>	4	MUY ALTO	

Fuente: Elaboración propia.

CAPITULO IV. RESULTADOS

4.1.- Identificación y localización de REM en el Valle las Trancas y Termas de Chillán

4.1.1.- Registros históricos

Se catastraron 12 eventos históricos de remoción en masa distribuidos en el área de estudio (Carta N°1). Estos abarcaron un periodo de 147 años (desde 1861 hasta 2008). La distribución espacial de los eventos históricos verificados en terreno y posteriormente georreferenciados siguieron un patrón consecuente de localización. Por una parte las avalanchas de nieve y los flujos aluviales tuvieron mayor realce en el sector alto de las Termas y el camino que une las Trancas con los baños termales. Los flujos laháricos y de lava se encausaron por las principales redes de drenaje y por el valle de depositación.

De la totalidad de eventos mencionados, uno de ellos, gatillado por precipitaciones intensas (95,5 mm en un día) detonó un aluvión de más de 100 metros que derramó en un segmento de la Cancha de esquí El Burro, ubicado en las Termas de Chillán y que provocó la muerte de una persona el 22 de agosto del año 1988 (Tabla N°27). Algunos registros testimoniales de lugareños con larga data de residencia en el sector rural en las termas, permitieron confirmar el evento (Figura N°17) el cual fue descrito como un voluminoso flujo de barro y detritos (Flujo aluvial) con una extensión aproximada de 120 metros que deslizó en torno al flanco oeste del edificio volcánico a través de una pendiente elevada (mayor a 35°). Este evento aluvial determinó la destrucción de un segmento de las termas, llegando incluso a lo que hoy es el sector de cafetería.

Figura N°17: Cancha de esquí “El Burro” y zona de arranque del proceso aluvial.



Fuente: Fotografía propia.

Para el periodo 1861-2008 (Tabla N°27) se observó que los flujos laháricos tienen gran representatividad en los procesos de REM dentro del área, concentrando el 50% del total de eventos históricos, el más antiguo datado a mediados de siglo XIX y el más reciente ocurrido en 1973 a causa de actividad eruptiva del volcán nuevo. Entre los factores gatillantes mas importantes destacan las erupciones del 16 de Agosto de 1906, mismo día en que un terremoto 7.9 (Richter) y con epicentro frente a las costas de Valparaíso, remeciera la zona central de Chile. Este evento eruptivo del Grupo Volcánico Nevados de Chillán, dio origen al Volcán Nuevo (3.186 m.s.n.m.), el cual se alzó al noroeste del cono del Volcán Viejo. La última erupción que desplegó este tipo de procesos ocurrió en 1973 y formó un nuevo cono (volcán Arrau) al sureste del Volcán Nuevo, además generó importantes avalanchas de nieve debido al movimiento.

Las avalanchas de nieve provocadas por fuertes nevazones en periodo invernal fueron los procesos de REM más recurrentes, concentrando el 33% de los eventos históricos observados. Los aluviones provocados por precipitaciones intensas en periodos cortos (100 mm en un día) representaron el 8,3% de los eventos, igual que los flujos de lava (8,3%), ambos fueron los menos representativos en la tabla de registros históricos.

En la Carta N°1 se indican los eventos históricos ocurridos en el área, concentrándose seis de ellos en el sector que recorre desde el valle las Trancas hacia las Termas de Chillán predominando las avalanchas a orilla de camino y los flujos aluviales. En el sector de las Trancas (río Renegado), el valle Shangrila (estero las cabras y estero Shangrila) y río Chillán se concentran los flujos laháricos.

Tabla N°27: Registros históricos de procesos de Remoción en masa en el área de estudio

Tipo de evento	Detonante	Sitio	Efectos observados/ Daños
Avalancha (1-7-2008)	Nevazones intensas	Camino a termas de Chillán Localización: 36°55'7 S- 71°25'44 O	- 1 muerto
Aluvión (22-8-1988)	Lluvias (95,5 mm)	Cancha esquí El Burro-Termas de Chillán Localización: 36°54'16 S-71°24'46 O	- Alud de 100 m - 1 muerto
Avalancha (1-7-1984)	Nevazones intensas	Camino a termas de Chillán Localización: 36°55'4 S- 71°27'1 O	Cerrado camino a las Termas de Chillán. La nieve acumulada supera el Metro de alto incrementado los 3 metros ya existes.
Flujo lahático (x-8-1973)	Actividad volcánica	Volcán Nuevo. Formación de un nuevo cono tipo domo (volcán Arrau) al sureste del volcán Nuevo. Localización: 36°54'36 S-71°29'2 O	Se presenta abundante emisión de cenizas y gases, explosiones rítmicas cada 3-5 minutos, ruidos subterráneos y avalanchas de nieve (Gonzalez-Ferran, 1995).
Avalancha (21-8-1972)	Nevada (2 m de nieve)	Termas de Chillán Localización: 36°54'29 S-71°25'5 O	- Turistas aislados - 45 afectados
Avalancha (16-9-1972)	Nevada (1,5m de nieve)	Centro de esquí Termas de Chillán Localización: 36°54'10 S-71°24'50 O	- Turistas incomunicados, falta de agua, - 100 afectados y 23 vehículos tapados de nieve
Flujo lahático (2-7-1935)	Actividad volcánica	Erupción por el flanco oeste del volcán Nuevo Localización: 36°55'4 S-71°30'18 O	Desconocidos. se describen temblores y avalanchas (lahares) hacia el estero Renegado (Hantke, 1961)
Flujo lahático (16-8-1906)	Erupción estromboliana	Río Ñuble, Chillán y Estero Renegado (Gonzalez-Ferran, 1995). Localización: 36°51'12 S-71°29'55 O	La erupción marco el nacimiento del Volcán Nuevo, no se registran los daños (la intensa actividad duro 4 meses)
Flujo lahático (4-3-1893)	Fuerte erupción	Baños termales (hubo eyección de cenizas y flujos de lavas) Localización: 36°54'13 S-71°24'28 O	Destrucción de los Baños Termales (Gonzalez-Ferran, 1995).
Flujos de lava (15-1-1865)	Erupción volcánica	Reanudación de la actividad del volcán Santa Gertrudis (Cuadra, 1868) Localización: 36°53'0 S-71°27'45 O	Desconocidos. Cuadra (1868) describe ríos de lavas saliendo por grietas en el glaciar. Describe una intensa caída de cenizas y avalanchas.
Flujo lahático (2-8-1861)	Erupción del volcán Santa Gertrudis	Se descargó por el río Ñuble, Chillán y el estero Renegado. Localización: 36°50'54 S-71°32'52 O	El lahar arrasó con bosques y pequeñas construcciones en el sector.
Flujo lahático (x-9-1861)	Erupción del volcán Santa Gertrudis	Río Ñuble, Chillán y el estero Renegado Localización: 36°50'54 S-71°32'52 O	La lava obstruyó la parte superior del valle de Santa Gertrudis, lo cual formó un lago y un lahar que bajó por el valle, alcanzando el río Ñuble (Petit-Breuille, 1995).

Fuentes: Diario la Discusión de Chillán, El Mercurio Sistema de inventario de efectos de desastres. Chile inventario histórico (1079-2011) y Hauser (2007).

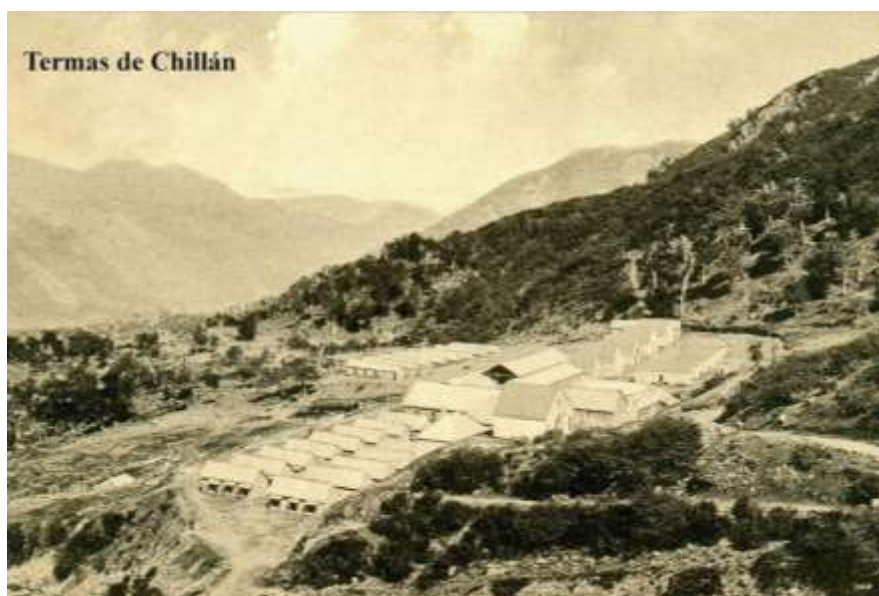
La imagen de archivo de las Figura N°18 y N°19 muestran el desarrollo de eventos aludidos en el registro histórico sobre procesos aluvionales y laháticos ocurridos en el sector de las Termas de Chillán y su asentamiento actual en antiguos conos de deyección (Figura N°19). El flujo de detritos volcánicos (Figura N°18) se presentó confinado a lo largo de un canal o cauce, correspondiéndose con un sistema de quebradas y pendientes pronunciadas. Durante su trayectoria incorporó gran cantidad de materiales saturados, entre ellos, arenas volcánicas gruesas, lapilli, material piroclásticos, cantos, bloques volcánicos y detritos altamente fragmentados, depositándose finalmente en el abanico de descarga y configurando parte de la geomorfología actual, en la zona que transita entre los escarpes andinos y la terraza de depositación coluvial y aluvial-lahática, que es donde preferentemente se realiza el asentamiento en post del auge turístico, incrementando la exposición tanto de las personas como de la infraestructura. Lo anterior se potenció con la autoconstrucción en zonas inadecuadas de descarga de material y zonas de alta pendiente.

Figura N°18: Termas de Chillán enclavada en abanico lahárico-aluvial.



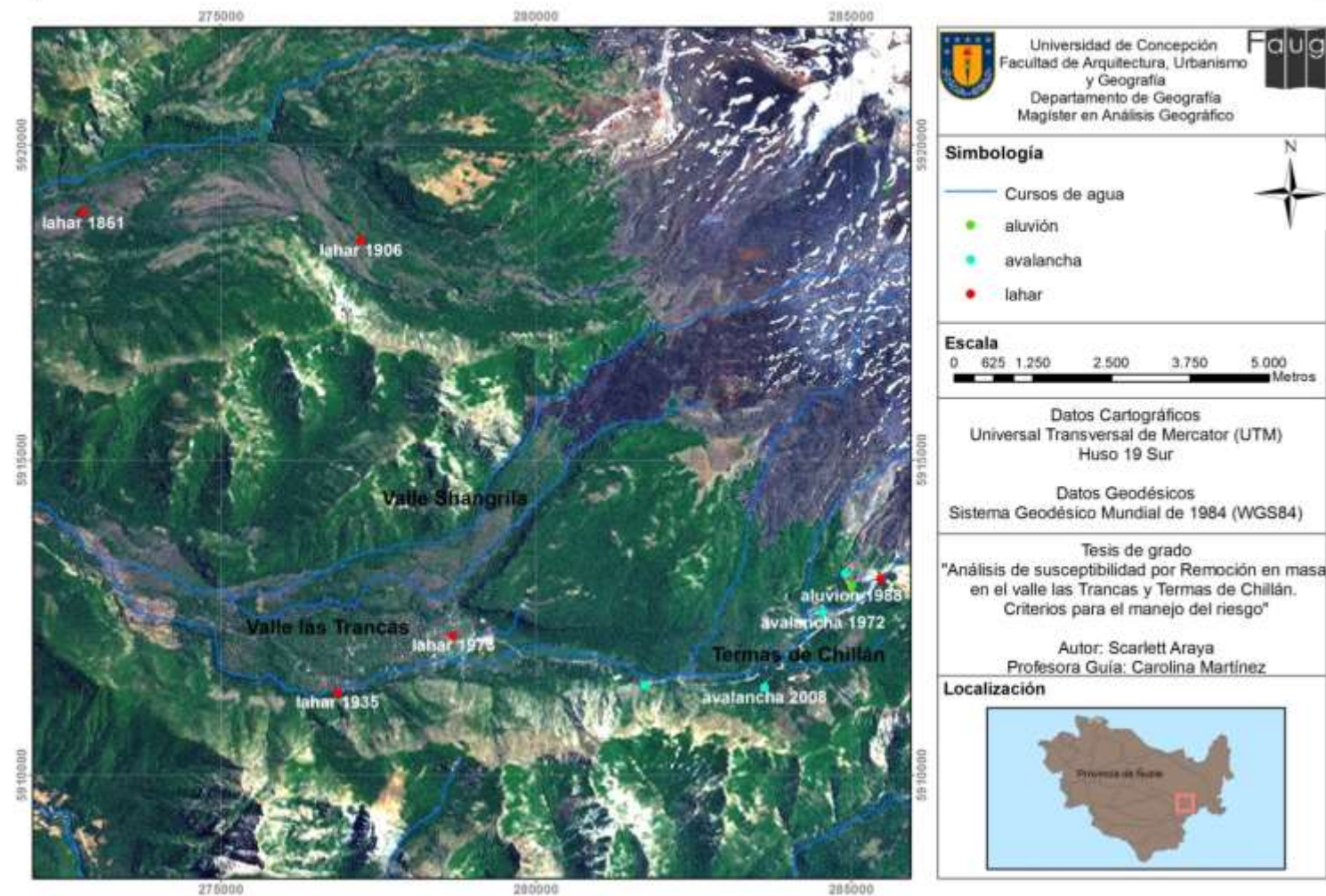
Fuente: Revista Chillán Antiguo.

Figura N°19: Termas de Chillán asentada en antiguos conos de deyección.



Fuente: Revista Chillán Antiguo.

Carta 1: Localización de eventos Históricos en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán



4.1.2.- Identificación de eventos a partir de trabajo en terreno

En el trabajo de terreno se identificaron procesos morfogenéticos asociados al transporte y movilización de materiales inestables dispuestos en laderas significativamente inclinadas, zonas de quebradas, escarpes y taludes de desprendimiento. Las principales tipologías de movimientos de masas en el área correspondieron a caídas y desprendimientos de rocas, bloques y detritos, procesos mixtos, flujos de detrito, tierra y lava y deslizamientos.

Tabla N°28: Eventos de Remoción en masa identificados en terreno.

Número de eventos	Localización	Estado del movimiento	Tipo de remoción	Materiales
1	36°54'16.09 S - 71°24'32.04 O	Activo	Flujo	Roca - Detrito
2	36°54'17.71 S - 71°24'30.63 O	Latente	Flujo	Tierra
3	36°53'55.26 S - 71°23'49.19 O	Activo	Caída	Roca - Detrito
4	36°54'23.37 S - 71°23'2.90 O	Activo	Caída	Roca
5	36°54'18.47 S - 71°23'8.00 O	Activo	Caída	Roca - Detrito
6	36°54'18.51 S - 71°23'25.37 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
7	36°54'17.40 S - 71°23'38.63 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
8	36°54'18.66 S - 71°23'48.12 O	Activo	Caída - Flujo	Roca - Detrito
9	36°54'18.33 S - 71°23'50.17 O	Activo	Caída - Flujo	Roca - Detrito
10	36°54'18.99 S - 71°23'54.27 O	Activo	Caída - Flujo	Roca - Detrito
11	36°54'20.02 S - 71°24'1.13 O	Activo	Caída	Detritos
12	36°54'21.82 S - 71°24'27.92 O	Latente	Deslizamiento	Tierra
13	36°54'22.19 S - 71°24'30.32 O	Estabilizado	Deslizamiento	Tierra
14	36°55'0.94 S - 71°27'19.15 O	Activo	Caída-flujo	Tierra
15	36°55'2.76 S - 71°27'23.98 O	Activo	Caída-flujo	Roca - Detritos
16	36°55'3.21 S - 71°27'31.51"O	Activo	Caída-flujo	Roca - Detritos
17	36°55'1.60 S - 71°27'41.12 O	Activo	Caída-flujo	Roca - Detritos
18	36°54'58.20 S - 71°28'37.20 O	Estabilizado	Flujo	Tierra
19	36°53'38.58 S - 71°28'58.22 O	Estabilizado	Caída- flujo	Roca - Detritos
20	36°53'24.77 S - 71°28'48.45 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
21	36°53'8.89 S - 71°28'30.57 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
22	36°53'4.27 S - 71°28'25.21 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
23	36°52'56.25 S - 71°28'19.21 O	Activo	Caída	Roca - Detritos
24	36°52'45.10 S - 71°28'12.55 O	Suspendido	Flujo (lava)	Lava
25	36°52'32.75 S - 71°27'49.82 O	Estabilizado	Caída	Roca - Detritos
26	36°52'29.76 S - 71°27'46.78 O	Estabilizado	Caída	Detritos - Tierra
27	36°52'29.27 S - 71°27'44.99 O	Estabilizado	Caída	Detritos
28	36°55'0.47 S - 71°31'2.53 O	Estabilizado	Caída, flujo	Detritos - Tierra
29	36°54'31.52 S - 71°30'59.20 O	Activo	Caída	Rocas

Fuente: Elaboración propia con datos recopilados en terreno.

Se identificaron 19 eventos con un estado de movimiento activo en la zona. Estos correspondieron principalmente a procesos de caídas y desprendimientos (Figura N°20), los que representaron un 48,2% de los eventos de REM identificados, los cuales involucraron diversos materiales desde arenas, tierra y gravas hasta grandes cantos y bloques de roca.

Figura N°20: Procesos de caídas de rocas y bloques



a) Grandes bloques caídos en sector del valle Shangrila



b) Roca fracturada a pie de ladera ubicada en el estero Las cabras, valle Shangrila

Fuente: Fotografía propia

Las caídas y desprendimientos de rocas, bloques y detritos también representaron eventos recurrentes en el camino principal (Figura N°21-a y N°21-b). Se presentaron cantos medianos y bloques que han superado los 2 metros de altura, según fuentes directas de lugareños, quienes además señalaron que éstos se activaban en periodos de baja cobertura de nieve. Esta situación empeora con lo sinuoso del camino y la falta de bermas en todo el trayecto, existiendo curvas extremadamente peligrosas donde es común el volcamiento de vehículos particulares y de carga pesada. Así quedó demostrado el pasado 26 de enero de 2014 cuando un camión de carga volcó en el camino principal, única ruta de acceso a las Termas.

Figura N°21: Procesos de REM en camino principal a las Termas de Chillán



a) Rodados en camino principal Ruta 55



b) Caídas de rocas en camino principal Ruta 55

Fuente: fotografía propia con fecha 22 y 26 de Enero de 2014.

La característica fundamental de este tipo de movimiento en masa, es que involucra materiales alterados y fragmentados que se activan tanto en ambientes de escasa cobertura vegetal como en zonas de cobertura vegetal densa. La mayor parte de estos eventos sucedieron y suceden activamente en la cadena sur del área, direccionando el proceso hacia el estero Renegado y la zona de acumulación (valle las Trancas). Por otra parte, los procesos de caídas activas ubicadas en altura (en zona de escarpes andinos), imprimen una condición de peligro mayor debido a que la cobertura vegetal es escasa a nula.

En la Figura N°22-a se aprecia el punto 3 perteneciente una zona de caídas y desprendimientos activos en el sector alto de las Termas, el cual se emplaza en la parte superior de una falla de 5 km, a 1908 m.s.n.m., donde nace el estero Renegado. Las elevadas pendientes existentes han permitido configurar además un entorno dominado por avalanchas de nieve y flujos que en ocasiones han logrado mayor alcance, descendiendo incluso hasta las piscinas termales “parque de agua”. Por otro lado, el punto 4 (Figura N°22-b) es que el presentó la mayor altitud de los puntos inventariados con 2.360 m.s.n.m. manifestando procesos de meteorización física que dejan un sustrato aún más fragmentado y donde el mayor peligro está relacionado a la existencia de huellas muy transitadas que facilitan el paso hacia el sector de “aguas calientes”.

También se identificó en el sector del valle Shangrila procesos de desprendimientos de grandes bloques provenientes de zonas con escaso desarrollo de suelo (Figura N°23-b). En este caso implicaron cantos angulares, con aspecto de roca fresca, resistente e inalterada que adquirieron el aspecto de verdaderas escombreras de ladera de cerro. Las fracciones más gruesas se encontraron en la zona más distal, debido a la velocidad que adquirió el material al desprenderse.

Figura N°22: Zonas de caídas y desprendimientos activos en los Puntos 3 y 4



a) Punto 3: es posible observar la mayor altura correspondiente al volcán Chillán, cuyas pendientes son mayormente escarpadas (35° a 90°). Hacia el fondo se reconoce el cono de escoria y lavas de bloques andesíticos-dacíticos del volcán Blanco



b) Punto 4

Fuente: Fotografía propia con fecha 22 y 26 de Enero de 2014.

Se identificó además un proceso reciente, acontecido entre 2009 y 2013 donde se reconocieron sedimentos coluviales y suelos trumaos entremezclados con fragmentos de roca fusionadas con raicillas, raíces y capa vegetal (Figura N°23-a).

Figura N°23: Proceso mixto estabilizado (a) y desprendimiento de bloques activo (b) en el valle Shangrila.



a) Se observa que los escombros de falda están cubiertos por matorrales y hierbas que aportaron en la estabilización del proceso. (Fotografía perteneciente al punto 19).



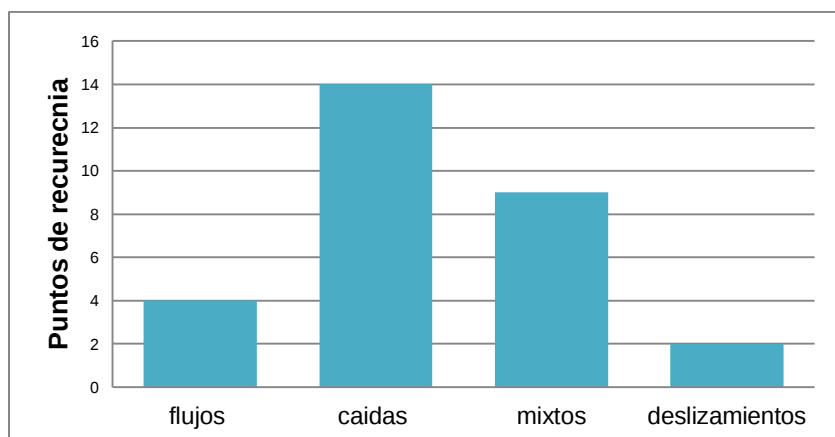
b) Bloques caídos con diámetros 1 a 3 m. (Fotografía perteneciente al punto 20).

Fuente: fotografía propia con fecha 26 de Enero de 2014.

Como resultado de la localización espacial de los procesos inventariados, estos presentaron un patrón de distribución concentrado en diversos sectores, específicamente en la base de las vertientes y el sistema de quebradas ubicado en el flanco norte de la cadena de cerros que se sitúan en la ribera del estero Renegado, como el sistema de quebradas localizadas hacia el norte del área y circulando por el estero Shangrila, donde se presentan movimientos de masas activo. También se concentraron en la zona alta de las Termas de Chillán, especialmente en los escarpes andinos.

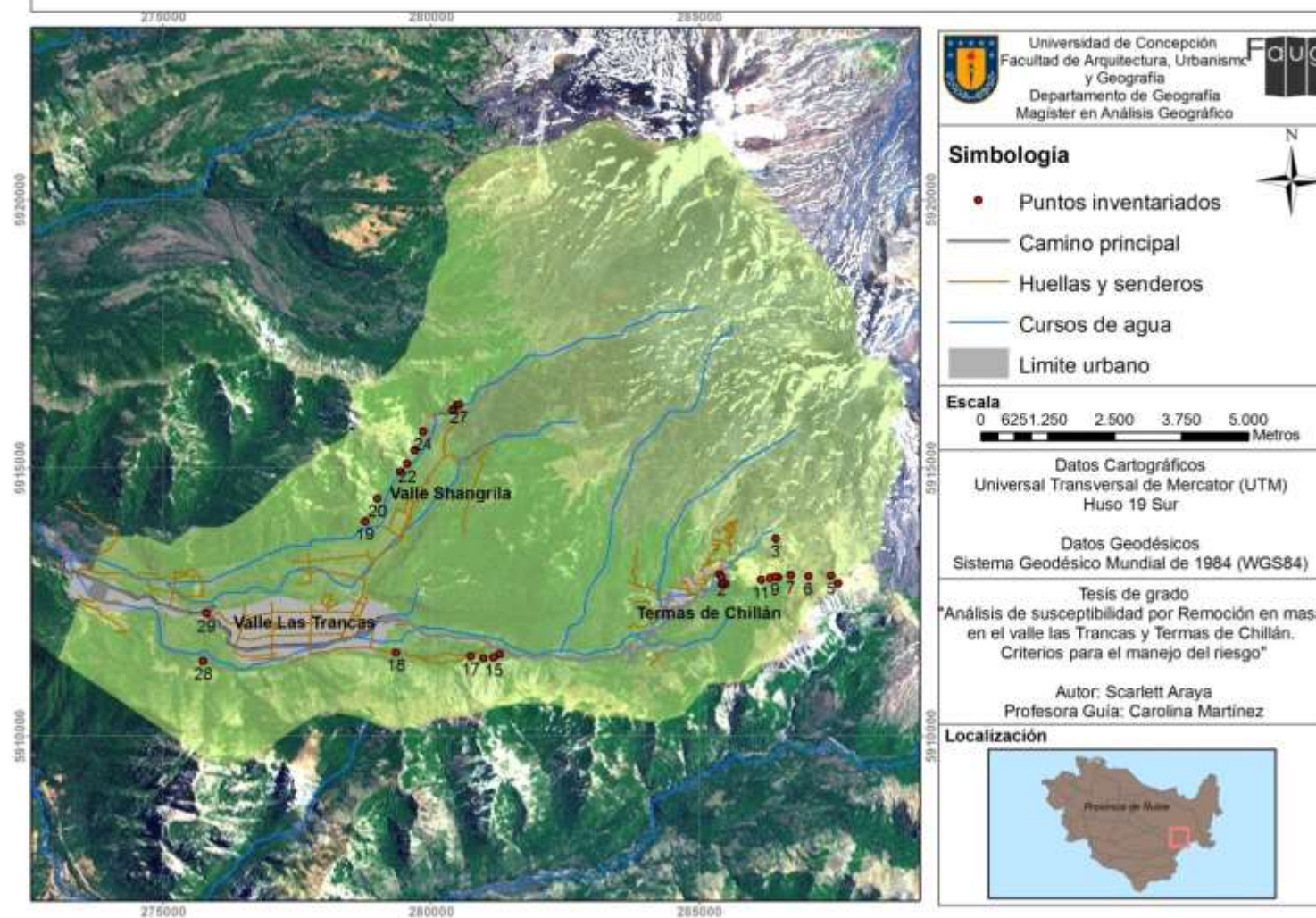
Del total de puntos identificados en terreno, 14 de ellos correspondieron a procesos de caídas, 9 a procesos mixtos, 2 a deslizamientos y 4 a flujos (de roca, detritos, tierra y lava). Esta última tipología de REM representó un 13,7% de la dinámica de masas en el área.

Figura N°24: Distribución de Eventos de Remoción en masa identificados en terreno.



Fuente: Elaboración propia

Carta 2: Inventario de Remociones en masa en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán



4.2.- Identificación de variables físico-naturales (condicionantes) involucradas en el desarrollo de remociones en masa en el valle de Las Trancas y Termas de Chillán.

4.2.1.- Geomorfología y Morfometría de vertientes

(a) Geomorfología

Las unidades geomorfológicas identificadas en el valle las Trancas y Termas de Chillán correspondieron a quebradas, escarpes, coronas de deslizamiento, paleodeslizamientos, plataformas y crestas monoclinales, escarpe altoandino y edificio volcánico y talud de desprendimiento. Las formas volcánicas se presentaron como cráteres de explosión, conos y domos volcánicos, coladas de lavas andesítica del Pleistoceno Medio, plataforma superior lavas Lanalhue y cortina de lava. También se identificaron formas fluviales y glaciales como cursos de agua, glaciares y morrenas y las formas depositacionales se manifestaron como depósitos aluviales-laháricos, depósitos coluviales y abanicos aluviales y un amplio valle de depositación fluvio-glacio-volcánico.

El *escarpe altoandino* y el *edificio volcánico* (Figura N°25) se constituyó como una geoforma esencial en el área, abarcó una superficie de 49 km² y su altura osciló entre los 1.300 y 1.400 metros en el Subcomplejo Cerro Blanco y entre 900 m y 1800 m. en el Subcomplejo Las Termas.

El *valle de depositación fluvio-glacio-volcánico* (Figura N°25) está asentado a los 1.000 y 1.400 m.s.n.m. y comprende 20,7 km². Según umbral morfodinámico, los procesos erosivos son nulos o muy leves y predominan los procesos de transporte de material transformándose en una zona de relleno y acumulación de material proveniente de las vertientes superiores como consecuencia de la alteración y fragmentación de la roca y del suelo, debido a los procesos de meteorización y a materiales resultantes de procesos aluviales y laháricos.

Figura N°25: Unidad escarpe andino y edificio volcánico y valle de depositación fluvio-glacio-volcánico en el valle las Trancas.



Fuente: Fotografía propia

El *talud de desprendimiento* (Figura N°26) abarcó 29,4 km² y exhibió un rango de alturas que varió entre los 1.400 y 1.760 m.s.n.m. con presencia de pendientes fuertes (15° a 25°), muy fuertes (25°-35°) y escarpadas (35°-90°). La unidad se caracterizó por poseer vertientes convexas de importante inclinación que actuaron como zonas de remoción más acentuada en casi toda el área, facilitando la descarga de agua y materiales poco consolidados hacia zonas más bajas y de menor pendiente. Los materiales identificados fueron principalmente dioritas y granodioritas erosionadas constituyentes del basamento Batolito Santa Gertrudis Bullileo.

Figura N°26: Talud de desprendimiento activo



Fuente: Fotografía propia

De las 140 *quebradas* identificadas dentro del área 16 fueron visitadas y todas exhibieron evidencias de REM. Estas han retenido material de arrastre y han encauzado con frecuencia flujos de detritos. La mayoría se asentó en la unidad geomorfológica de talud de desprendimiento y parte del escarpe andino. De igual forma, los *escarpes y cicatrices de deslizamientos* dieron a conocer procesos asociados al transporte de materiales en sus laderas.

Los *depósitos aluviales y laháricos* alcanzan 4,6 km² y se encuentran principalmente en el cauce actual de los ríos y esteros, donde se mezclan bloques, gravas, arenas y arcillas. Concentrándose en la entrada hacia el valle Shangrila y en el sector donde comienza el valle las Trancas.

Los *depósitos coluviales y abanicos aluviales* abarcaron 2,9 km² y se ubicaron en sectores correspondientes a la base de la vertiente, localizándose en las laderas de fuerte pendiente y son parte del resultado del movimiento de material suelto meteorizado y erosionado formado en el segmento superior, el cual fue transportado por acción de la gravedad o saturación del agua hacia los sectores de menor pendiente.

En la Figura N°27-a, se observan depósitos aluviales que bordean del camino principal hacia las Termas. Es posible observar una delgada capa de suelo con intercalaciones de gravas y cantos de 60 cm y un sustrato hidratado. La Figura N°27-b muestra los depósitos coluviales acumulados al pie de la ladera

Figura N°27: Depósitos aluviales en el camino principal hacia las Termas (a) y Depósitos coluviales Camino a Aguas Calientes (b).



Fuente: Fotografía propia

Las formas volcánicas más comunes que adquirieron representación en este ambiente de montaña fueron las *coladas de lava andesítica* del Pleistoceno Medio que canalizaron por el Renegado y el río Chillán y que alcanzaron más de 30 km. Otras unidades volcánicas representativas del valle Shangrila son La *plataforma superior de lavas Lanalhue* que cubrió 9,2 km² y la *cortina de lava* que cubrió 4,7 km².

Los depósitos de origen glacial (*morrenas*) acumulados alrededor de los frentes de las lenguas glaciales más antiguas abarcaron 2,5 km² (Figura N°28) y se encuentran desestabilizadas por la erosión y cubiertos por los depósitos volcánicos (piroclastos). Se localizan justo al lado del glaciar que cubre una superficie de 2,1 km², en el Subcomplejo Cerro Blanco.

Figura N°28: Depósitos morrénicos del Pleistoceno medio-Holoceno ubicados en el Valle de Aguas Calientes.



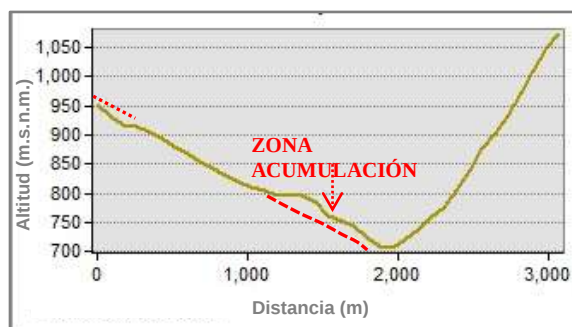
Fuente: Fotografía propia.

Finalmente se identificaron 2 *deslizamientos* en el área, uno cercano a la morrena que vertió hacia la ladera sureste del subcomplejo las Termas y que abarcó una superficie de 1,2 km² y otro en la ladera sur que confluye al río Diguillín a la altura de los Lleuques. Ambos procesos ocurrieron en la ladera que vierte hacia el sur, deslizando por una superficie de 2 a 3 km (Figura N°29-a y N°29-b).

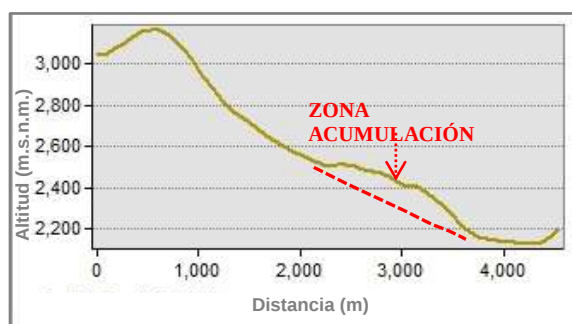
Figura N°29: Deslizamientos históricos (Pleistoceno medio-Holoceno) y representación de la pendiente involucrada en el deslizamiento.



a) Imagen de deslizamiento histórico. (36° 54.512'S- 71° 34.350'O). En color rojo destaca el arco de despegue. Fecha de la imagen: 31-03-2001



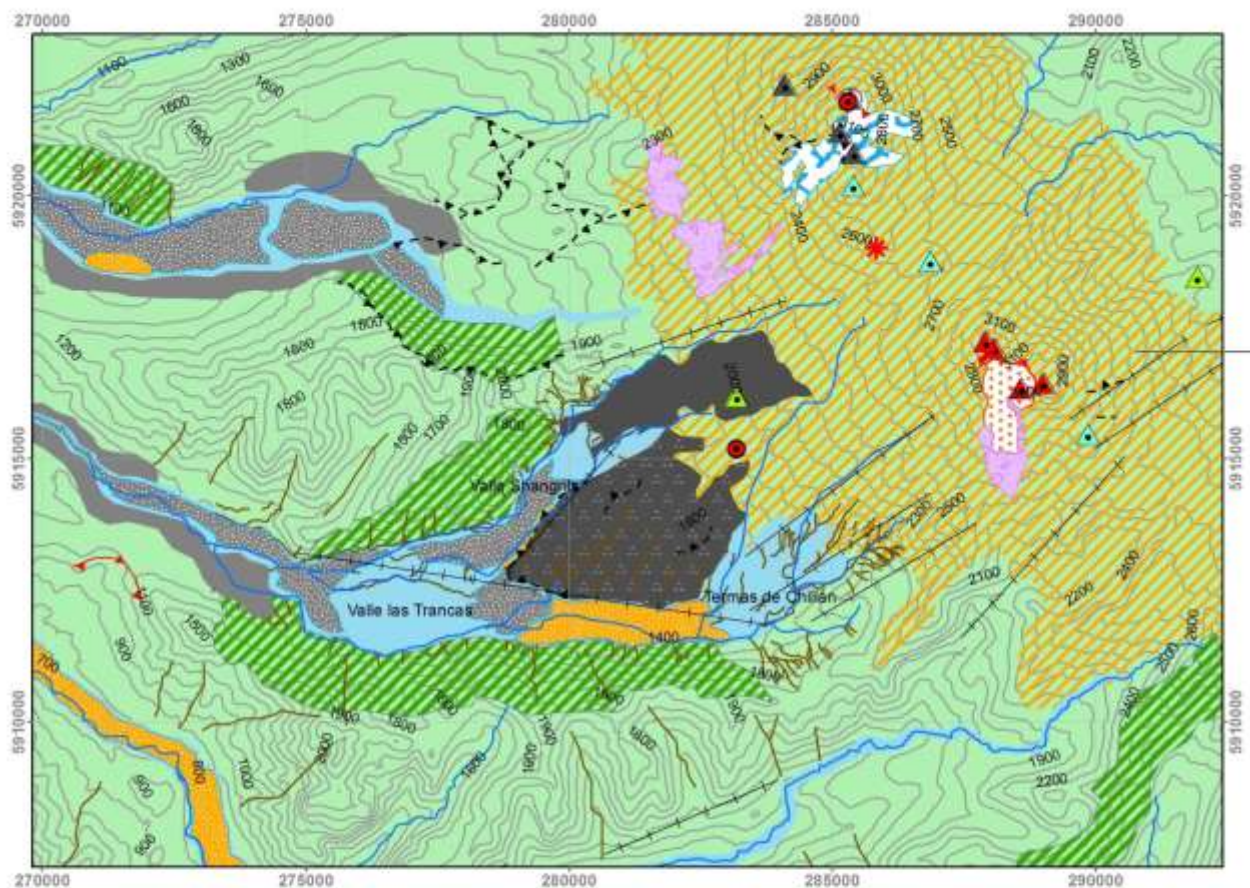
b) Imagen de deslizamiento histórico. (36° 53.391'S - 71° 21.962'O). No se identificó cicatriz de despegue. Fecha de imagen: 15-04-2013.



Fuente: Imagen satelital obtenida de Google Earth.

Localización obtenida de la carta geológica de Naranjo *et al.*, (2008). Perfiles realizados en ArcGIS 9.3.

Carta 3: Geomorfología general en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán



Simbología

— Cursos de agua	■ Coladas de lava Andesítica del Pleistoceno Medio
— Curvas de nivel (100 mts)	■ Depósitos Aluviales-laháricos
— Quebradas	■ Depósitos coluviales y Abanicos aluviales
— Fallas	■ Morrenas
▲ Corona o cicatriz de deslizamiento	■ Paleodeslizamientos
— Escarpe	■ Cortina de lava (flujo postglaciario-dacítico)
▲ Cráteres de explosión superpuestos en cumbre	■ Glaciar
▲ Cono de Escoria volcánica	■ Relieve de Plataformas y crestas monoclinales del Terciario Superior y Cuaternario Inferior.
▲ Conos adventivos de escoria volcánica	■ Escarpe Altoandino y Edificio volcánico
▲ Conos piroclásticos	■ Plataforma Superior lavas Lanalhue
● Centro de emisión sin cráter	■ Talud de Desprendimiento
★ Domo volcánico	■ Valle de deposición fluvio-glacio-volcánico



Universidad de Concepción
Facultad de Arquitectura, Urbanismo
y Geografía
Departamento de Geografía



Escala

0 625 1.250 2.500 3.750 5.000 Metros

Localización



(a.1) Nivel de susceptibilidad según unidades geomorfológicas en el área

Los niveles de susceptibilidad identificados para cada unidad morfológica correspondieron a bajo, alto y muy alto. El nivel de susceptibilidad *muy alto* representó un 28,9% del área, equivalente a 30 km² que se correspondieron con las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento y el relieve de plataformas y crestas monoclinales. Ambas unidades se caracterizaron por un marcado control morfométrico y una morfología más abrupta que influyó en la inestabilidad de la vertiente, quedando de manifiesto la existencia de vertientes muy escarpadas y quebradas por donde se canalizó el flujo y se transportó el material. La configuración convexa predominó en esta unidad, y permitió el transporte de masas a través del escurrimiento superficial en épocas de precipitaciones, el desplazamiento de masa de nieve en meses de invierno y movimientos gravitatorios secos en periodos de escasa precipitación y cobertura de nieve.

El nivel de susceptibilidad *alto* representó el 51% del área (52,8 km²) y correspondió al glaciar de cumbre, a depósitos morrénicos indiferenciados y depósitos de deslizamientos indiferenciados. Así también la cortina de lava y la plataforma superior de lavas Lanalhue, también reconocida como cerro Purgatorio por los lugareños (Figura N°30) representaron una condición de susceptibilidad alta puesto que su composición de lavas en bloque (secuencias pleistocenas y holocenas) y rocas andesíticas basálticas a riolíticas se encuentran altamente diaclasadas, revelando una plataforma inestable y proclive a despedazarse, debido en parte a la presencia de abruptos escarpes y desfiladeros que aumentan notablemente el peligro por caídas de rocas (caídas libres) y vuelcos de bloques de lavas, lo cual aumenta gracias a la ausencia de vegetación en la cara norte, donde el alto grado de susceptibilidad está determinado principalmente por lo abrupto de la pendiente (90°).

La misma susceptibilidad se identificó en la unidad de escarpe altoandino y edificio volcánico, que a diferencia de las zonas de depósito más deprimidas, y que confirmaron una susceptibilidad menor, presentan un control morfométrico mayor en la generación de REM. Así también la cobertura vegetal se reduce a escasa o simplemente nula, motivo suficiente para acelerar los procesos de caídas por materiales provenientes de desechos volcánicos dispuestos en la ladera.

El nivel de susceptibilidad *bajo* representó un 20% del área (20,7 km²) y correspondió al valle de depositación fluvio-glacio-volcánico y a las zonas de depositación coluvial, aluvial, lahárico y de abanicos aluviales. Estas unidades representaron el menor grado de susceptibilidad a REM debido a que éstas presentaron características morfométricas poco influyentes en la generación de movimientos de masas, siendo fundamentales las pendientes de poca inclinación.

Figura N°30: Plataforma superior de lavas Lanalhue



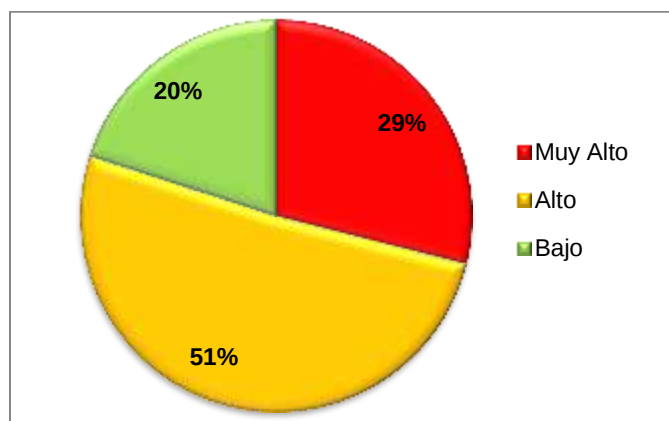
Fuente: Fotografía propia

Tabla N°29: Rango de áreas susceptibles a REM según unidades geomorfológicas.

Unidades Geomorfológicas	Peso	Rango	Área (km²)
- Valle de depositación fluvio-glacio-volcánico - Depósitos coluviales y abanicos aluviales, - Depósitos aluviales-laháricos	1	BAJO	20,7
- Glaciar - Morrenas - paleodeslizamientos - Cortina de lava - Plataforma superior lavas Lanalhue - Escarpe Altoandino y edificio volcánico	3	ALTO	52,8
- Talud de desprendimiento - Relieve de plataformas y crestas monoclinales	4	MUY ALTO	30

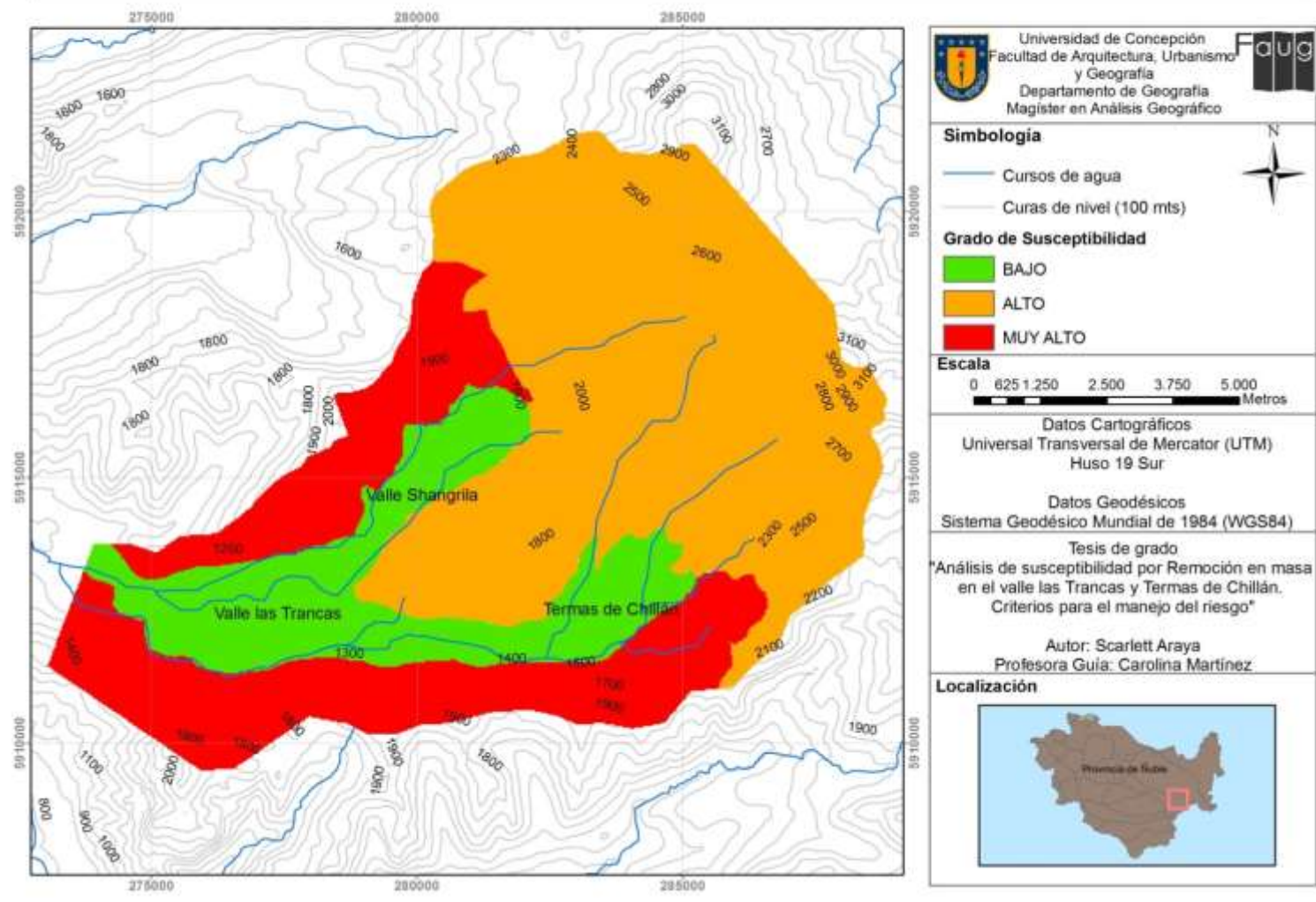
Fuente: Elaboración propia

Figura N°31: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad según unidades geomorfológicas



Fuente: Elaboración propia

Carta 4: Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Unidades Geomorfológicas



(b) Exposición

La Carta N°5 demostró la tendencia natural que tenían las laderas en el área de estudio a través de la carta temática de exposición de laderas. De ella se obtuvieron las áreas correspondientes a cada una de estas orientaciones, las cuales fueron desagregadas en la Tabla N°30.

La orientación que obtuvo mayor representatividad en las laderas del área de estudio fueron las de exposición Sur, Sureste y Suroeste, las cuales abarcaron un 57,8% del área de ellas, sólo la de exposición Suroeste cubrió más de 30 km², equivalente a la misma superficie que abarcaron las laderas de orientación Norte, Noreste y Noroeste.

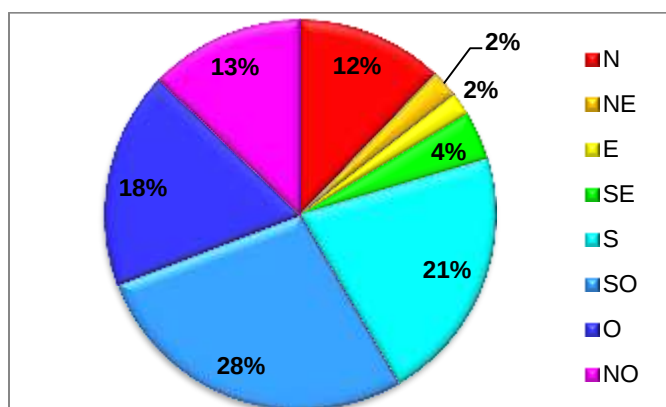
Menos representativas fueron las laderas de exposición Este, las cuales sólo cubrieron un 2% del área, mientras que las de orientación Oeste albergaron casi 20 km², siendo la tercera de mayor superficie después de las laderas con orientación Suroeste y Sur.

Tabla N°30: Área (km²) según exposición de laderas

Exposición	Área (km ²)
N	13,3
NE	2,6
E	2,1
SE	4,4
S	23,2
SO	30,2
O	19,7
NO	14,1

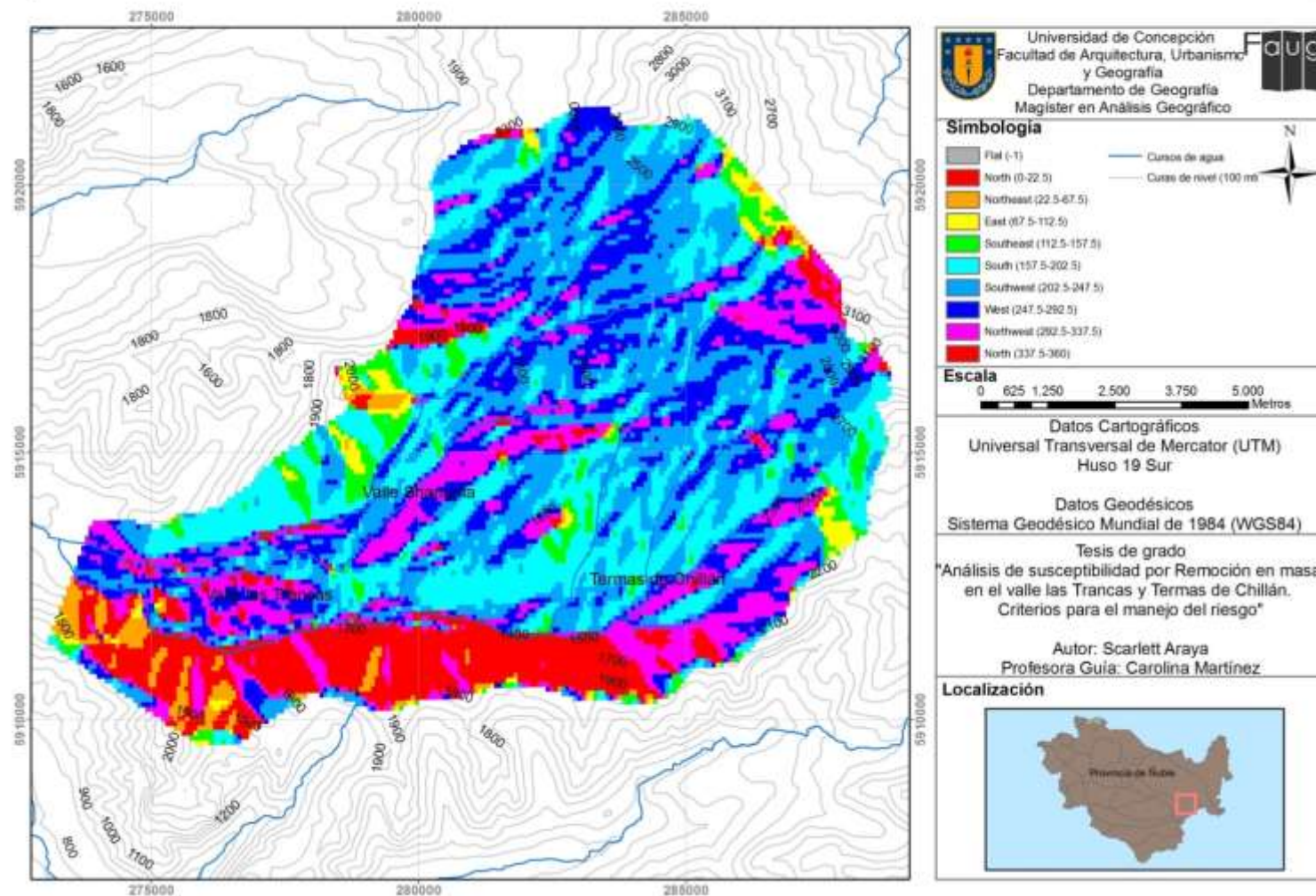
Fuente: Elaboración propia

Figura N°32: Distribución porcentual de las áreas (km²) según exposición de laderas



Fuente: Elaboración propia

Carta 5: Exposición de Laderas en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán



(b.1) Nivel de susceptibilidad según exposición de laderas

Los niveles de susceptibilidad general a REM según exposición de las laderas correspondieron a bajo, medio, alto y muy alto. El nivel de susceptibilidad *muy alto* representó a las laderas de exposición Norte, las cuales abarcaron un 10,8% de la superficie, equivalente a 11,9 km². Se concentraron en el sector sur del área, coincidiendo con las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento y el relieve de plataformas y crestas monoclinales.

El nivel de susceptibilidad *alto* representó a las laderas de exposición Noreste y Noroeste, las cuales abarcaron un 15,5% de la superficie, equivalente a 17 km² las que se congregaron con las laderas de exposición norte, compartiendo las mismas unidades geomorfológicas, además de parte de las unidades de eskarpe andino y del valle de depositación. De lo anterior se obtiene que aquellas laderas de exposición norte, noreste y noroeste representaron más del 25% del área en condiciones muy propicias para generar movimientos en masa dinámicos.

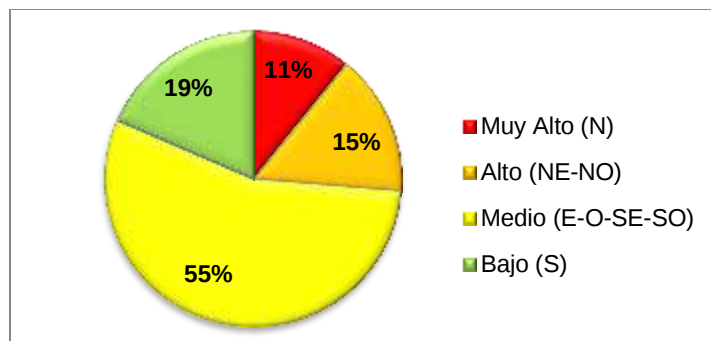
Los rangos de susceptibilidad *media* abarcaron la mayor parte del área, manifestándose en más del 55% de la superficie total, representando a las laderas de exposición Este, Oeste, Sureste y Suroeste que abarcaron más de 60 km². En consecuencia, el nivel de susceptibilidad *bajo* representó la segunda mayor superficie expuesta. Un 18,5% del área (20,3 km²) se orientó hacia el Sur, coincidiendo en gran parte con las unidades de talud y la plataforma de lavas.

Tabla N°31: Rango de áreas susceptibles a REM según la exposición de la ladera.

Exposición	Peso	Rango	Área (km ²)
S	1	BAJO	20,3
E- O-SE-SO	2	MEDIO	60,4
NE-NO	3	ALTO	17
N	4	MUY ALTO	11,9

Fuente: Elaboración propia

Figura N°33: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según exposición de la ladera



Fuente: Elaboración propia

Los niveles de susceptibilidad a caídas según la exposición de las laderas correspondieron a bajo, alto y muy alto. El nivel de susceptibilidad *muy alto* representó a las laderas de exposición Norte, Noreste y Noroeste, las cuales abarcaron un 26,4% de la superficie, equivalente a 29 km² concentrándose principalmente en la unidad de talud.

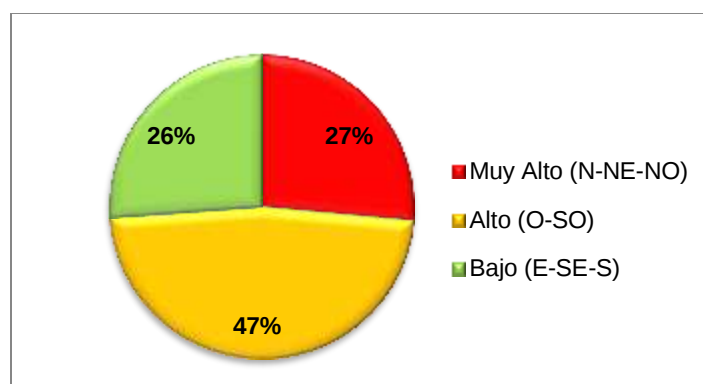
El nivel de susceptibilidad alto representó a las laderas de exposición Oeste y Suroeste, las cuales abarcaron un 47,3% de la superficie, equivalente a 51,9 km² las que se encuentran ampliamente en la unidad de escarpe andino. De lo anterior se obtiene que casi el 74% del área es alta y muy altamente susceptible a caídas y desprendimientos y sólo un 26,1% se enmarcó dentro de las áreas de baja susceptibilidad en laderas de orientación Sur, Sureste y Este.

Tabla N°32: Rango de áreas susceptibles a caídas según la exposición de la ladera.

Orientación	Según grado de insolación	Peso	Rango	Área (km ²)
N	Muy alta	4	MUY ALTO	29
NO	Alta	4	MUY ALTO	
NE	Alta	4	MUY ALTO	
O	Media	3	ALTO	51,9
SO	Baja	3	ALTO	
E	Media	1	BAJO	28,7
SE	Baja	1	BAJO	
S	Muy Baja	1	BAJO	

Fuente: Elaboración propia

Figura N°34: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a caídas según exposición de la ladera



Fuente: Elaboración propia

Los niveles de susceptibilidad a deslizamientos según la exposición de las laderas correspondieron a bajo, medio y muy alto. Respecto a estos procesos 55,2 km² ponderaron un grado de susceptibilidad *muy alta*, representando a las laderas de exposición Sur, Sureste y Suroeste e influyendo de manera importante en más del 50% del área estudiada.

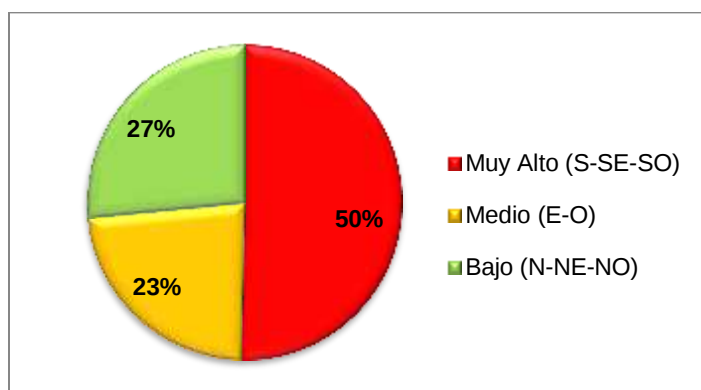
El nivel de susceptibilidad *medio* representó a las laderas de exposición Este y Oeste, las cuales abarcaron un 23% de la superficie, equivalente a 25,3 km². Sólo un 26,5% se enmarca dentro de las áreas de *baja* susceptibilidad en laderas de orientación Norte, Noreste y Noroeste.

Tabla N°33: Rango de áreas susceptibles a deslizamientos según la exposición de la ladera.

Orientación	Según grado de insolación	Peso	Rango	Área (km ²)
N	Muy alta	1	BAJO	29,1
NO	Alta	1	BAJO	
NE	Alta	1	BAJO	
E	Media	2	MEDIO	25,3
O	Media	2	MEDIO	
SE	Baja	4	MUY ALTO	55,2
SO	Baja	4	MUY ALTO	
S	Muy baja	4	MUY ALTO	

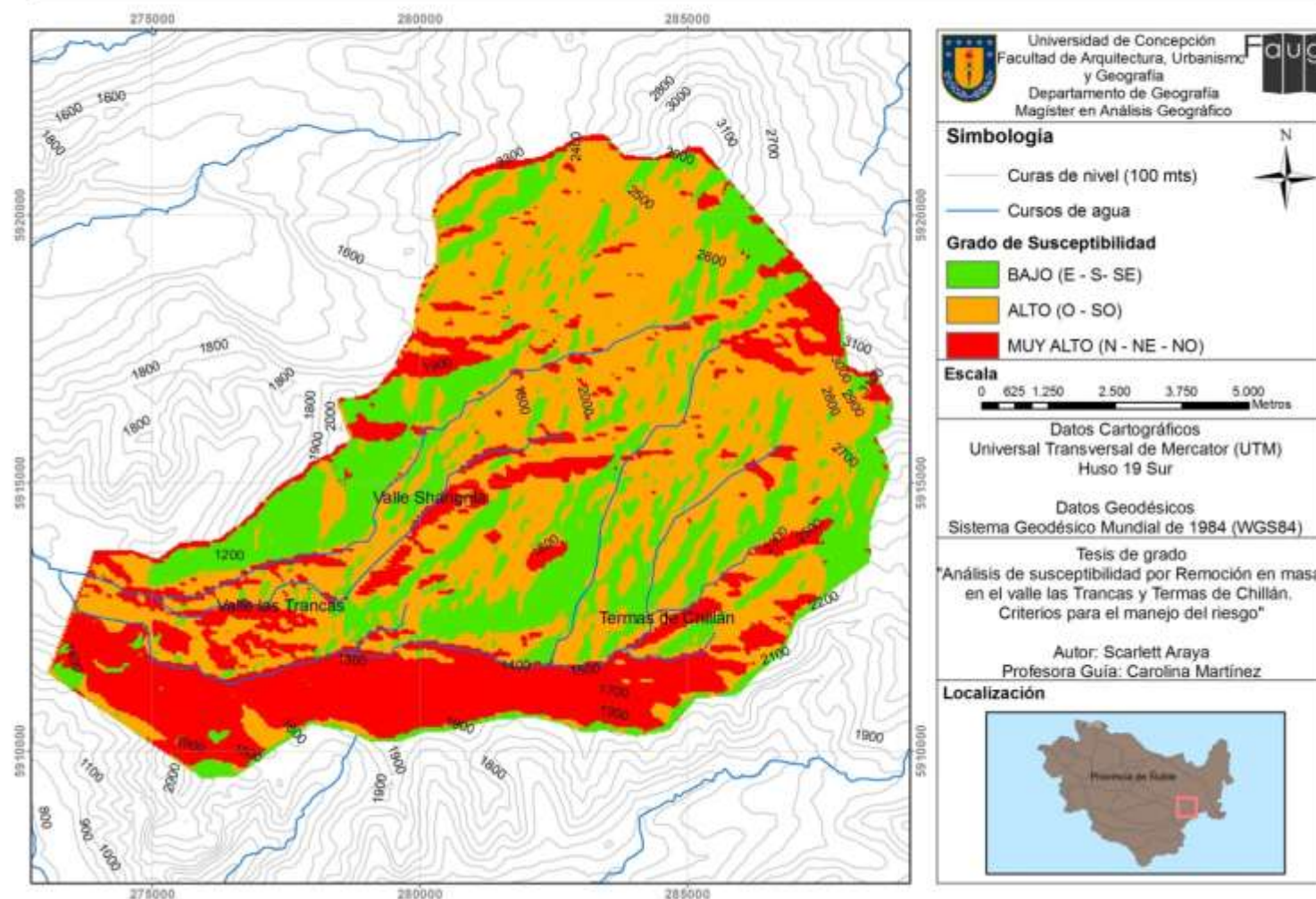
Fuente: Elaboración propia

Figura N°35: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a deslizamientos según exposición de la ladera

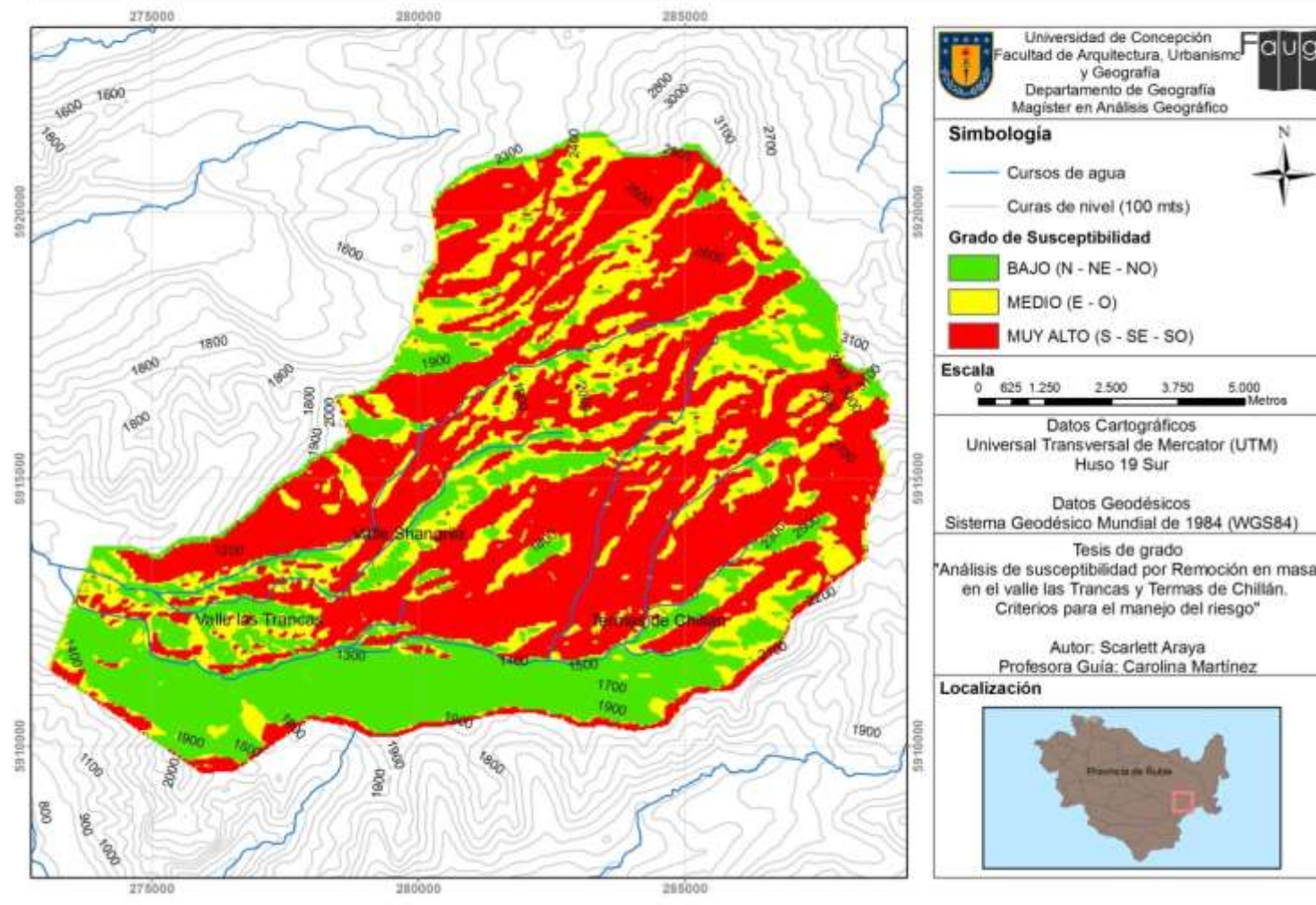


Fuente: Elaboración propia

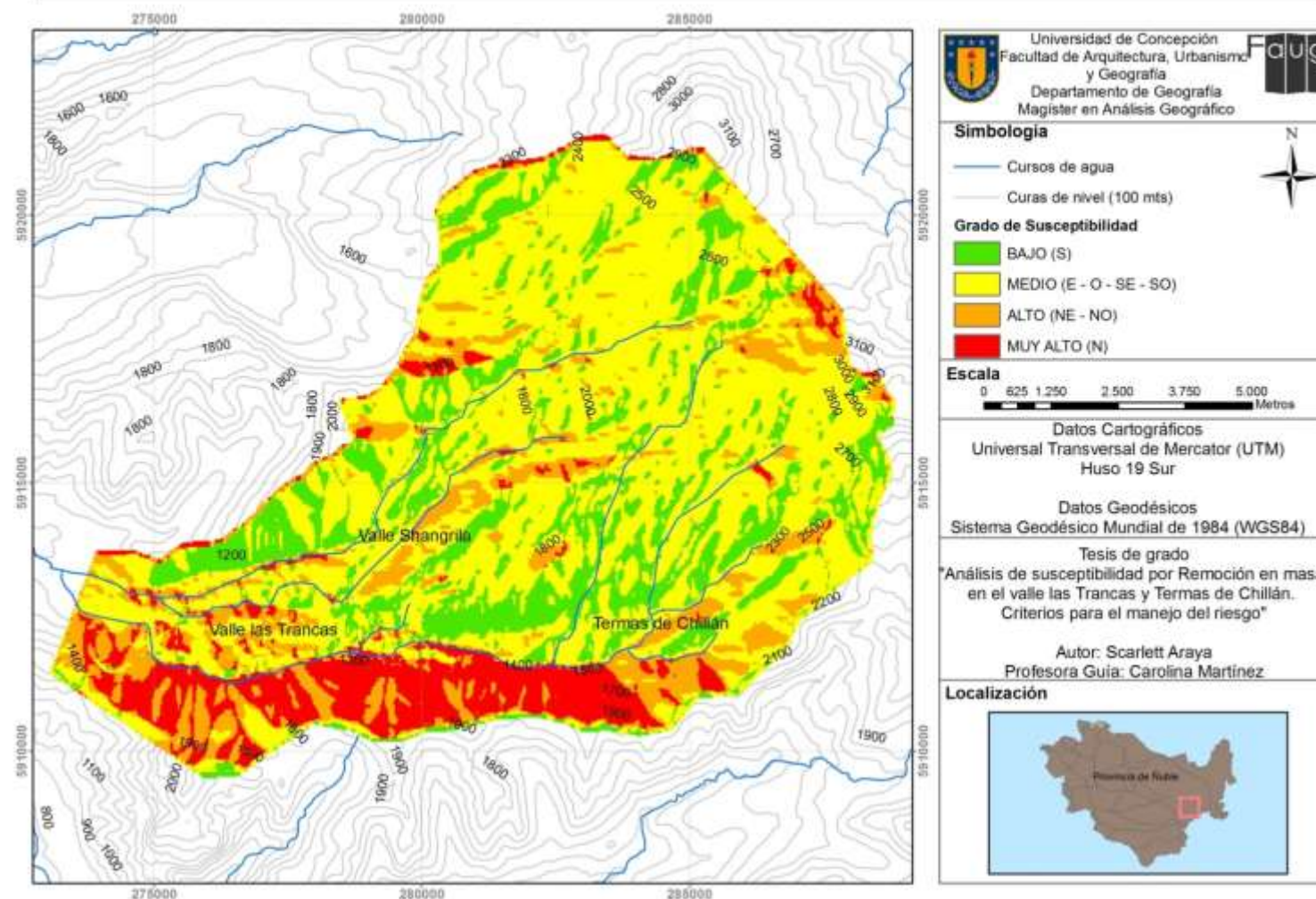
Carta 6: Grado de Susceptibilidad a Caídas según Exposición de la ladera



Carta 7: Grado de Susceptibilidad a Deslizamientos según Exposición de la ladera



Carta 8: Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Exposición de la ladera



(c) Pendiente

Los grados de pendiente obtenidos para el valle las Trancas y Termas de Chillán oscilaron entre 0° y 55°, presentando áreas con pendientes muy propensas a generar transporte de masas sobretodo aquellas de mayor inclinación, donde la probabilidad de que la vertiente desestabilice es mayor.

El rango de pendiente entre 6°-11° obtuvo mayor representatividad en la inclinación exhibida por las laderas del área, las cuales abarcaron más de 25 km², sigue el rango que va desde 11°-17°, concentrando un poco más de 24 km². En consecuencia, ambos rangos de pendientes 6°-17° abarcaron el 47% de la superficie total del área, representando en gran parte la unidad geomorfológica de escarpe andino y del edificio volcánico.

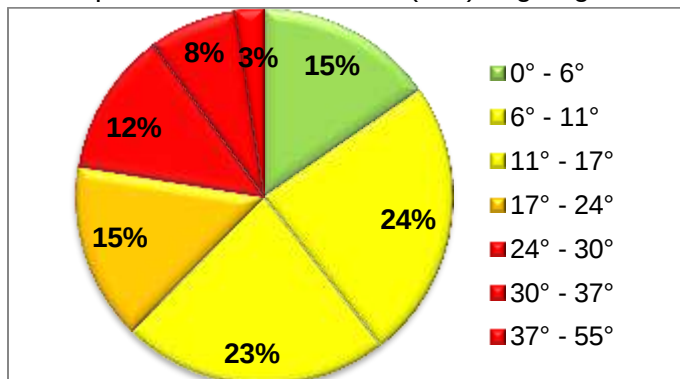
La segunda mayor superficie, equivalente a un 30% de la superficie total del área, correspondió a los rangos de pendiente entre 0°-6° y 17°-24°. La primera, de pendientes suaves, se halló principalmente en el valle de depositación, mientras que el rango de pendientes fuertes se asentó preferentemente en la parte superior del escarpe andino y del talud de desprendimiento. Sólo un 23% del área exhibió un rango de pendientes fuertes y muy fuertes (mayores a 25°) coincidiendo con el 89% de los puntos identificados como activos.

Tabla N°34: Área (km²) según grados de pendiente

Rangos de pendiente	Área (km²)
0° - 6°	16,4
6° - 11°	25,6
11° - 17°	24,5
17° - 24°	16,2
24° - 30°	13,2
30° - 37°	8,1
37° - 55°	2,6

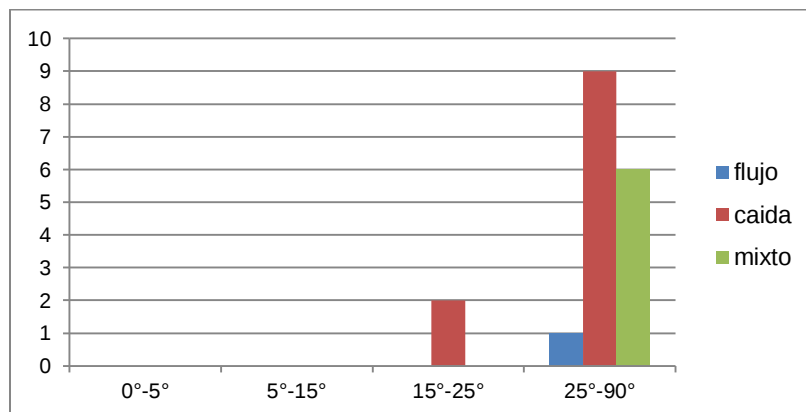
Fuente: Elaboración propia

Figura N°36: Distribución porcentual de las áreas (km²) según grados de pendiente



Fuente: Elaboración propia

Figura N°37: Distribución de procesos de remoción en masa activos, según grados de pendiente



Fuente: Elaboración propia

(c.1) Nivel de susceptibilidad según grados de Pendiente

Los niveles de susceptibilidad general a REM según tipos de pendientes correspondieron a bajo, medio, alto y muy alto. El nivel de susceptibilidad *muy alto* representó a las pendientes muy fuertes y escarpadas (25°- 90°), las cuales abarcaron un 17,6% de la superficie, equivalente a 17,9 km². Estas coincidieron notoriamente con las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento y el relieve de plataformas y crestas monoclinales. En ellas se pudo encontrar la mayor cantidad de procesos en estado activo.

El nivel de susceptibilidad *alto* representó a las pendientes fuertes (15°- 25°), las cuales abarcaron un 24,3% de la superficie, equivalente a casi 25 km² compartiendo las mismas unidades geomorfológicas con las pendientes mayores a 25°.

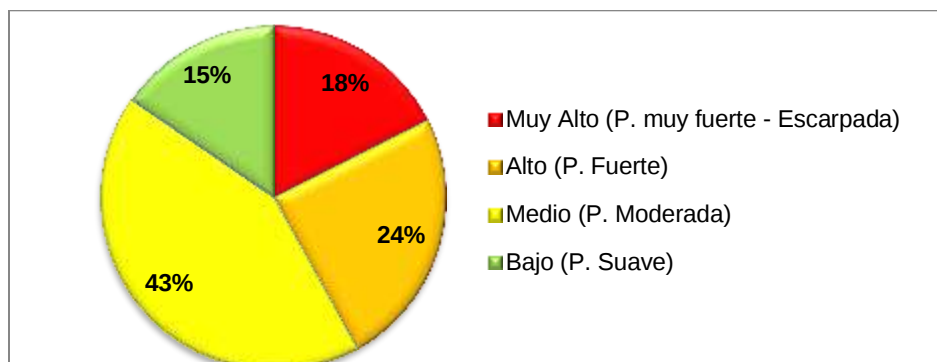
El nivel de susceptibilidad *medio* representó a las pendientes moderadas (5°- 15°), las cuales abarcaron un 42,6% de la superficie, equivalente a 43 km². Este rango de pendientes se distribuyó principalmente en la unidad de escarpe andino, el edificio volcánico, coincidiendo con la plataforma superior de lavas y la cortina de lavas. El nivel de susceptibilidad *bajo* representó a las pendientes suaves (0°- 5°), las cuales abarcaron 15,7 km², condiciéndose con zonas de acumulación de materiales y el valle de depositación.

Tabla N°35: Rango de áreas susceptibles a REM según tipos de pendiente.

Tipo de pendiente	Peso	Rango	Area (km²)
<i>Suave</i>	1	BAJO	15,7
<i>Moderada</i>	2	MEDIO	43,3
<i>Fuerte</i>	3	ALTO	24,7
<i>Muy fuerte y escarpada</i>	4	MUY ALTO	17,9

Fuente: Elaboración propia.

Figura N°38: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según tipos de pendiente.



Fuente: Elaboración propia

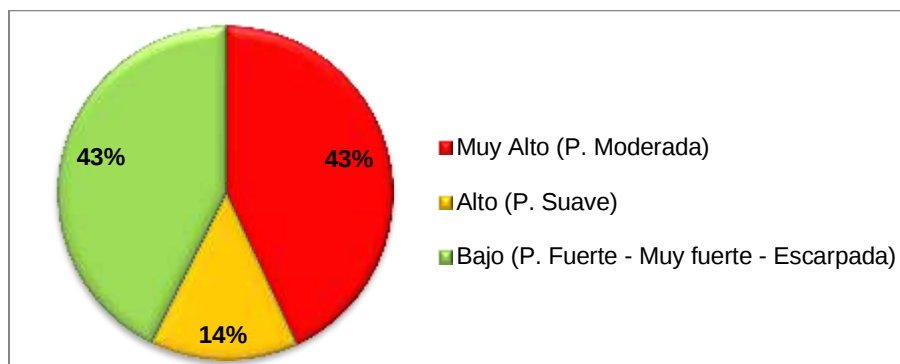
Los niveles de susceptibilidad a procesos de flujos y caídas fueron representados en la Tabla N°36 y N°37, donde se relacionó el grado de inclinación de la pendiente con los distintos procesos de remoción en masa. De lo anterior se estableció que casi el 88% del área es alta y muy altamente susceptible a caídas y sólo un 14% se enmarca dentro de las áreas de baja susceptibilidad, correspondiéndose con pendientes suaves (0° - 5°) que caracterizan al valle de depositación. Para el caso de los flujos de lava y lahares, el 57% del área es alta y muy altamente susceptible en zonas de pendientes entre 0° y 15° . Existió un porcentaje no menor (42% del área) de flujos de lavas y lahares que presentaron bajas posibilidades de deslizar en pendientes superiores a 15° .

Tabla N°36: Rango de áreas susceptibles a flujos de lava y lahares según grado de pendiente.

Tipo de pendiente	Peso	Rango	Reclasificación	Peso	Rango	Area (km ²)
Suave (0° - 5°)	1	BAJO	Suave (0° - 5°)	3	ALTO	15,7
Moderada (5° - 15°)	2	MEDIO	Moderada (5° - 15°)	4	MUY ALTO	47,2
Fuerte (15° - 25°)	3	ALTO	Fuerte (15° - 25°)	1	BAJO	46,7
Muy fuerte y escarpada (25° - 90°)	4	MUY ALTO	Muy fuerte y escarpada (25° - 90°)	1	BAJO	

Fuente: Elaboración propia

Figura N°39: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a flujos de lava y lahares según tipos de pendiente



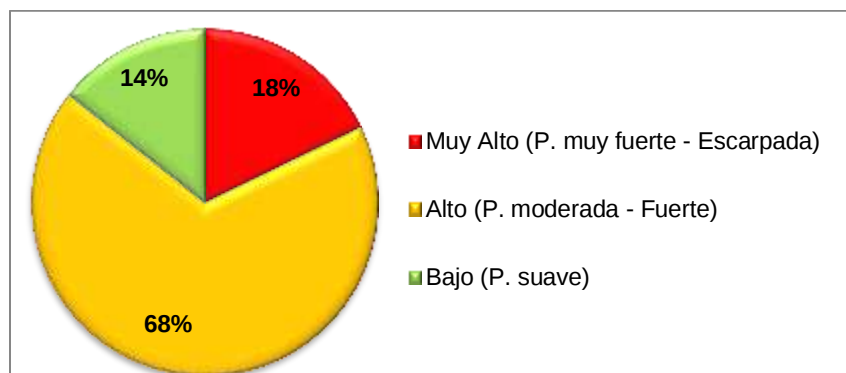
Fuente: Elaboración propia

Tabla N°37: Rango de áreas susceptibles a caídas y desprendimientos según grado de pendiente.

Tipo de pendiente	Peso	Rango	Reclasificación	Peso	Rango	Area (km²)
Suave (0°-5°)	1	BAJO	Suave (0°-5°)	1	BAJO	15,7
Moderada (5°-15°)	2	MEDIO	Moderada (5°-15°)	3	ALTO	74,3
Fuerte (15°-25°)	3	ALTO	Fuerte (15°-25°)	3	ALTO	
Muy fuerte y escarpada (25°-90°)	4	MUY ALTO	Muy fuerte y escarpada (25°-90°)	4	MUY ALTO	19,6

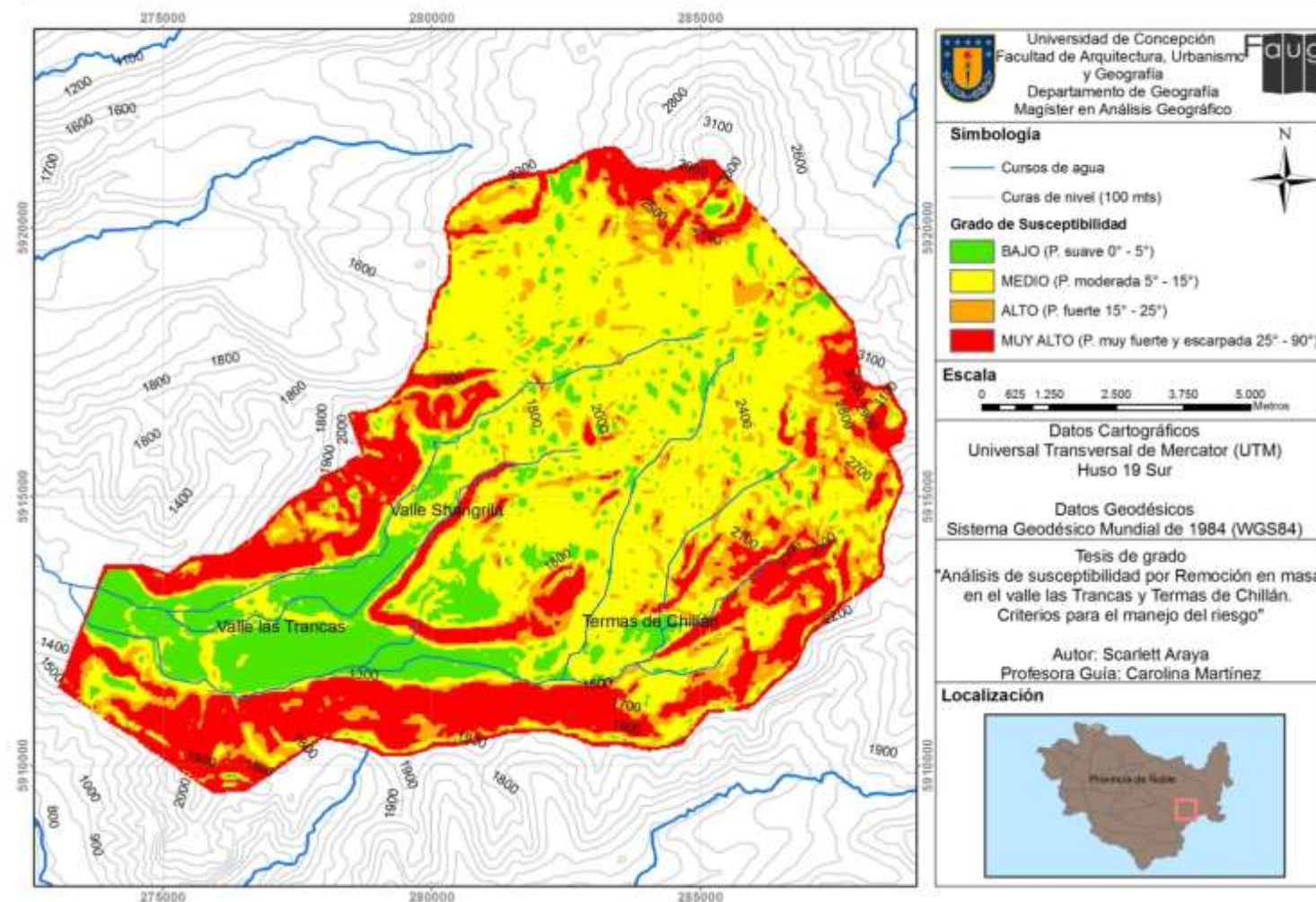
Fuente: Elaboración propia

Figura N°40: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a caídas y desprendimientos según tipos de pendiente

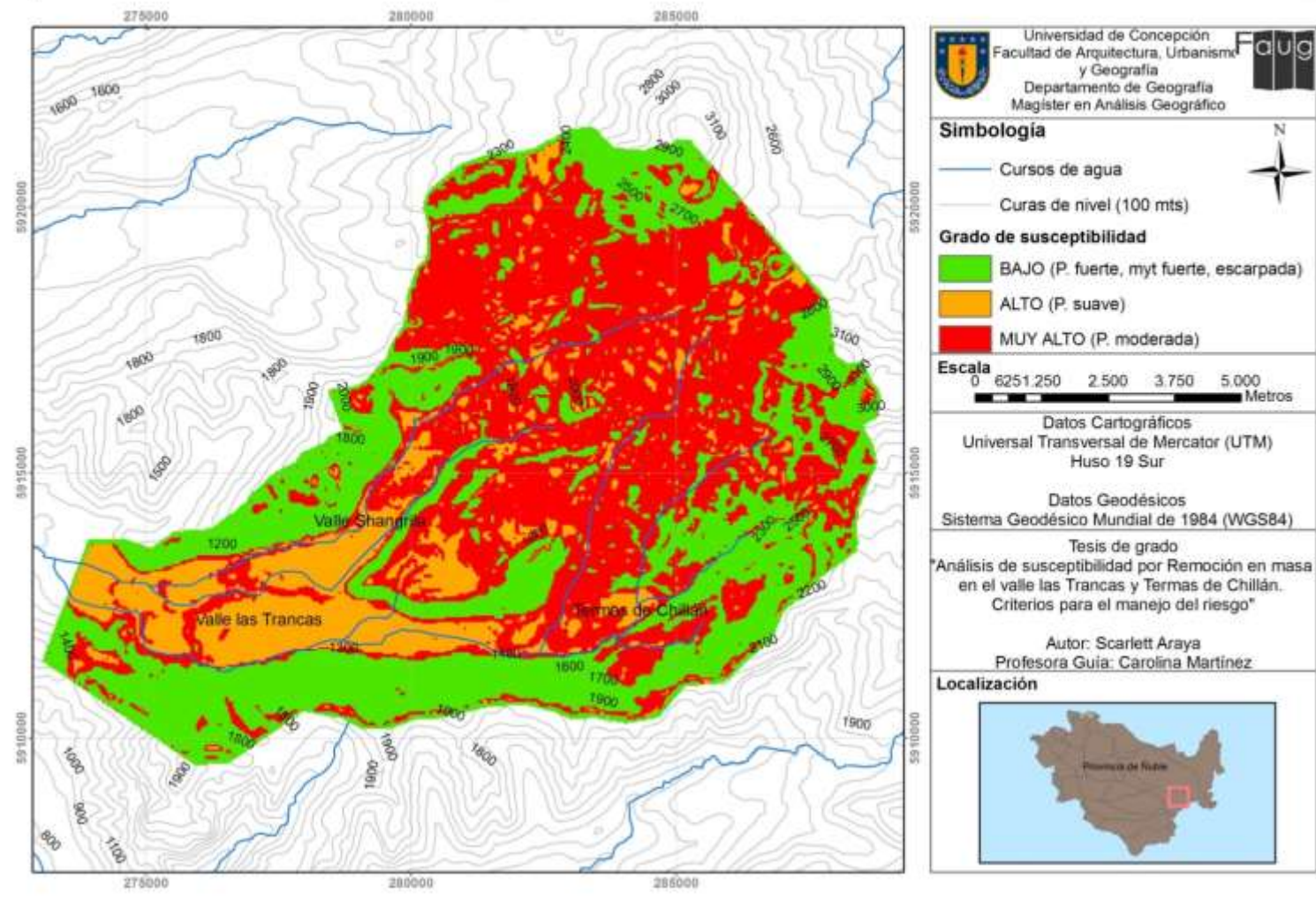


Fuente: Elaboración propia

Carta 9: Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según Tipos de Pendiente



Carta 10: Grado de Susceptibilidad a Flujos de Lava y Lahares según Tipos de Pendiente



(d) Geometría de ladera

Los perfiles N°1 y N°2 de orientación noreste-suroeste y noroeste-sureste localizados en el sector 1, evidenciaron un relieve con pendientes muy fuertes que pueden fomentar la generación de procesos gravitacionales activos de flujos de roca y detrito y un flujo de tierra en estado de latencia.

Los perfiles analizados en la ladera de escarpe al volcán mostraron una alternancia de formas levemente cóncavas-convexas. El perfil N°1 señala una pendiente de acumulación en el segmento medio de la ladera del volcán, los materiales son principalmente escorias volcánicas, cenizas y piroclastos retenidos por gravedad, por tanto, altamente susceptibles a ser retransportados. Sin embargo, el perfil N°2 fue considerado como un tipo de vertiente de transporte con mayor longitud rectilínea, evidenciando depósitos basales del tipo coluvial. Lo anteriormente descrito también se manifiesta en el perfil N°3 que muestra una configuración de laderas rectas en la cara de exposición noroeste, a unos 1.300 m. desde las piscinas termales y laderas convexas adecuadas a la estructura del volcán.

En los perfiles N°5, N°6 y N°7 que comprendieron el sector más alto denominado “piedra partida” (por ser ésta un punto fijo en la ruta hacia aguas calientes), se identificaron perfiles rectos, cercano al equilibrio, con presencia de un pequeño valle en altura, claro indicador de una ladera con mayor estabilidad, incluso formando parte del escarpe andino. Lo mismo ocurrió para el punto N°4, que además presentó una leve tendencia a formas semicirculares convexas y una planicie en altura, conformando una vertiente de gravedad activa.

Los perfiles N°8 y N°9 ubicados en los faldeos del cerro Pirigallo mirando hacia los barros termales, describen una estructura de vertiente con perfil convexo, donde se observó un marcado sistema de cara libre y escarpe en la ladera sur del mismo. Respecto del perfil N°10 considerado como perfil recto, en realidad corresponde al mismo sistema de perfiles de los puntos anteriormente aludidos. Los perfiles 17 y 29 también mostraron formas convexas, lo cual explica la alta sensibilidad de la ladera a generar avalanchas de nieve en invierno. Además de presentar procesos mixtos con alternancias de caídas y flujos de rocas y detritos provenientes de cornisas superiores. Para el punto 29, esta forma de ladera es la causa de constantes caídas y desprendimientos de rocas a orillas del camino principal. Los perfiles 21, 22 y 23 también presentaron formas convexas que integraron cornisas con rocas muy meteorizadas que se fragmentaron para formar conos de derrubios en la base.

En un perfil general de vertiente, los perfiles N°14, N°15, N°16, N°17 y N°18 exhiben una clara tendencia a la curvatura convexa. Todas corresponden a vertientes levemente estabilizadas y en proceso de estabilización. Sin embargo, a escala geológica, el relieve en general corresponde a una orogénesis reciente. También hay presencia de cornisas, sobretodo en el perfil N°15 y una ladera irregular con resaltes rocosos en su trayecto.

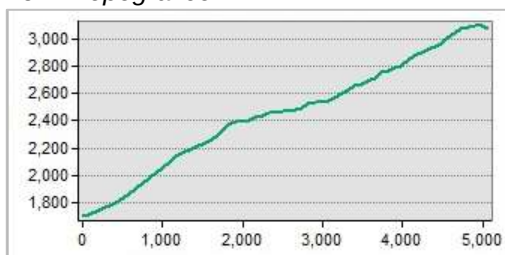
Gran parte de la vertiente identificada en los Perfiles N°19, 20, 24, 25, 26 y 27 adquirieron como características fundamental el predominio de curvaturas mixtas que transitaban de pendientes cóncavas a convexas. La planta cóncava funcionó como una ladera colectora de materiales, típica de las cabeceras de valles, mientras que las plantas convexas esparcieron los materiales, contribuyendo al balance morfogenético. Los procesos de remoción en estado activo que se desarrollaron en el lugar (caídas de bloques, conos de derrubios y coladas de barro) y el elevado estado de meteorización reconocido, evidencian que las vertientes se encontraron en estado de degradación.

De modo general, fueron escasos los perfiles rectos que evidenciaron un estado evolutivo mucho más joven, sólo los perfiles N°11, 12, 13 y 28 presentaron un predominio de pendiente más rectilínea a lo largo del perfil.

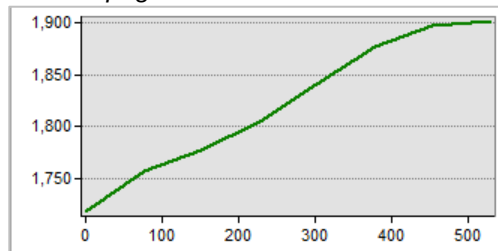
Figura N°41: Perfiles topográficos según puntos de inventario

Sector 1

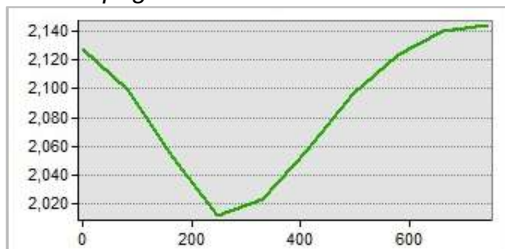
Perfil Topográfico N°1



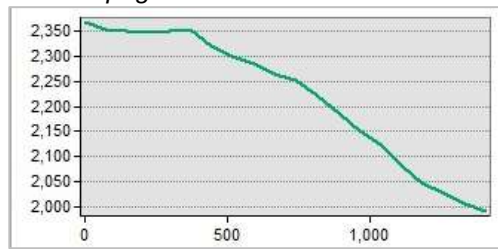
Perfil Topográfico N°2



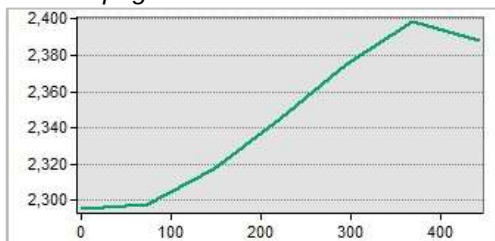
Perfil Topográfico N°3



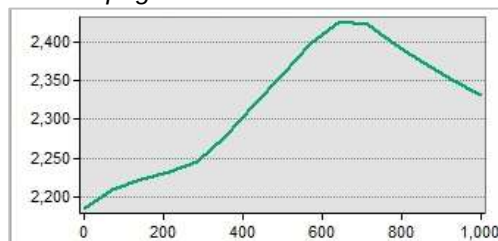
Perfil Topográfico N°4



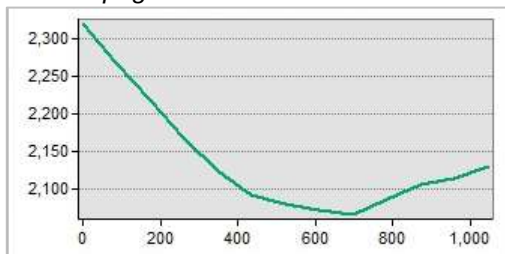
Perfil Topográfico N°5



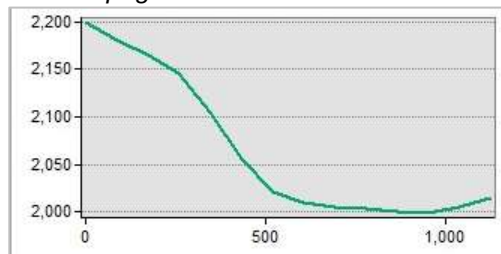
Perfil Topográfico N°6



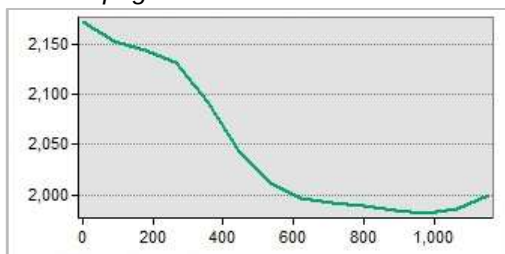
Perfil Topográfico N°7



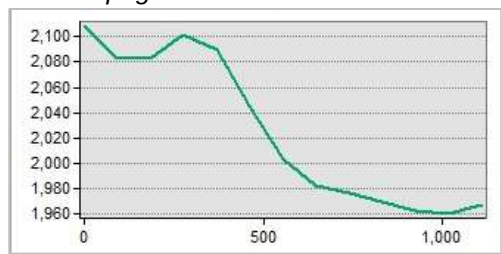
Perfil Topográfico N°8



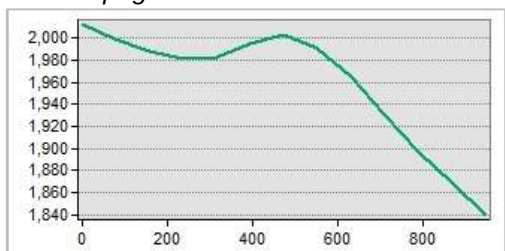
Perfil Topográfico N°9



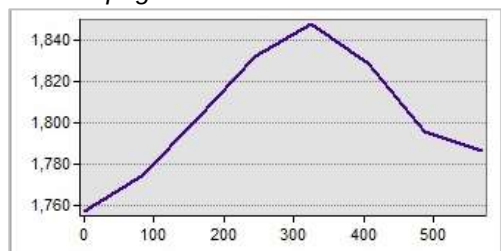
Perfil Topográfico N°10



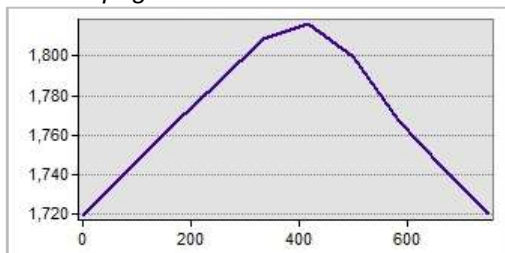
Perfil Topográfico N°11



Perfil Topográfico N°12

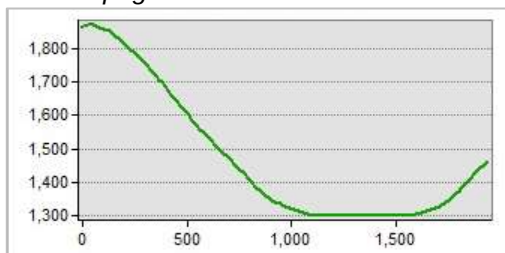


Perfil Topográfico N°13

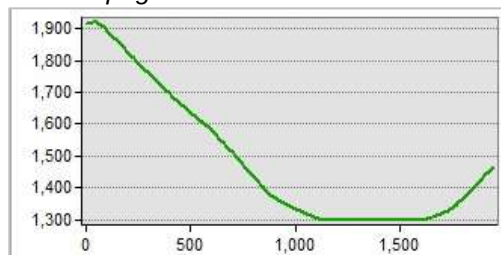


Sector 2

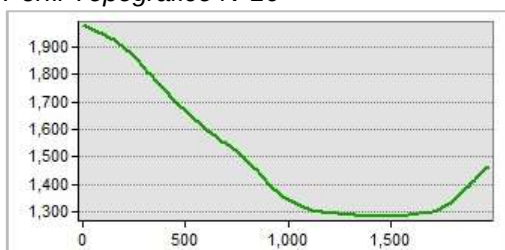
Perfil Topográfico N°14



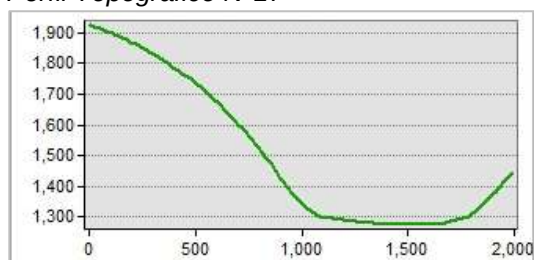
Perfil Topográfico N°15



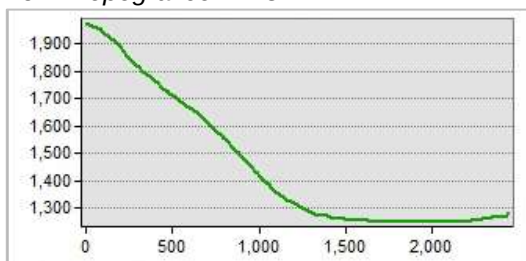
Perfil Topográfico N°16



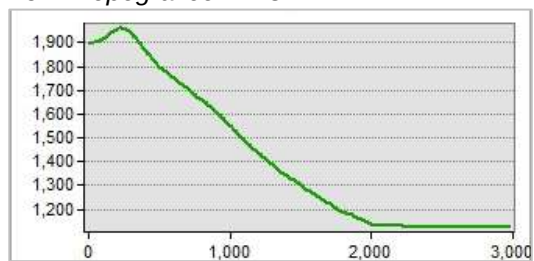
Perfil Topográfico N°17



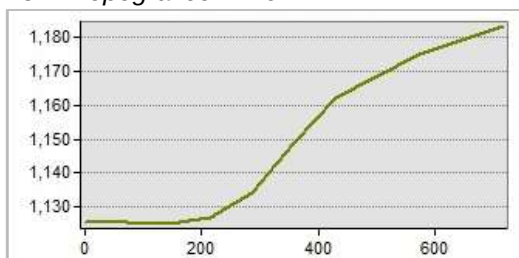
Perfil Topográfico N°18



Perfil Topográfico N°28

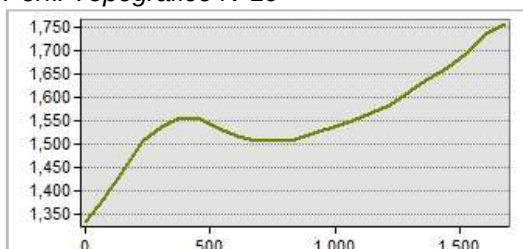


Perfil Topográfico N°29

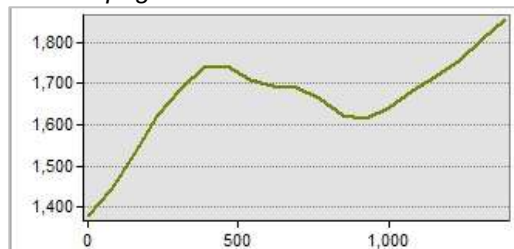


Sector 3

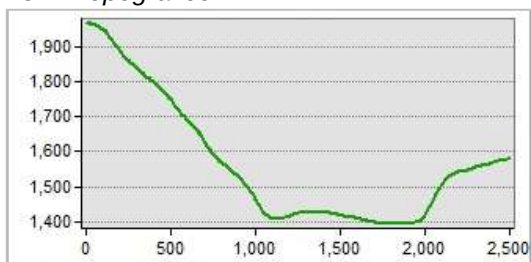
Perfil Topográfico N°19



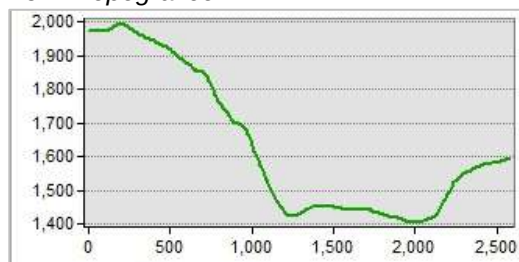
Perfil Topográfico N°20



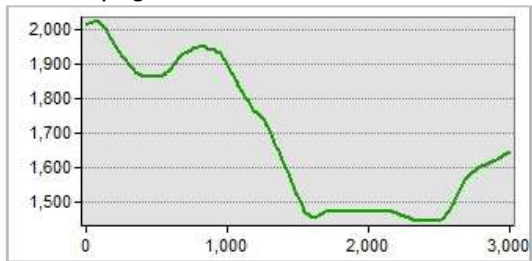
Perfil Topográfico N°21



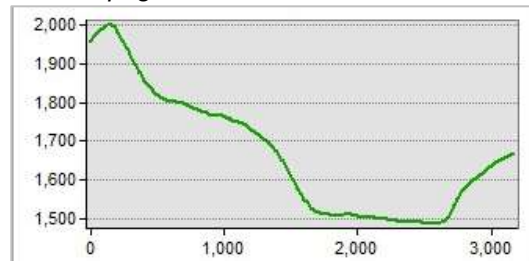
Perfil Topográfico N°22



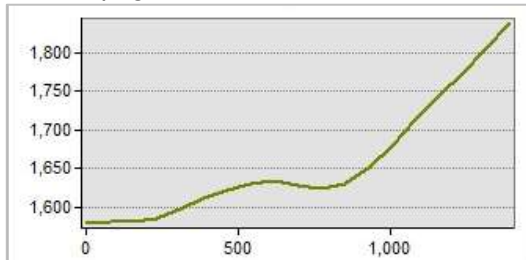
Perfil Topográfico N°23



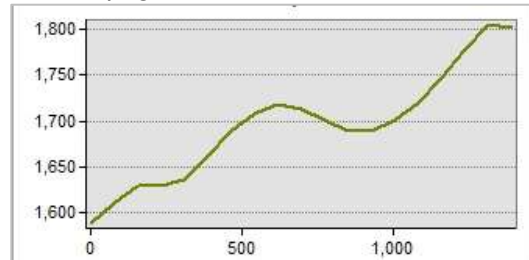
Perfil Topográfico N°24



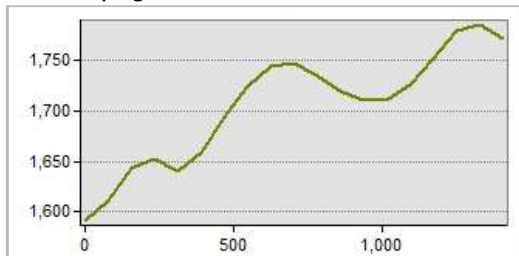
Perfil Topográfico N°25



Perfil Topográfico N°26



Perfil Topográfico N°27



Fuente: Elaboración propia

(e) *Susceptibilidad de los taludes*

Se constató que 19 de los puntos de inventario presentaron un grado de actividad de carácter activo (Tabla N°38), exhibiendo movimientos constantes e intermitentes durante gran parte del año aumentando su nivel de actividad durante los meses secos. Los procesos con mayor grado de actividad correspondieron a caídas y procesos mixtos, de los cuales 19 se mantienen activos y 5 han sido estabilizados gracias a la vegetación. Finalmente los procesos de menor actividad fueron los flujos y deslizamientos que presentan preferentemente características de movimientos latentes y estabilizados.

En relación a los flujos que involucraron materiales detríticos, todos expusieron movimientos activos. Los flujos de tierra presentaron dos estados de movimiento, uno estabilizado gracias a la existencia de una cobertura de vegetación densa y herbácea en la ladera y uno latente, puesto que corresponde a un movimiento en masa actualmente inactivo, pero donde las condiciones aún permanecen debido al alto grado de pendiente y la mezcla con suelos finos de alta plasticidad. Los flujos de lava fueron categorizados con estado de movimiento suspendido puesto que es un movimiento en masa que se ha desplazado, pero que actualmente no presenta movimiento.

Tabla N°38: Estado del movimiento de procesos de REM, en el valle las Trancas y Termas de Chillán

Tipo de REM	Procesos contabilizados	Estado del movimiento
Caída	14	11 activos
		3 estabilizados
Flujo	4	1 activo
		1 latente
		1 estabilizado
		1 suspendido
Deslizamiento	2	1 latente
		1 estabilizado
mixtos	9	7 activos
		2 estabilizados

Fuente: Elaboración propia

Las principales características de los procesos identificados fueron:

Movimientos activos: correspondieron a movimientos en masa que actualmente presentan movimiento. Evidenciando movimientos de masas avanzantes y manifestándose de manera continua o intermitente. En algunos casos la masa desplazada presentó una o más secuencias de movimiento (caídas, flujos y procesos mixtos).

Movimientos latentes: En menor medida correspondieron a movimientos en masa que tienen evidencias de haber tenido una actividad activa pasada, pero que actualmente no presentan movimiento, o sea están inactivos, y además presentan las condiciones necesarias para generar movimiento de masas. Es el caso de un deslizamiento ubicado

en el cerro adyacente a las piscinas y un flujo latente en el mismo lugar. En ambos casos los materiales involucrados correspondieron a tierra, presentando una granulometría fina y con material orgánico atraído por la gravedad. Ambos suelos residuales presentaron condiciones de alta permeabilidad y un grado de humedad ligera. Al igual que los movimientos anteriormente descritos, el estilo de movimiento de estos procesos presentó diferentes secuencias de movimiento, aunque con un radio de acción limitado.

Movimientos suspendidos: En un caso especial se pudo identificar procesos de flujos de lavas, los cuales se han movilizado durante periodos de volcanismo activo (lavas neógenas-cuaternarias), pero que actualmente no presentan movimientos. La característica fundamental en estos procesos es que una vez que la masa de lava ya está adosada al sustrato y consolidada en la superficie, no tiene la capacidad de seguir moviéndose a menos que otro flujo de lava la sobreponga. Es por esta razón que se consideró un tipo de REM en estado suspendido y no como un movimiento capaz de removilizar la misma masa (estado latente).

Movimientos estabilizados: Finalmente se conocen 7 procesos de movimientos en masa que han cesado su actividad a pesar de encontrarse en áreas de pendientes elevadas. La principal obra de control ha sido la existencia de una densa y extensa cobertura vegetal que ha operado como agente estabilizador de masas superficiales.

En la Carta N°11 se observó la distribución de los procesos de acuerdo a su grado de actividad. Se encontró que los procesos en estado activo fueron los que tuvieron la mayor distribución altimétrica. El punto de menor altura correspondió al 29, con 1.179 m.s.n.m. siendo el de mayor altitud el punto 4 localizado a 2.360 m.s.n.m. La mayoría estuvo situado en las faldas del escarpe andino y del talud de desprendimiento.

Los movimientos en estado de latencia sólo tuvieron distribución de 1.716 a 1.807 m.s.n.m. Ambos se encontraron distribuidos aproximadamente a una misma altura y unidad de vertiente. En comparación a los procesos en estado activo, la configuración general del perfil de las vertientes de éste cerro presentó un proceso de degradación menos evidente, ya sea por estar en pendientes de menor gradación y por la cubierta vegetal (bosque denso) en donde el material transportado es principalmente material fino que ha originado flujos y deslizamientos de tierra al saturar con agua. Hubo sólo un movimiento considerado como suspendido, correspondiente a las lavas Shangrila, ubicado a los 1.538 m.s.n.m., puesto que existen evidencias de flujos de lava que deslizaron, pero que actualmente no presentan movimiento. Por último los movimientos estabilizados se distribuyeron de 1.178 a 1.775 m.s.n.m. todos se ubican a base del talud y están rodados de vegetación densa.

(e.1) Nivel de susceptibilidad según estado del movimiento

Se presentaron rangos de susceptibilidad *muy alto* en el 66% de los puntos de inventario (Tabla N°39). Los cuales concentraron la mayor cantidad de procesos en estado activo, principalmente caídas de rocas, detritos, movimientos mixtos y flujos. El nivel de susceptibilidad representado es significativo y concuerda con la geología y geomorfología del área, lo cual imprime una condición relevante en la generación de procesos de REM.

En menor medida el 21% de los puntos de inventario mostraron taludes con antigua evidencia de actividad de REM, y por la misma razón se consideró altamente probable su desarrollo, por esto fueron catalogados como movimientos en estado de latencia, representando niveles *altos* de susceptibilidad. Así mismo, el 10% de los puntos de inventario evidenciaron condiciones actuales con bajas posibilidades de desarrollar REM. Actualmente se encuentran estabilizados y representan un nivel *medio* de susceptibilidad.

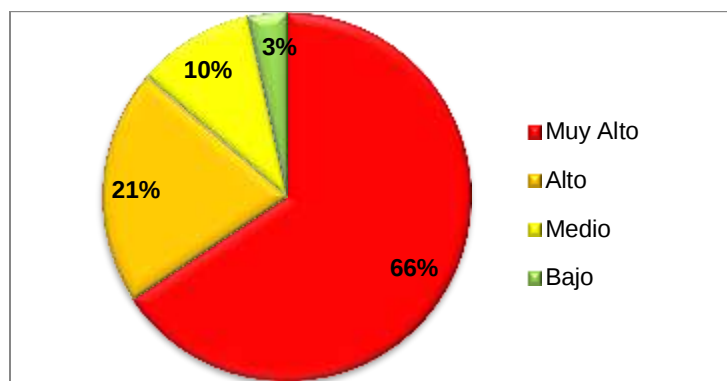
Por último, los movimientos en estado suspendido que representaron un nivel *bajo* de susceptibilidad acogieron sólo un punto, equivalente el 3% de los puntos identificados en terreno.

Tabla N°39: Grado de susceptibilidad según estado del movimiento

Criterio	Estado del movimiento	Peso	Rango	Puntos inventario
Taludes que mostraron evidencia de actividad previa de REM pero no presentaron movimientos en los últimos años	SUSPENDIDO	1	BAJO	24
Taludes que mostraron evidencia de actividad previa de REM, pero que por condiciones actuales consideraron bajas posibilidades de desarrollar REM.	ESTABILIZADO	2	MEDIO	2-12-14
Taludes con antigua evidencia de actividad de REM, y por análisis de factores de estabilidad se consideró altamente probable su desarrollo	LATENTE	3	ALTO	13-18-19-25-26-27-28
Taludes con deslizamientos activos. Los movimientos pudieron ser continuos o estacionarios	ACTIVO	4	MUY ALTO	1-3-4-5-6-7-8-9-10-11-15-16-17-20-21-22-23-29

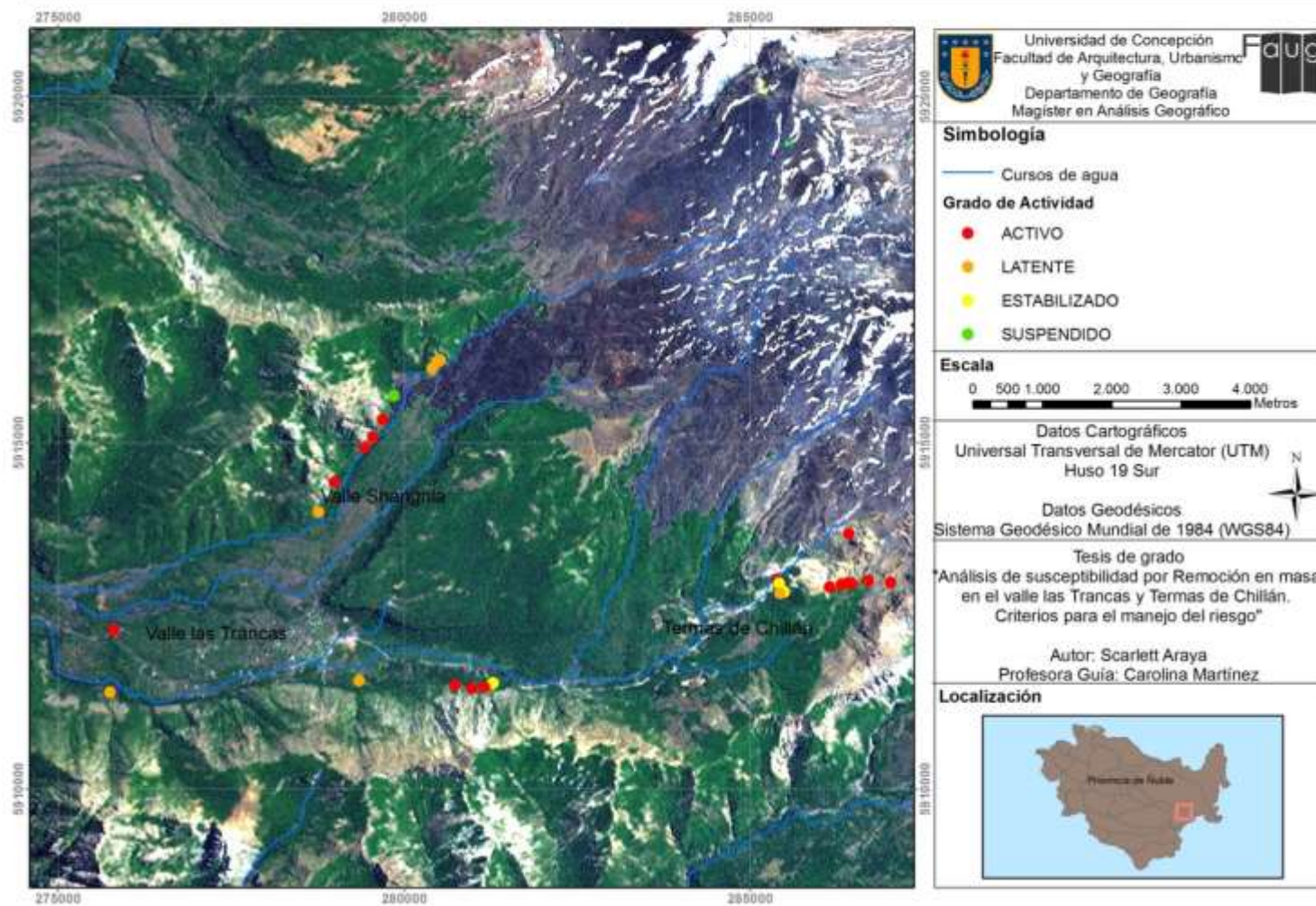
Fuente: Adaptado de Crozier (1986) y estados de movimientos propuesto por GEMMA (2007)

Figura N°42: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad según estado de movimiento



Fuente: Elaboración propia

Carta 11: Distribución de procesos de Remoción en Masa de acuerdo al grado de Actividad



4.2.2.- Geología

(a) Unidades geológicas

Los resultados obtenidos de la caracterización geológica del área indican las condiciones estructurales que contribuyeron al desequilibrio de la vertiente y la generación de procesos de remoción en masa. Según esto, se presentan tres tipos de basamentos, la formación Cola de Zorro, correspondiente a un tipo de roca ígnea volcánica de mayor composición andesítica que cubrió 3,7 km², disponiéndose principalmente en la parte superior del talud de desprendimiento, y presentando una estructura altamente meteorizada en superficie. Por tal razón y a pesar de su elevado grado de cohesión (43°) ponderó altos niveles de susceptibilidad. Esta formación presentó además una serie de intercalaciones de tobas volcánicas formadas por la expulsión de cenizas y lapilli durante las erupciones volcánicas que posteriormente fueron litificadas por la compactación bajo otras capas de rocas, obteniéndose una textura porosa, blanda e inestable que al interactuar con materiales sedimentarios (sedimentitas clásticas o detríticas) conforman una estructura poco sólida, haciendo de la vertiente un lugar altamente susceptible a procesos de REM.

También se identificaron afloramientos rocosos de tipo ígneo plutónico de composición diorítica y granodiorítica del basamento Batolito Santa Gertrudis Bullileo que abarcó más de 22 km². Los altos niveles de susceptibilidad obtenidos se deben a que exhibió una estructura muy meteorizada en el transecto más alto de la vertiente, coincidiendo con las pendientes de mayor inclinación. No obstante, en su recorrido hacia la base la estructura se presentó menos meteorizada, disminuyendo de manera significativa el grado de desintegración granular del basamento. Por otra parte, todo el material residual allí dispuesto se debe al transporte como resultado de los procesos de meteorización física y de movimientos de materiales que afectan a la vertiente.

El tercer basamento identificado en el área correspondió a la Formación Cura-Mallín, que expuso como principal componente del substrato litológico una secuencia de rocas sedimentarias que cubrieron 9,2 km² y que se intercalaron con secuencias de lavas andesíticas que dotaron de una cierta estabilidad al sustrato.

Dentro de las características identificadas en los procesos geológicos, fue posible distinguir diferentes sucesiones de lavas que cubrieron al valle (Figura N°43), entre estas destacan las lavas Lanalhue, lavas Shangrila, lavas Atacalco, lavas Diguillín, lavas los Pincheira, lavas del sur, lavas aguas calientes, lavas inferiores y superiores del volcán Chillán, lavas del volcán Colcura, que abarcaron más de 74 km².

Figura N°43: Tipos de lavas en el área de estudio



a) Lavas dacíticas del valle Aguas calientes



b) Lavas de bloques-dacíticas del volcán Shangrila

Fuente: Fotografía propia.

Los lahares fueron procesos de REM representativos de este ambiente. Alcanzaron unos 15-16 km de extensión desde la cota más alta hasta su zona distal (Figura N°44) y abarcaron los primeros 9 km del río Chillán hasta el sector del salto los Pellines y los 12 primeros kilómetros del estero Renegado hasta la laguna la Veguilla, donde nace el estero Recinto y donde se hallaron grandes megabloques transportados por el lahar.

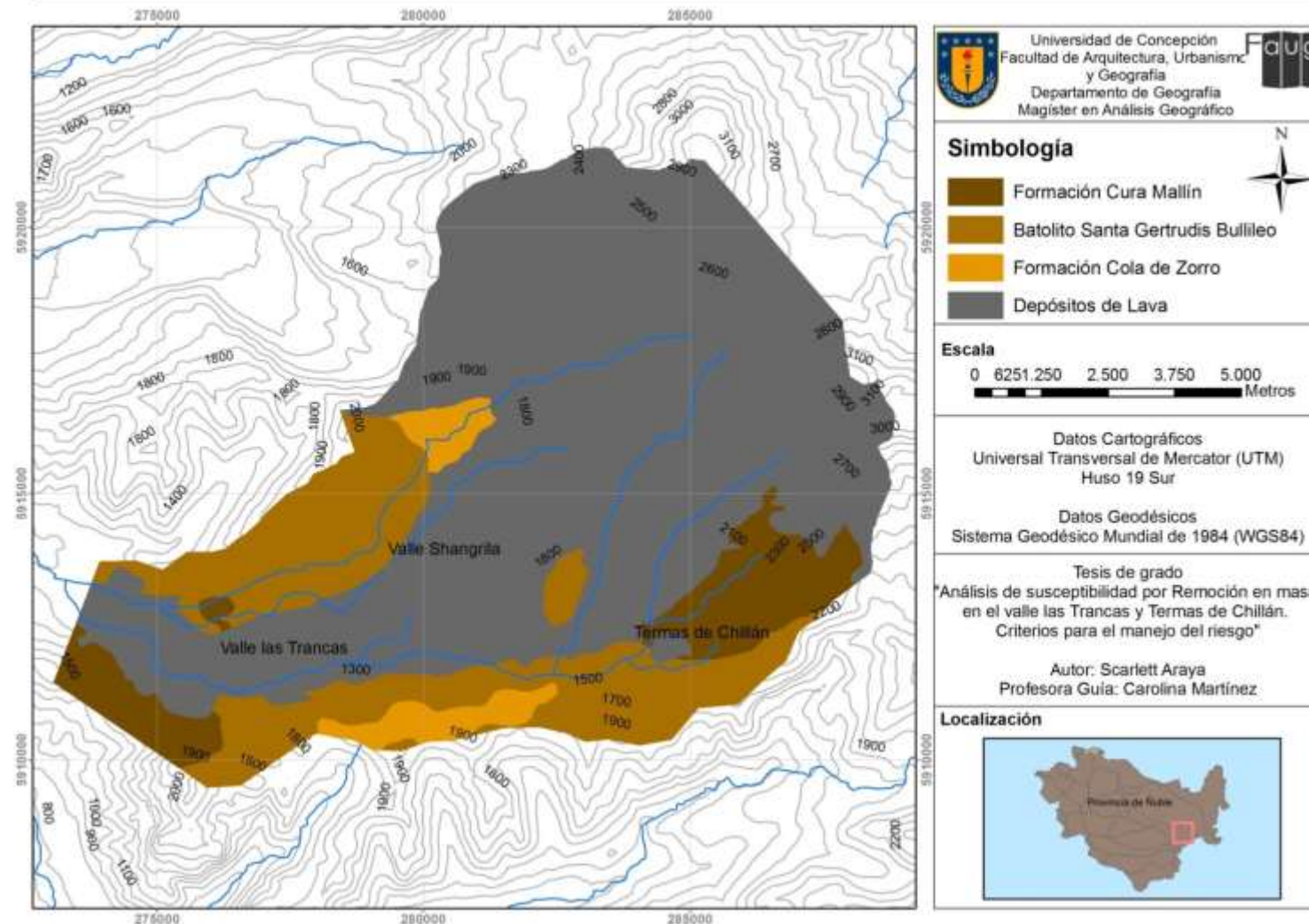
Figura N°44: Depósitos laháricos en el flanco oeste del CVNCH.



Fuente: Elaboración propia a partir de Imagen satelital *Google Earth*.
Sobre la base del mapa geológico de Naranjo *et al.*, (2008).

En la Carta N°12 se presenta el componente litológico correspondiente al valle las Trancas y Termas de Chillán. En ella se identificó que la mayor parte de la estructura geológica se compone de un macizo de rocas ígneas volcánicas y plutónicas con secuencias sedimentarias con afloramientos en algunos sectores de la vertiente y en las zonas de depositación de materiales.

Carta 12: Geología del Valle las Trancas y Termas de Chillán



(a.1) Nivel de susceptibilidad según unidades geológicas

Los niveles de susceptibilidad general a REM según unidades geológicas correspondió a bajo y alto (Tabla N°40). El nivel de susceptibilidad *alto* representó a los tres basamentos existentes en el área, Batolito Santa Gertrudis Bullileo, Formación cola de zorro y Formación Cura Mallín. Estas abarcaron un 32,6% de la superficie, equivalente a 35,4 km². Coincidiendo con las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento y el relieve de plataformas y crestas monoclinales, donde se alojaron la mayor cantidad de procesos de REM en estado activo.

El nivel de susceptibilidad *bajo* representó a los depósitos de lavas, las cuales abarcaron 74 km² y coincidiendo en gran parte con la unidad geomorfológica de escarpe andino y las zonas de acumulación y depositación materiales, donde se evidenció una menor cantidad de procesos de REM.

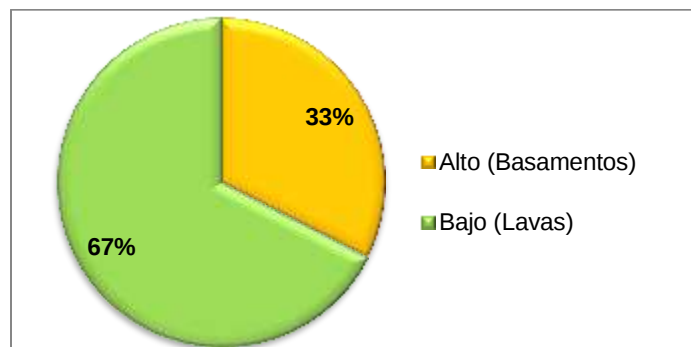
Los niveles de susceptibilidad obtenidos se establecieron en función de la composición de los materiales y de las propiedades geotécnicas (ángulo de fricción interno, cohesión, compactación y alteración de los materiales) de las diferentes unidades.

Tabla N°40: Grado de susceptibilidad general por REM según unidades geológicas

Basamento	Composición	Peso	Rango	Area (km²)
<i>Formación Cola de Zorro</i>	Andesitas, andesitas basálticas y tobas, con intercalaciones de sedimentitas clásticas.	3	ALTO	3,7
<i>Batolito Santa Gertrudis Bullileo</i>	Granodioritas y dioritas	3	ALTO	22,5
<i>Formación Cura-Mallín</i>	Brechas volcánicas, lavas andesíticas, ignimbritas y sedimentitas clásticas.	3	ALTO	9,2
Depósitos de Lava				
<i>Lavas</i>	Alternancia de lavas gruesas, de bloques, andesíticas-basálticas, riolíticas, dacíticas	1	BAJO	74

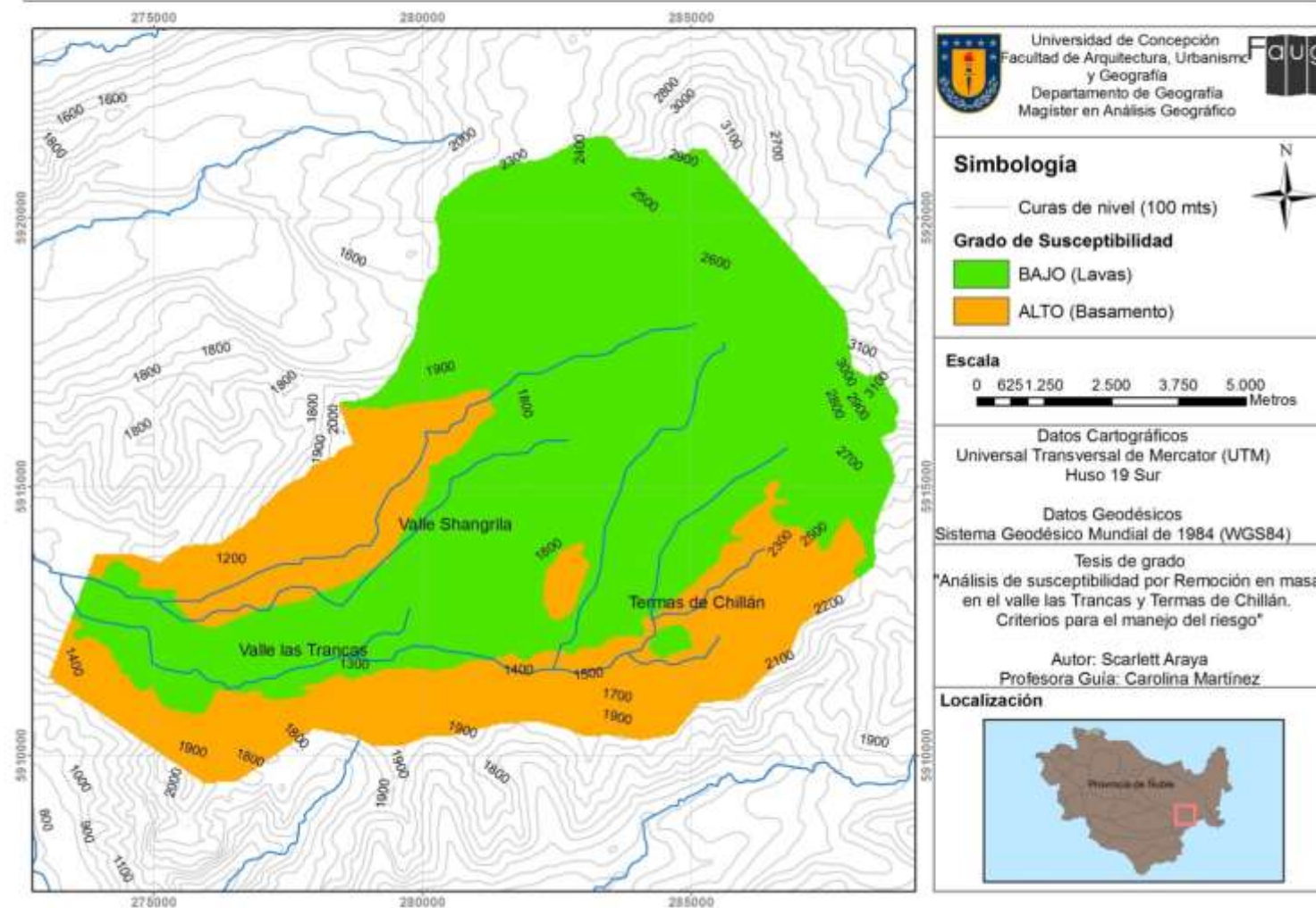
Fuente: Elaboración propia

Figura N°45: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según geología



Fuente: Elaboración propia

Carta 13: Grado de Susceptibilidad general a Remociones en masa según geología



(b) Grado de alteración de la roca

Las evidencias de terreno permitieron describir un macizo rocoso significativamente fragmentado en superficie. De hecho el 86% de los puntos presentó un grado de meteorización alto y extremadamente alto.

Los materiales involucrados pertenecieron mayormente a rocas ígneas volcánicas (andesita) y rocas plutónicas como la diorita y granodiorita. En menor proporción, rocas sedimentarias como las ignimbritas, sedimentitas clásticas y brechas volcánicas. Además se presentó de forma superficial una composición de suelo residual, pobremente consolidado como producto de la desintegración de la roca.

(b.1) Nivel de susceptibilidad según el grado de alteración de la roca

Los niveles de susceptibilidad según el grado de alteración de la roca correspondió a medio, alto y muy alto. El nivel de susceptibilidad *muy alto* representó el 48% de los puntos que exhibieron un grado de alteración extremo de la roca (suelo residual y estructura completamente meteorizada). De igual forma el nivel de susceptibilidad *alto* representó el 37% de los puntos que exhibieron un grado de alteración significativo en la roca.

Finalmente sólo 13,7% de los puntos correspondieron a niveles de susceptibilidad *medio*, donde el macizo se presentó ligeramente meteorizado, esto significó que menos de la mitad del macizo rocoso estuvo descompuesto o fragmentado. Por otra parte es necesario indicar que ninguno de los puntos presentó roca fresca y que todos correspondieron a rocas con algún grado de meteorización (Figura N°46).

Figura N°46: Meteorización física y procesos de caídas en el sector alto de las Termas



a) Caídas y desprendimientos en sector alto de las termas. Camino a Aguas calientes.



b) Roca escamada en sector alto de las termas. Camino a Aguas calientes (cercano a punto 4).

Fuente: Fotografía propia con fecha 22 y 26 de Enero de 2014.

Figura N°47: Estado de meteorización del macizo en camino principal (Ruta 55)



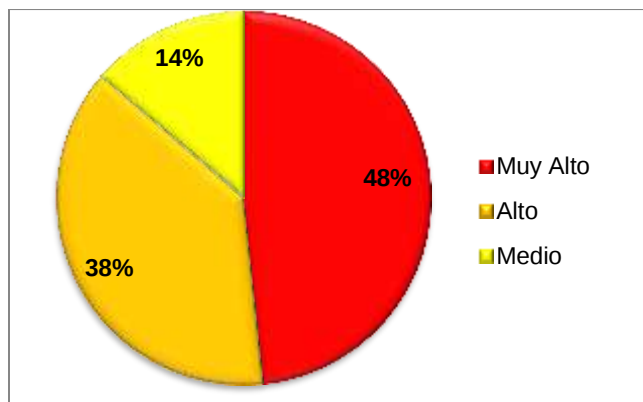
Fuente: fotografía propia

Tabla N°41: Grado de susceptibilidad a REM según grado de alteración de la roca

Clases	Descripción	Peso	Rango	Puntos inventario
I	<i>Roca fresca</i>	1	BAJO	
II	<i>Ligeramente meteorizado</i>	2	MEDIO	7-18-19-24
III	<i>Altamente meteorizado</i>	3	ALTO	3-4-11-15-16-17-20-21-22-23-28
IV	<i>Completamente meteorizado</i>	4	MUY ALTO	1-5-6-8-9-10-14-25-26-27-29
V	<i>Suelo residual</i>	4	MUY ALTO	2-12-13

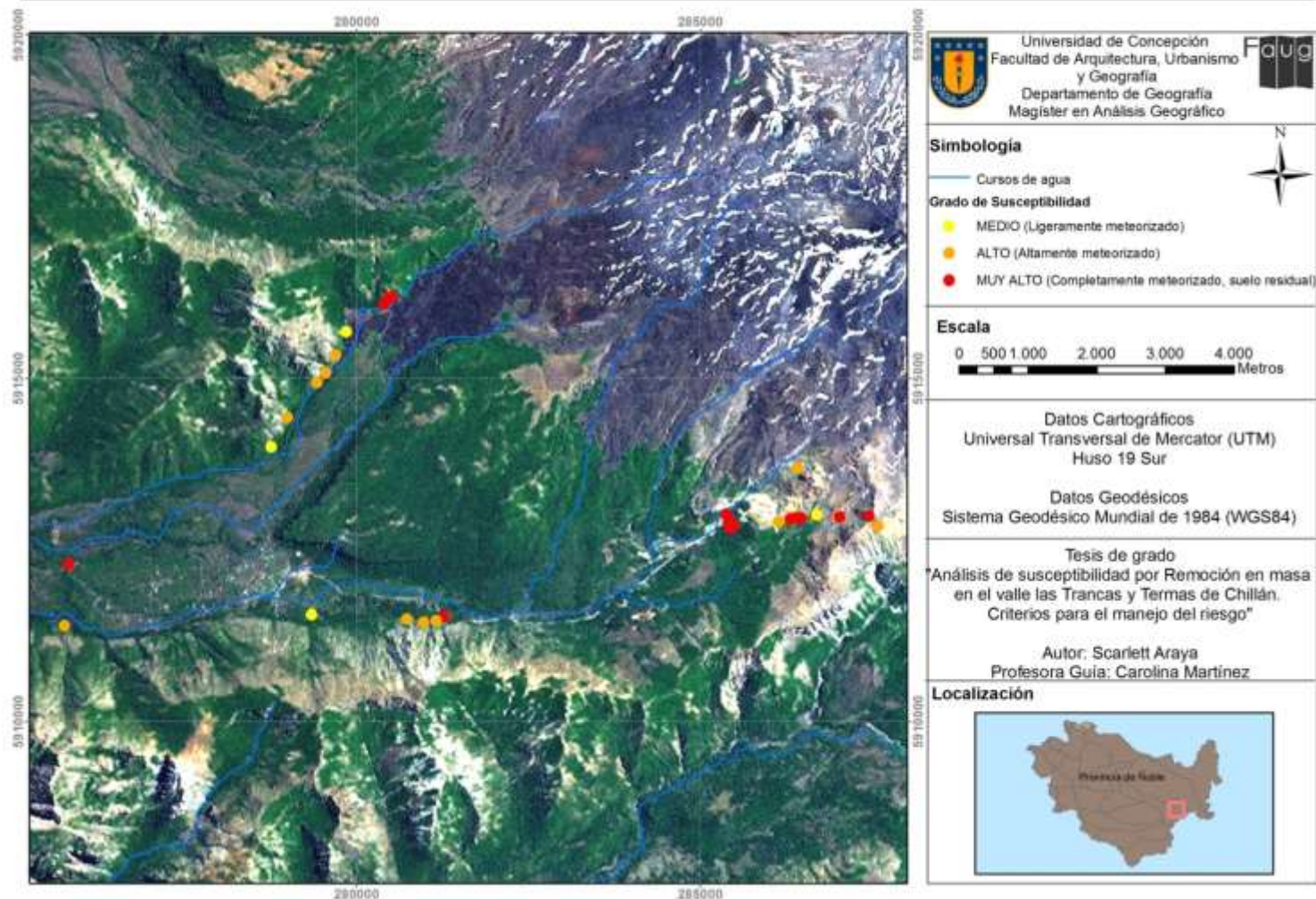
Fuente: Modificado de González *et al.*, (2002), Dearman (1995), Nespereira *et al.*, (2003).

Figura N°48: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según grado de alteración de la roca



Fuente: Elaboración propia

Carta 14: Grado de susceptibilidad a Remoción en masa según grado de alteración de la roca



(c) Granulometría del suelo

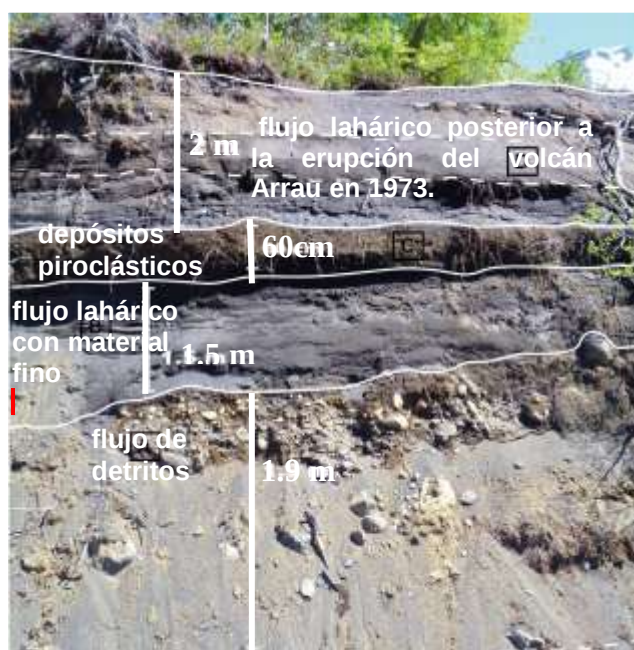
Los resultados obtenidos de Ramos (2012) y corroborados en terreno mediante técnica de calicatas establecieron que el área estuvo compuesta principalmente por arenas provenientes de la desintegración de rocas volcánicas y materiales piroclásticos y en menor proporción de limo y arcilla.

En relación a la matriz de suelo, es posible visualizar diferentes sucesiones de flujos en el perfil estratigráfico del estero Shangrila realizado por Ramos (Figura N°49-b). En él se halló detritos mezclados con texturas más finas del tipo limo-arcilloso (en la capa más profunda), rellenando casi 2 metros del perfil. En la segunda capa más profunda se evidencian secuencias laháricas también mezcladas con material fino, sucedidos por una capa de material piroclástico. La capa más superficial muestra evidencias de un flujo lahárico reciente, probablemente causado por la erupción del volcán Arrau en 1973.

Figura N°49: Visualización estero Renegado y Perfil estratigráfico estero Shangrila.



a) Lecho mayor del estero Renegado.



b) Perfil del estero Shangrila obtenido a una distancia de 9 km del cráter

Fuente: Fotografía propia (a) y Fotografía en base a Ramos, 2012.

(c.1) Nivel de susceptibilidad según textura de suelo

Los niveles de susceptibilidad según textura de suelo correspondieron a bajo y alto. El nivel de susceptibilidad *bajo* representó el 77% del total de las muestras. Dicha situación explicó la gran permeabilidad existente en gran parte del área.

Sólo 3 de los puntos generaron un alto grado de susceptibilidad, correspondiéndose con materiales limo-arcillosos localizados preferentemente en el estero Renegado. En la Figura N°47, se observó la clase textural limo-arcillosa de grano simple, muy fino y de un tamaño <1 mm. Esta textura es característica de ambientes donde la materia orgánica predomina como consecuencia de la cobertura vegetal existente. Además los niveles de cohesión de los materiales residuales es alto, esto quiere decir que el agua necesita mayor tiempo para moverse dentro de la masa debido a la menor permeabilidad, provocando que la masa sea más susceptible a movimientos superficiales debido a la poca capacidad de filtrar agua.

Figura N°50: Texturas limo-arcillosa identificadas cerca del estero Renegado



Fuente: fotografía propia

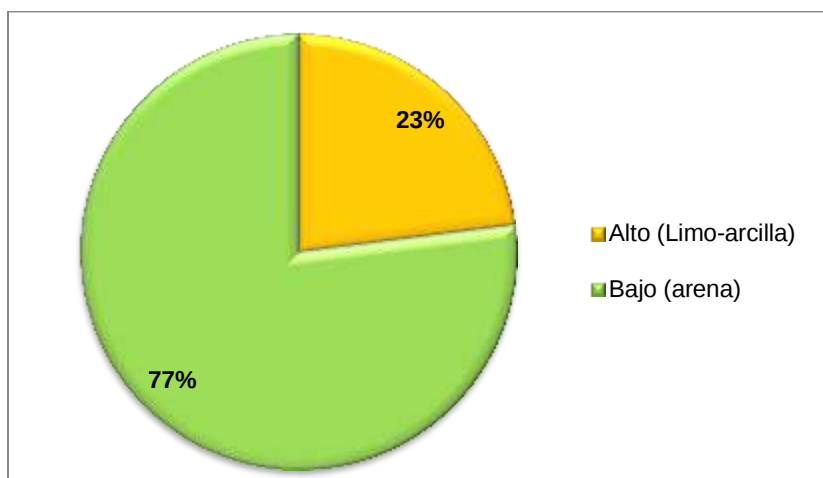
Se estableció que el grado de susceptibilidad a REM según textura de suelo aumenta considerablemente en el caso de aquellos suelos con mayor presencia de materiales arcillosos, mientras que las arenas son menos susceptibles a este tipo de fenómenos.

Tabla N°42: Grado de susceptibilidad por REM según textura de suelo.

MUESTRAS	Descripción granulométrica	PESO	RANGO
Punto 1 "Estero las cabras"	arena media	1	BAJO
Punto 2-3-4 "Estero Shangri-La"	Arena gruesa	1	BAJO
Punto 5 "Estero renegado"	Limo-arcilla	3	ALTO
Punto 6-7- 8-9 "Estero las cabras"	arena media	1	BAJO
Punto 10-11 "Estero Shangri-La"	Arena gruesa y grava fina	1	BAJO
Punto 12-13 "Estero renegado"	Limo-arcilla	3	ALTO

Fuente: Elaboración propia utilizando muestras de Ramos (2012).

Figura N°51: Prueba textural de suelo



Fuente: Elaboración propia a partir de Ramos (2012)

(d) Grado de humedad del suelo

Los resultados obtenidos del análisis de humedad en el suelo dieron a conocer cómo este factor fue capaz de generar condiciones de mayor o menor estabilidad en la ladera. Debido a que la cantidad de agua que es capaz de retener el suelo tiene directa relación con la capacidad de generar drenajes superficiales o subterráneos, se estimó que a mayor contenido de agua, más inestable se vuelve el suelo, por tanto, mayor es la posibilidad de generar transporte de masas.

Los puntos 20, 21, 22 y 23 ubicados en la cadena de cerros septentrionales (talud de desprendimiento norte) correspondieron a caídas y desprendimientos con movimientos en estado activo, presentando condiciones de alta y muy alta humedad. Lo cual se condice con una localización cercana a importantes flujos intermitentes (estero las Cabras y cascada Ruca Piren), con lo cual aumentó la posibilidad de generar REM. Sólo un punto ubicado en el escarpe andino presentó drenaje fluido proveniente de vertientes subterráneas, con altas posibilidades de generar flujos debido a que se desplegó en un lugar invadido de materiales inestables.

Figura N°52: Identificación del grado de humedad contenida en el suelo



Cascada Ruca Piren, ubicada en el valle Shangrila



Punto n°7 de inventario localizado en el escarpe andino, sector alto de las Termas.

Fuente: Fotografía propia.

Por otra parte, aquellos puntos localizados en el talud de desprendimiento sur y que en su mayoría alternaron procesos de caídas y flujos ocasionales, tuvieron movimientos activos y presentaron grados de humedad seco y ligeramente húmedo, esto quiere decir que el grado de humedad contenida en el suelo no alcanzó a formar fluido, motivo por el cual exhibieron niveles bajos y medios de susceptibilidad a REM. Lo mismo ocurrió en el escarpe andino exceptuando el punto 7, donde la mayoría de los puntos, a pesar de presentar movimientos activos, mostraron bajos niveles de humedad. Con lo cual se

demuestra que para el 79% de los puntos, un alto grado de humedad en el suelo no fue una condición necesaria para generar movimientos en masa.

(d.1) Nivel de susceptibilidad según grado de humedad del suelo

Los niveles más altos de susceptibilidad involucraron a la menor cantidad de puntos de inventario. Un 4% entró en un rango de nivel *muy alto*, lo cual relacionó los puntos a suelos con suficiente agua como para conformar drenaje fluido. De la misma manera, un 17% entró en un rango de nivel *alto*, donde las posibilidades de generar drenaje fluido son menores, pero si es posible que el drenaje fluya hacia la superficie. La mayor cantidad de puntos (41%) se concentraron en niveles *medios* de susceptibilidad, equivalente a un suelo igualmente húmedo, pero donde el drenaje no logra manifestarse en nivel de superficie. Los niveles más *bajos* representaron un 38% de los puntos y se distribuyeron en áreas donde no existe humedad visible.

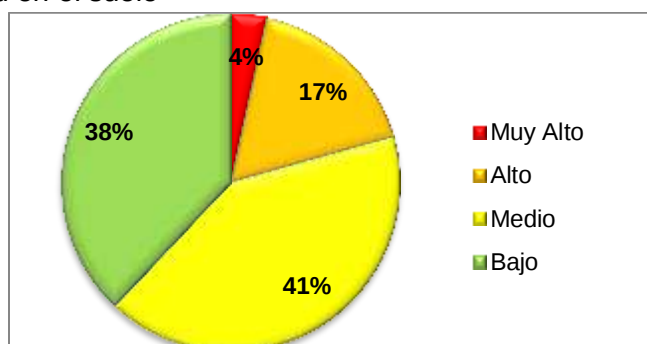
De modo general, se estima que aquellas áreas que poseen mayor humedad retenida en el suelo, son más susceptibles a procesos de remoción en masa, al contrario la susceptibilidad disminuye en el caso de aquellas áreas con menor humedad en el suelo (Carta N°20).

Tabla N°43: Grado de susceptibilidad por REM según rangos de humedad en el suelo

Categoría	Criterio	Peso	Rango	Puntos inventario
<i>Seco</i>	No existe humedad visible	1	BAJO	3-4-5-8-9-10-14-16-17-24-29
<i>Ligeramente Húmedo</i>	Suelo contiene agua, pero ésta no fluye	2	MEDIO	1-2-11-12-13-15-18-19-25-26-27-28
<i>Húmedo</i>	Suelo contiene agua suficiente como para que ésta fluya	3	ALTO	6-20-21-22-23
<i>Muy húmedo o saturado</i>	Suelo contiene agua suficiente para conformar drenaje fluido	4	MUY ALTO	7

Fuente: Elaboración propia.

Figura N°53: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según rangos de humedad en el suelo



Fuente: Elaboración propia.

4.2.3.- Vegetación

(a) Rango de cobertura vegetal

Los rangos de cobertura vegetal obtenidos para el valle las Trancas y Termas de Chillán expusieron áreas con vegetación densa y áreas de escasa o nula vegetación.

La vegetación densa constituida principalmente de árboles nativos centenarios de más de 30 m. de altura, abarcó 40,7 km² centrándose en gran parte en las zonas depositacionales más llanas, la terraza de acumulación, el talud de desprendimiento con exposición sur, sureste y cubriendo casi completamente el “cerro Purgatorio” donde existe una cascada sobre la plataforma de lava.

Figura N°54: Cascada “Paso el Soldado” o “Velo de la Novia” ubicada en el cerro Purgatorio, valle las Trancas

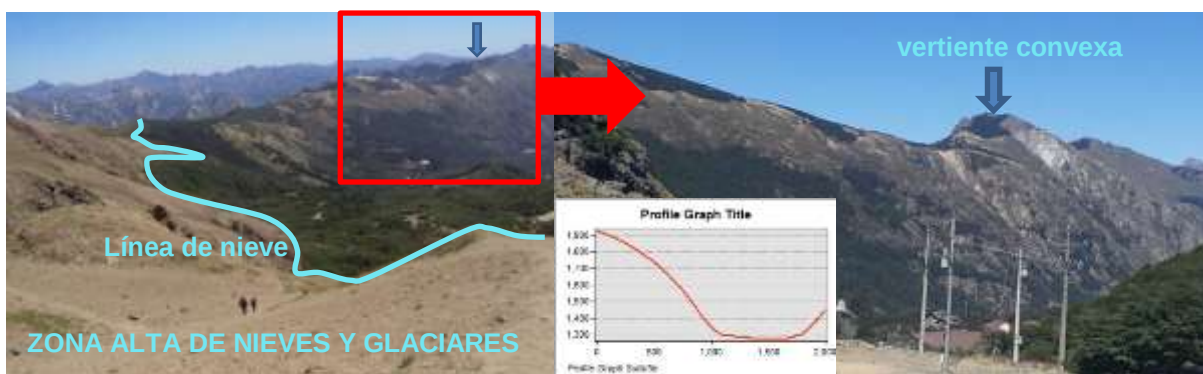


Fuente: Fotografía propia

En la ladera norte que bordea el Renegado, son constantes las caídas y flujos de rocas y detritos, pero además han ocurrido innumerables flujos de nieve que se han movilizad hasta el camino principal. Esta zona, a pesar de estar rodeada de una vegetación densa posible de frenar el proceso, continúa representando una condición de riesgo muy alta, debido a la frecuencia y alcance que han tenido estos eventos (como lo sucedido en la avalancha del 2008 y que dejó un fallecido). En ésta ladera menos expuesta al viento del sur y suroeste, se observan formas menores de erosión, que corresponden a antiguos corredores de avalanchas, hoy colonizados por la vegetación nativa. Debido a su exposición (norte) se encuentra más insolada demostrándose que la vegetación la cubre sólo en algunas partes. En la Figura N°53 se observa claramente la línea de nieve y la línea de árbol, desde ahí hacia arriba sólo existen pequeñas formaciones vegetacionales adaptadas a la acción de la nieve.

La ausencia de vegetación arbórea se manifiesta a partir de los 1.800 m. de altitud, constituyendo uno de los factores que más favorecen al desencadenamiento de avalanchas. Como es posible visualizar en la figura, vertientes mayormente convexas, en pendientes fuertes y con superficies poco rugosas en gran parte de la vertiente, favorecen el deslizamiento de la capa de nieve.

Figura N°55: Línea de nieve y perfil topográfico



Fuente: Elaboración y fotografía propia con fecha 22 y 26 de Enero de 2014.

En la mayor parte del área la vegetación se impone a la consideración típica de dinámica de laderas, existiendo lugares de alta densidad vegetativa en zonas con exposición norte. Lo mismo ocurre con aquellas zonas de escasa o nula vegetación, presentándose grandes áreas descubiertas que están asentadas en zonas de exposición sur y suroeste.

En este sentido la vegetación obtuvo una ponderación mayor como factor condicionante puesto que en el área ésta imperó independiente de la orientación presentada por las laderas.

(a.1) Nivel de susceptibilidad según cobertura vegetal

En la Carta N°18 se observó los niveles de susceptibilidad según la cobertura vegetal. Los niveles más altos se distribuyeron en áreas de escasa o nula cobertura vegetal, lo cual abarcó más del 60% del área, coincidiendo con la unidad de escarpe andino y la parte superior de las vertientes. Los niveles más bajos se distribuyeron en áreas con vegetación densa, representando el 37% del área.

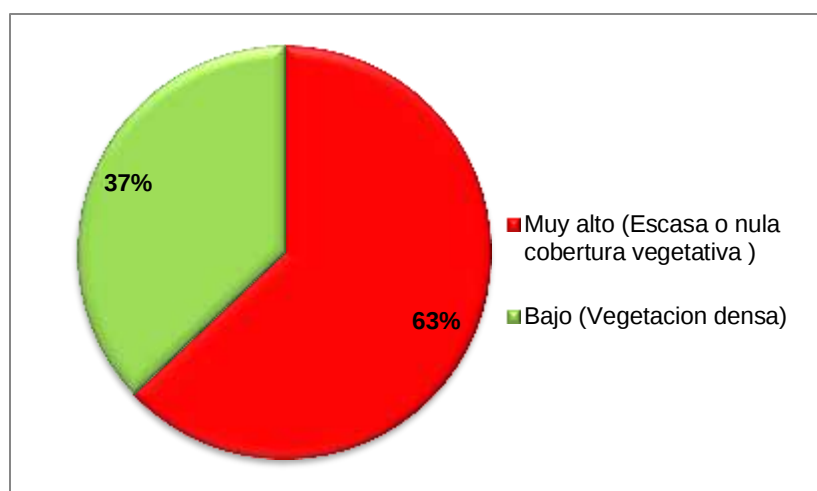
De modo general, se estima que aquellas áreas que poseen mayor cobertura vegetal son menos susceptibles a procesos de remoción en masa, al contrario la susceptibilidad aumenta en el caso de aquellas áreas con menor cobertura vegetativa.

Tabla N°44: Grado de susceptibilidad por REM según rangos de cobertura vegetal

Cobertura vegetal	Criterio	Peso	Rango	Área Km²
<i>Vegetación Densa</i>	Bosque caducifolio con especies nativas de Roble, Coihue, Lenga y Raulí	1	BAJO	40,7
<i>Escasa o nula cobertura vegetativa</i>	En el área no existe cobertura vegetal (roca desnuda) y la poca existente el sólo vegetación herbácea	4	MUY ALTO	69,1

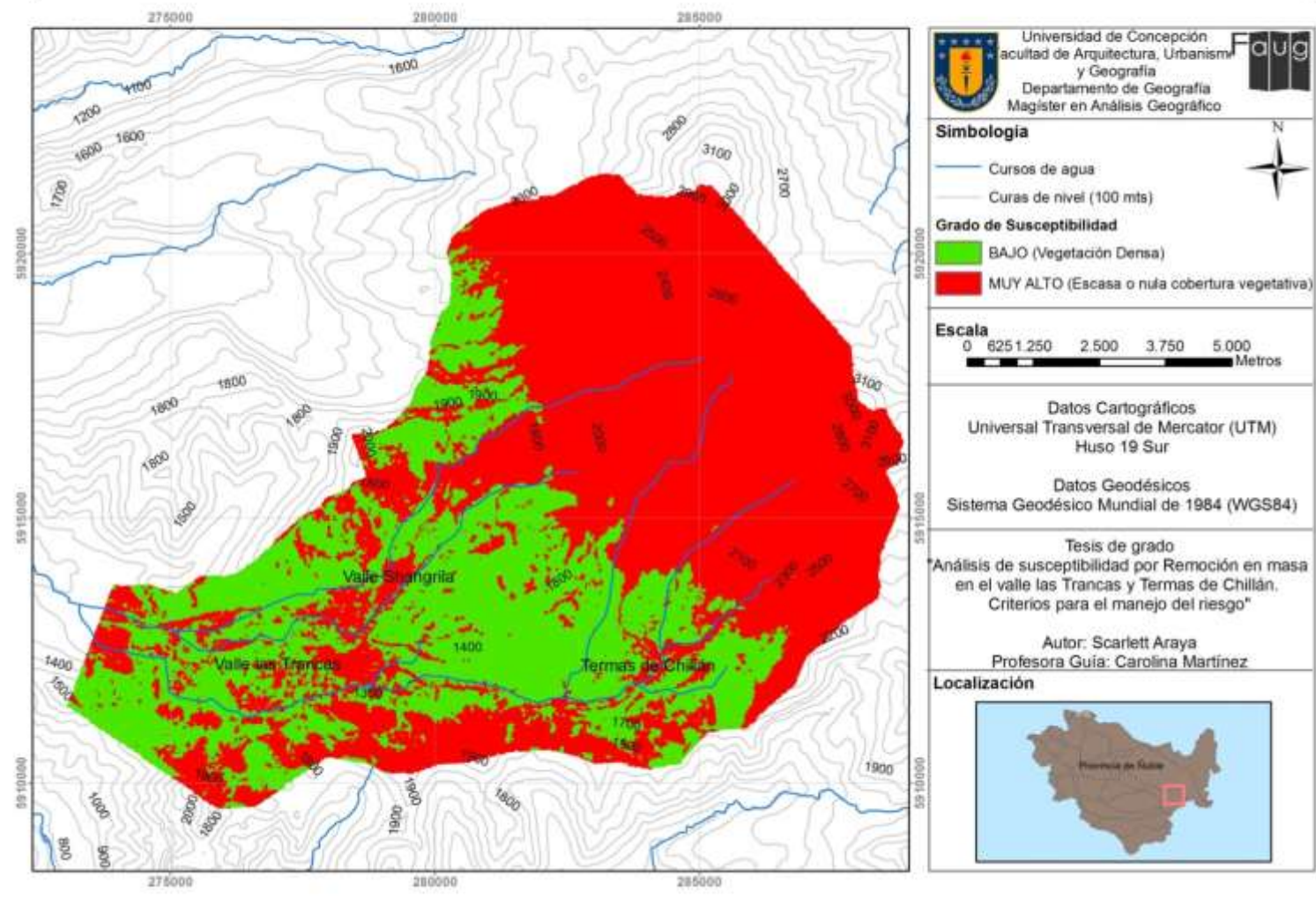
Fuente: Elaboración en base a datos de DGA (2012), Becerra (2003), Fernández – Coppel (2007) y Pfanztel *et al.*, (2008).

Figura N°56: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según rangos de cobertura vegetal



Fuente: Elaboración propia

Carta 15: Grado de Susceptibilidad a Remoción en masa según cobertura vegetal



4.2.4.- Hidrología

(a) Drenes locales y zonas de acumulación del flujo

Los principales drenes locales identificados correspondieron al río Chillán, estero Las Cabras y río Shangrila por el norte y Estero Renegado por el sur.

(a.1) Nivel de susceptibilidad según cercanía a drenes

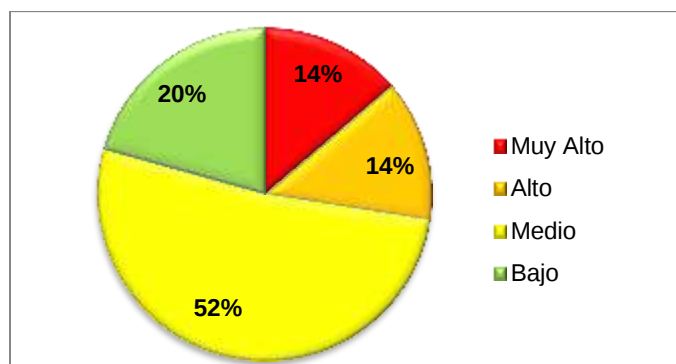
La mayor cantidad de puntos de inventario (52%) se inscribieron dentro de un rango de susceptibilidad *media*, localizándose a una distancia de 200 a 300 metros de drenajes importantes, particularmente del río Renegado y el estero Las Cabras. Un 27% de los puntos representaron niveles *altos* y *muy altos* de susceptibilidad, lo cual revela la mayor cercanía de los puntos en relación al drenaje (menos de 100 metros) en estos se concentraron principalmente en el estero Las Cabras y un flujo intermitente del escarpe andino. El 20% de los puntos inventariados se inscribió dentro de un rango de *baja* susceptibilidad, localizándose a una distancia mayor o igual a 400 metros desde un drenaje. De modo general, se estimó que aquellas áreas que se encuentran más cercanas a un drenaje, son más susceptibles a procesos de remoción en masa, al contrario la susceptibilidad disminuye en el caso de aquellas áreas más alejadas del mismo.

Tabla N°45: Grado de susceptibilidad por REM según cercanía a drenes

Categoría	Criterio	Peso	Rango	Puntos inventario
<i>Muy lejos</i>	Buffer de 500 metros	1	BAJO	4-5-6-15-16-17
<i>Lejos</i>	Buffer de 400 metros			
<i>Medianamente lejos</i>	Buffer de 300 metros	2	MEDIO	11-12-14-29-3-8-9-10-13-18-19-20-23-24-28
<i>Medianamente cerca</i>	Buffer de 200 metros			
<i>Cerca</i>	Buffer de 100 metros	3	ALTO	2-25-26-27
<i>Muy cerca</i>	Buffer de 50 metros	4	MUY ALTO	1-7-21-22

Fuente: Elaboración propia.

Figura N°57: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM según cercanía a drenes



Fuente: Elaboración propia.

4.3.- Zonificación de áreas susceptibles a REM en el valle las Trancas y Termas de Chillán.

De acuerdo a la metodología planteada y a la identificación de los factores físico-naturales condicionantes de procesos de remoción en masa, se obtuvo el Mapa de áreas susceptibles a Remociones en masa (Carta N°16). Ésta permitió conocer cuáles son las zonas más susceptibles en la generación de procesos de remoción en masa de acuerdo a Los factores físico-naturales condicionantes.

Los resultados obtenidos para el valle las Trancas y Termas de Chillán indicaron que un 88% de la superficie presentó condiciones de susceptibilidad media, fuerte y muy fuerte en la generación de movimientos de masas concentrando un 97% de los puntos de inventario.

Nivel de susceptibilidad a REM en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán.

a) Zonas de Susceptibilidad Baja

Estas zonas abarcaron una superficie de 12,5 km². Su emplazamiento ocurre en una unidad geomorfológica estable, la cual presentó una morfología que regula y evita en gran medida el desarrollo de procesos de REM y en donde además los procesos erosivos son nulos o muy leves. La característica fundamental de esta unidad es que presenta una morfometría con pendientes que no sobrepasan los 5°, por lo que su incidencia en la generación de procesos de remoción en masa es baja al actuar sólo como una zona de depositación de materiales. Sin embargo, existe un factor antrópico que condiciona un mayor nivel de inestabilidad como es el caso del asentamiento concentrado en el Valle Las Trancas y en el valle Shangrila que alberga una población de aproximadamente 250 habitantes y unas 560 construcciones.

Esta zona coincidió además con el único punto de inventario con desprendimientos activos. Sin embargo los procesos de remoción en masa más probables están relacionados a flujos de lava y lahares que antiguamente canalizaron por esteros y ríos (zonas de acumulación del flujo) hacia las zonas de menor pendiente.

b) Zonas de Susceptibilidad Media

Estas zonas abarcaron más de la mitad del área (55,7%) con una superficie de 61 km². Esta se caracterizó por localizarse en áreas medianamente inestables, en donde los procesos de remoción en masa son poco frecuentes, debido a las características geomorfológicas y morfométricas que la configuran.

La zona se conformó principalmente en las unidades geomorfológicas de escarpe andino y en menor medida en el valle de depositación, las cuales presentaron condiciones morfométricas menos significativas que las unidades de talud y escarpe. En las cuales se

presentan pendientes que no superan los 15°, con escarpes de inclinación suave y un perfil mayormente rectilíneo debido a la uniformidad del edificio volcánico. Por lo que su incidencia en la generación de procesos de remoción en masa es de carácter moderado al actuar como una pendiente de transporte de masas.

Por otro lado, entre los factores que condicionan un mayor riesgo se encontró que la actividad antrópica desarrollada en los asentamientos distribuidos a pie del escarpe andino, como es el caso de las termas de Chillán y la configuración urbana en zonas ubicadas en la parte baja de la vertiente (talud menguante) han sido fundamentales en el incremento de la vulnerabilidad.

c) Zonas de Susceptibilidad Alta

Estas zonas abarcaron un 26% del área en una superficie de 28,5 km². Su emplazamiento ocurre en áreas de menor estabilidad, en donde los procesos de remoción en masa son más activos.

Según la Carta N°16, la zona se conformó principalmente en las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento norte y sur y parte del escarpe andino, presentando una morfología muy proclive al desarrollo de procesos de REM. Las características de estas unidades son que presentan una morfometría con pendientes mayores a 15°, con escarpes de inclinación pronunciada y un perfil mayormente convexo, lo cual condiciona considerablemente la desestabilización de los materiales dispuestos en la vertiente. Por lo que su incidencia en la generación de procesos de remoción en masa es muy importante, de hecho todos los puntos inventariados se dispusieron en estas unidades con movimientos en estado activo.

d) Zonas de Susceptibilidad Muy Alta

Estas zonas abarcaron un 6,7% del área con una superficie de 7,4 km². Su emplazamiento ocurre en áreas muy inestables, en donde los procesos de remoción en masa son recurrentes.

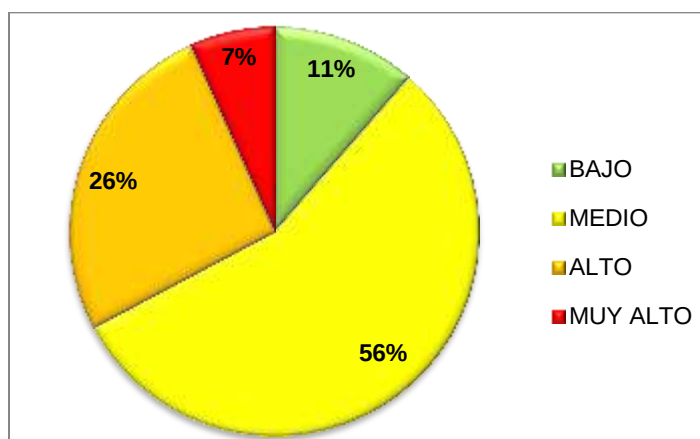
El grado de susceptibilidad está principalmente determinado por las características morfométricas de la vertiente y las unidades geológicas imperantes. Según la Carta N°16, la zona se conformó principalmente en las unidades geomorfológicas de talud de desprendimiento, presentando una morfometría con pendientes mayores a 25°, con escarpes muy pronunciados. Por lo que su incidencia en la generación de procesos de remoción en masa es relevante, concentrando también gran parte de los puntos inventariados con movimientos activos.

Tabla N°46: Grado de Susceptibilidad a REM en Valle Las Trancas y Termas de Chillán.

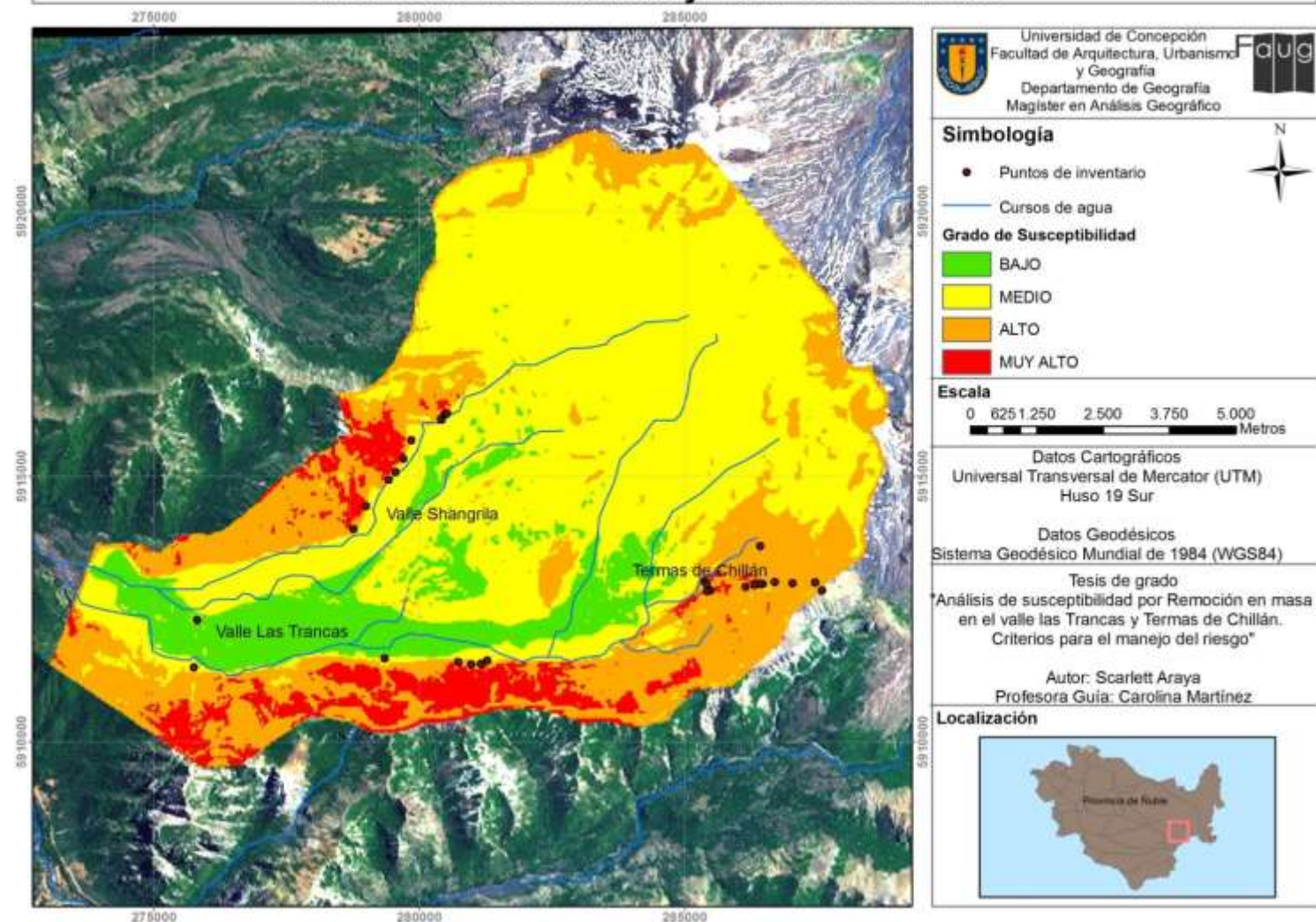
Grado de Susceptibilidad	Superficie (km²)
BAJO	12,5
MEDIO	61
ALTO	28,5
MUY ALTO	7,4

Fuente: Elaboración propia

Figura N°58: Distribución porcentual de los niveles de susceptibilidad a REM



Carta 16: Susceptibilidad a Remociones en masa en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán



CAPÍTULO V. DISCUSION Y RECOMENDACIONES

5.1.- La recurrencia histórica de Remociones en masa y el inventario

Se determinaron 12 eventos históricos de remoción en masa para el periodo que comprende desde la formación del volcán nuevo en 1861 hasta el año 2008. Con ello se estableció que los factores gatillantes más relevantes para este ambiente fueron las precipitaciones, nevazones y erupciones volcánicas. Las precipitaciones son el factor gatillante más común en los procesos de REM relacionados al desplazamiento de frentes cálidos originados en ambientes litorales (Hauser, 2000), y a diferencia de las erupciones volcánicas que inducen procesos de REM acotadas a un área de incidencia específica, éstas no poseen representación concluyente en ambientes concretos. Con lo cual es uno de los factores detonantes más relevantes en los estudios relacionados a los deslizamientos de tierra a nivel mundial. Por ejemplo, en Brasil, especialmente en las zonas urbanas que han prescindido de la cobertura vegetativa, los deslizamientos de tierra son los eventos naturales que causan la mayor cantidad de víctimas. En enero de 2010 se registraron cerca de 600 mm de lluvia en 27 días, lo que provocó deslizamientos de tierra que mataron a 60 personas y dejaron más de 20.000 personas sin hogar. Sólo en el año 2004, se identificaron 562 zonas de riesgo de deslizamientos en la ciudad de Sao Paulo, de los cuales más del 50% fueron evaluados como tener altas o muy altas tasas de riesgo para la población (SVMA y IPT, 2004 en Carvalho *et al.*, 2012). Sin embargo las precipitaciones, como gatillantes de REM sólo representaron un 8% del total de eventos históricos acotadas en el área de estudio. Por el contrario, factores endógenos como las erupciones fueron determinantes en las Remociones en masa, principalmente por estar condicionada por un cordón volcánico activo de gran envergadura.

La información de registros históricos disponibles contabilizan 378 años de actividad eruptiva del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, y consignan al menos 35 erupciones de importancia (Gardeweg, 2002). Históricamente éstas erupciones han sido predominantemente pequeñas, del tipo estromboliana y vulcaniana, con emisión de piroclastos, cenizas y pequeñas coladas de lava de no más de 3 km de longitud (Gardeweg, 2002). Por tal razón, los tipos de remociones identificados en el área y que representan los peligros más recurrentes en el valle las Trancas y Termas de Chillán correspondieron a flujos de lava y flujos laháricos, los cuales representaron un 58% del total de eventos históricos correspondidos. Según Stern (2004) los registros históricos de los últimos 200 años señalan que han sido flujos de lava, caída de cenizas y tefra, flujos piroclásticos y lahares, los principales peligros volcánicos que han afectado la Zona Volcánica Sur, ubicada en el centro y sur de los Andes de Chile.

Los flujos laháricos son uno de los peligros de mayor recurrencia y potencial destructivo. Se encuentran en constante evolución debido a la variación en el aporte de precipitaciones, los derretimientos de hielo y nieve en primavera y la refundición de los glaciares. Un lahar es un flujo de lodo que resulta de la interacción entre rocas volcánicas sueltas y agua en las laderas de los volcanes causados por el derretimiento de la nieve y

el hielo durante las erupciones y el avance de los lagos de cráter, estos son eventos de remoción en masa que se desencadenan por un evento fluvial. (Mouri *et al.*, 2014). Según Pierson y Scott (1985) el agua que forma parte de los lahares proviene o del derretimiento de hielo y nieve, intensas lluvias o roturas de diques de lagos que se forman en los glaciares o en el cráter mismo del volcán. Durante su descenso, es capaz de experimentar transformaciones, desde flujo de detritos a flujos hiperconcentrados y estos a flujos diluidos, formados principalmente por agua. En general son originados por corrientes de barro derivadas de flujo de agua de carácter violento, producto de súbitos derretimientos de nieve ocasionados por la actividad volcánica (Morales, 2003). En promedio, los lahares transportan dos veces el volumen de agua en sedimentos (Gardeweg, 2002). Los lahares representaron el 50% de los eventos históricos relacionados a fases eruptivas en el CVNCH. Según Stern (2004) desde el año 1532 más de 25.000 personas han muerto como consecuencia de más de 600 erupciones con registro histórico, la mayoría de ellos debido a flujos laháricos ocurridos en la Zona Volcánica Sur (ZVS). No obstante Neall (1976) acentúa que la mayor pérdida de vidas causada por los lahares en tiempos históricos se ha limitado en gran medida a la región circum-Pacífico y más particularmente a Japón (> 11.650 muertos), Indonesia (> 9.300 muertos) y Centroamérica (> 1.300 muertos), siendo los más destructivos aquellos lahares que exigen la liberación repentina de grandes cantidades de agua de los lagos de cráter o de los lagos subglaciales y los que resultan de los flujos piroclásticos. Por otra parte, los más comunes y a la vez los menos devastadores son aquellos generados por precipitaciones, este tipo de procesos ocurren con mayor frecuencia en las regiones tropicales.

En el CVNCH los flujos laháricos recientes pueden ser atribuidos al rápido retroceso del glaciar, cuyo volumen actual se estima en $25,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ equivalentes a $20,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua (Gardeweg, 2002). El glaciar de los Nevados de Chillán, ha mantenido un decrecimiento progresivo en los últimos años, éste ha reducido su superficie en un 48% en el periodo 1989-2003, disminuyendo a una superficie de 2.4 km^2 en el año 2003, con lo que se estima que el volumen máximo de futuros flujos laháricos también se verá disminuido con los años (Zenteno, Ribera, y García, 2004). Según el centro estudios Científicos (2013), la superficie glaciar existente se encuentra sobre un volcán activo. Éste ha perdido 11 km^2 de área entre 1976 y 2004, en parte por la actividad del Volcán Chillán. No obstante procesos como el calentamiento global también están provocando una reducción de las dimensiones de los glaciares (Oerlemans y Fortuin, 1992). Y una mayor frecuencia y magnitud de la precipitación pesada (Fowler y Hennessy, 1995., IPCC, 2007 en Crozier, 2010), lo cual profundizará los movimientos de masas en el futuro (IPCC, 2001).

La mayoría de las cadenas montañosas de todo el mundo han sido investigadas por especialistas en geomorfología glacial, ya sea directamente en el campo o mediante teledetección, enfatizando en la necesidad de conocer más acerca de las variaciones de los glaciares. Prasicek *et al.*, (2014) probaron un nuevo método para identificar automáticamente los glaciares existente en paisajes de montaña, para ello se basaron en

el análisis digital de la superficie terrestre combinando múltiples indicadores de terreno glacial para la detección automática de los cambios más sutiles en la morfología del valle y para el cálculo de un "índice de glaciabilidad", lo cual es fundamental en la comprensión de las variaciones climáticas y en la transformación del paisaje. Según Barnett *et al.*, (2005) todos los modelos climáticos predicen actualmente una tendencia al calentamiento cerca de la superficie bajo la influencia de los crecientes niveles de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Lo cual explica en gran parte el rápido retroceso de los glaciares de todo el mundo. En Sudamérica, la mayoría de los estudios corresponden a aproximaciones acotadas a la sección Austral de la Cordillera de los Andes (Garín, 1987., Rivera *et al.*, 2000). Particularmente en Chile se han inventariado 1751 glaciares, para aquellos ubicados entre los 30° a 55° latitud Sur, equivalente al 5,7% del total mundial, con una superficie total de 22,066 km² (Rivera *et al.*, 2002). Estos glaciares han mostrado una tendencia de retroceso durante el siglo XX en la macrozona central (Rivera y Acuña, 1997), lo cual se ha relacionado con cambios en las temperaturas y en las precipitaciones (Rosenblüth *et al.*, 1997).

Algunos estudios recientes sobre lahares en el CVNCH (Ramos, 2012) describen estos eventos de REM como procesos altamente complejos y dinámicos, especialmente en el Subcomplejo Las Termas ubicado al sur del complejo, el cual ha registrado eventos de mayor magnitud. Por el contrario, las erupciones históricas del Subcomplejo Cerro Blanco han generado lahares de menor longitud, debido a la mayor recurrencia y menor intensidad de sus ciclos eruptivos.

Se estima que la recurrencia de formación de lahares es cercana a la de los eventos eruptivos, esto es 1 cada 10-26 años (Gardeweg, 2002). Dixon *et al.*, (1999) reconocieron extensos depósitos laháricos de lavas emitidas desde el subcomplejo Las Termas y que fluían por los valles del río Chillán, el estero Shangrila y el río Renegado. En este último se registran los lahares más recientes (300-400 años) junto con el de 1861, provocado por la erupción del volcán Santa Gertrudis y que además movilizó flujos de detritos laminares de hasta 22 km de longitud por el valle del río Chillán (Gardeweg, 2002). El flujo lahárico existente en el valle Shangrila fue descrito como flujo hiperconcentrado no cohesivo, de materiales muy diluidos y que tiene como origen las corrientes de agua debido al rápido derretimiento de la nieve que ha incorporado sedimentos piroclásticos. Mouri *et al.*, (2014) creen que los sedimentos transportados a los cauces de los ríos en el terreno montañoso volcánico están fuertemente influenciada por las condiciones climáticas, sobre todo cuando las precipitaciones intensas y cálidas crean corrientes de lodo debido a los derretimientos de nieve. Con lo cual estos sedimentos ya depositados pueden ser retransportados nuevamente por un eventual flujo lahárico.

El lahar que bordea el río Renegado en el valle las Trancas, tuvo su origen en flujos de detritos laminares y crecidas de detritos en fase de inundación, generados por la fusión rápida de nieve-hielo, que incorporó sedimentos de la ladera del volcán y del fondo del valle, constatando grandes bloques y bolones que se acoplan instantáneamente a la

matriz de suelo. Ramos (2012) constató una importante cantidad de material limo-arcilloso en comparación con los depósitos de los otros esteros.

Todos los lahares del área tienen en común la orientación del flujo, acusando un gran riesgo ya que hacia el oeste del complejo se aglutinan los principales centros poblados. De hecho en el sector de Las Trancas residen 223 habitantes y se concentran casi 500 construcciones, 346 viviendas, de las cuales 321 son particulares y 25 colectivas (Censo de 2002).

Por otra parte las coladas de lava imponen una amenaza menor en comparación a los lahares, ya que a pesar de lo exhibido en la carta geológica del área donde se muestran flujos de lava (lavas Pincheira) que alcanzaron 30-35 km de longitud en tiempos cuaternarios (Pleistoceno medio) en tiempos recientes se ha comprobado que el CVNCH ha emitido un reducido número de lavas, de menos de 3 km de extensión (Gardeweg, 2002). Los flujos de andesita viscosos que componen estas lavas, se mueven sólo unos pocos kilómetros por hora y rara vez se extienden más de 8 km (Servicio Geológico de Estados Unidos, 2013 disponible *on line*). Lo cual explicaría el bajo alcance de las lavas en comparación a los procesos anteriormente descritos.

Las avalanchas de nieve representaron un 33% de los registros históricos y corresponden a uno de los peligros más frecuentes en el área. Teniendo representación tanto en grandes movimientos de masas (perceptibles y registrables) como en movimientos acotados y de difícil registro (debido entre otras cosas a la baja magnitud del evento y su localización en zonas aislados y de baja afluencia). De igual forma muchos de los procesos de caídas y desprendimientos identificados en el área y que representaron un 48,2% de los puntos de inventario, fueron fenómenos difícilmente perceptibles para la población, ya que la mayoría estuvo dispuesto en zonas de difícil acceso. Imponiendo una amenaza localizada debido a su limitada área de influencia. No obstante, otros procesos como avalanchas, flujos aluvionales, flujos de lavas y lahares alcanzan generalmente áreas más extensas y pueden resultar en una gran pérdida de vidas humanas e infraestructura en general debido a su amplio radio de influencia.

5.2.- Los factores físico-naturales que condicionan el desarrollo de remociones en masa en el valle de Las Trancas y las Termas de Chillán.

Dentro de los factores físico-naturales condicionantes de procesos de REM el componente morfométrico resultó ser uno de los factores que mejor explica la susceptibilidad en el Valle Las Trancas y Termas de Chillán. Estudios anteriores han concluido que este factor es uno de los de mayor incidencia en la generación de procesos de remoción en masa. Así lo comprueban estudios realizados en la zona andina y preandina de la Región Metropolitana (Lara, 2007, Naranjo y Varela, 1996, Carrasco, 2000, Sepúlveda, 1998, Rebolledo *et al.*, 2000, Rauld, 2002, Muñoz, 1990) quienes establecen que la diversidad morfométrica de la pendiente (ángulos altos de pendientes) y la geomorfología, han sido los factores más necesarios en la generación de estos

procesos. En este sentido, Lambe y Whitman (1972), enfatizaron en el ángulo de fricción interno de los materiales. De este modo, si un talud supera el ángulo de fricción interno, las condiciones de inestabilidad aumentan y por tanto, la susceptibilidad de los materiales. Hauser (2007) en un estudio realizado para el Proyecto Central Hidroeléctrica Ñuble sobre los riesgos aluvionales en el cerro Alico (ubicada a unos 40 km del área, también en una zona andina), comprobó que el alto grado de pendiente es el principal factor que explica la movilización de los materiales. Lo anterior, concuerda con los resultados obtenidos, los cuales explican la relación existente entre estos procesos y las pendientes. Donde a mayor pendiente, más inestable se vuelve el material y mayor es la susceptibilidad a generar movimientos de masas. Moreiras (2009) avala esta condición, en cuanto mayor es el grado de pendiente mayor la posibilidad de inestabilidad de las mismas.

Del trabajo realizado en terreno y de los resultados obtenidos en el inventario de procesos se estableció que en pendientes mayores a 25° , las cuales estuvieron presentes en el 18% del área, los procesos de remoción en masa presentaron mayor actividad, esto indicó que el factor morfométrico jugó un papel importante en la inestabilidad de la vertiente de toda el área, en especial en aquellos puntos cercanos al talud de desprendimiento y el escarpe de la plataforma de lavas. Comprobándose la hipótesis número 1, donde pendientes superiores a 20° comprometerían condiciones de inestabilidad en laderas, por tanto, podrían desencadenar algún tipo de remoción en masa. Por otro lado, los procesos de REM asociados a pendientes suaves y moderadas (menores a 20°) tuvieron poca significancia en los movimientos señalados como activos. Se presentó además una relación inversamente proporcional entre superficie y pendiente (desde los 25°). Esto es que a mayor grado de inclinación de la pendiente menor es la superficie capaz de abarcar.

Las geoformas también fueron un patrón significativo en la ocurrencia de procesos de REM. En relación a la unidad geomorfológica de escarpe andino y del edificio volcánico, uno de los procesos de movimientos de masas más relevantes estuvo representado por las avalanchas de nieve, tipificado como flujo debido a su comportamiento. Los flujos de nieve forman parte de procesos geomorfológicos característicos de los ambientes de montaña y abarcan una superficie importante considerando que su desarrollo ocurre principalmente en las unidades de mayor extensión. En su desarrollo intervienen factores relacionados a la cantidad de nieve caída, lo cual es intrínsecamente coherente con la estacionalidad. La presencia de nieve estacional en el edificio volcánico incrementa la probabilidad de generación de lahares durante eventos eruptivos. Los mayores espesores de nieve se registran entre Agosto y Octubre (1,20 y 1,50 m) (Gardeweg, 2002), coincidiendo con el periodo activo de avalanchas. Sin embargo éstas ya comienzan a manifestarse desde fines de otoño. Así quedó comprobado recientemente cuando el frente de mal tiempo que afectó la zona centro y sur del Chile provocó intensas nevazones, generando avalanchas de nieve de hasta 4 metros de altura y con ello el aislamiento de más de 80 personas en las termas (Pradenas, 2014), los cuales aumentaron a 150 en los días posteriores, registrándose seis avalanchas considerables (Chávez, 2014).

La morfometría es además un factor agregado, según Peña Monné (2000) los valores de pendiente más favorables al desencadenamiento de aludes de nieve, consideran necesaria una inclinación de al menos 28° para que la componente longitudinal del peso de la nieve supere las fuerzas de resistencia. Sin embargo, incluso en pendientes moderadas (5°-15°) y fuertes (15°-25°) se han registrado este tipo de procesos (especialmente en las canchas de esquí), aunque con características menos violentas. Lo anterior se explicaría por el colapso debido al peso acumulado del material más que por el componente morfométrico propiamente tal. Por otro lado, en pendientes muy escarpadas, superiores a los 45° de inclinación la acumulación de nieve es menor que en laderas de menor pendiente, sobretodo si la superficie carece de rugosidad, en donde el peligro de avalanchas de nieve disminuye considerablemente. En el caso específico de deslizamientos de tierra, algunos estudios recientes han demostrado que la rugosidad de la superficie puede ser utilizado con éxito para delinear características de los deslizamientos, para analizar la actividad de deslizamientos pasados o para crear mapas de deslizamientos activos (McKean y Roering, 2004, Van Den Eeckhaut *et al.*, 2005, Booth *et al.*, 2009 en Berti *et al.*, 2013).

La principal característica del eskarpe altoandino y el edificio volcánico es que debido a su morfología es la segunda formación de mayor injerencia antrópica después del valle de depositación fluvio-glacio-volcánico debido a las actividades de montaña practicadas durante todo el año, especialmente en invierno, cuando se habilitan las canchas de esquí. En cuanto a la identificación de procesos de remoción en masa, esta unidad se caracterizó por presentar procesos activos de caídas en aquellos sectores donde el grado de pendiente es elevada, acompañada de avalanchas de nieve y flujos de detritos volcánicos intermitentes. Junto con la unidad de talud de desprendimiento abarcaron 78 km² congregando la totalidad de eventos de Remoción en masa identificados en terreno. Los eventos de REM menos recurrentes acontecieron en la unidad del valle de depositación fluvio-glacio-volcánico que sólo presentó un punto de inventario en sus más de 20 km². Sin embargo continúa siendo la unidad de mayor injerencia antrópica, concentrando con ello los más elevados niveles de riesgo. En él se observan secuencias de depósitos no consolidados de hasta 100 m o más de espesor, donde dominan depósitos laháricos, aluviales, fluviales y piroclásticos. La existencia de depósitos coluviales y aluviales fueron datados del Holoceno (Naranjo *et al.*, 2008) y se componen de acumulaciones clastosoportadas, mal seleccionadas de gravas y bloques, y depósitos aluviales de gravas, arenas y barro que fueron transportados por gravedad y por el agua y que actualmente están asentados en la parte más oriental del valle las trancas.

Otro factor determinante a influir en la evaluación final de la susceptibilidad fue la litología. Ésta es definida como una de las variables más importantes debido a que las propiedades físicas y geotécnicas de la roca determinarán el comportamiento tenso-deformacional y con ello su estabilidad. Yagi *et al.*, (2007) encontraron una fuerte relación entre la ocurrencia de deslizamientos de tierra causados por el terremoto de 2004 en Japón y los factores geológicos y geomorfológicos (pendiente y orientación). Para Becerra (2003), la geología es la condición que determina y mantiene el estado de los movimientos de masas sobre la

base del tipo de litología que presente un sector determinado. Los resultados obtenidos por Arlegui (2013) quien creó un modelo de gestión de riesgo a REM en la zona central, avalan esta condición y explica que en zonas donde existen depósitos volcanoclásticos finos (ceniza) con presencia de rocas fuertemente alteradas, y abundantes fragmentos y zonas de fallas y/o cercanía a epicentros que suscitan la actividad volcánica y sísmica, desarrollan una estructura geológica frágil y compleja creando un ambiente más susceptible.

Según Gajardo (1981) hacia la cordillera andina toman importancia las rocas cretácicas representadas por potentes secuencias volcano-sedimentarias de la formación Río Blanco y Cura Mallín. Esta formación fue definida por González y Vergara (1962) como una sucesión subhorizontal, con un leve manteo hacia el oeste, de rocas piroclásticas, sedimentitas clásticas y coladas de lavas subordinadas de composición intermedia (Muñoz y Niemeyer, 1984). Sobre la cual se disponen, discordantemente, potentes coladas de lavas andesítico-basálticas atribuidas al plioceno-Pleistoceno, además de la presencia de depósitos morrénicos y glacialacustres. Éstas últimas se encuentran depositadas hacia al sureste del complejo (en las faldas del volcán Chillán), parecen ser muy recientes y presentan cordones frontales del actual glacial en retroceso (Naranjo *et al.*, 2008). Otro basamento importante lo constituye el Batolito Andino (Santa Gertrudis Bullileo) el cual ha ocupado la mayor superficie en el área. Sobre él se han depositado varias formaciones volcánicas, aflorando particularmente en la ladera de exposición sur, la cual ha sido erosionada intensamente, condiéndose con la gran cantidad de puntos de recurrencia en estado activo. Según (Gonzales y Vergara, 1962) Las rocas más antiguas del sector corresponden a ésta formación de edad secundaria superior y/o terciario inferior con rocas plutónicas cuyas características petrográficas varían entre tonalitas y granodioritas. Junto a esta formación, aflora otra menos antigua, de carácter volcánico llamada formación Cola de Zorro, de edad terciaria superior y/o cuaternario inferior, (constituidas por volcanitas de carácter andesítico-basáltico, (Gonzales y Vergara, 1962). Se presenta mayormente en la parte alta de la ladera de exposición norte (entre el valle las Trancas y el sector aserradero). Fue definida por González y Vergara (1962) y está formada por lavas y rocas piroclásticas con composición predominantemente andesíticas. Esta unidad tiene una edad pliocena tardía-pleistocena a partir de datos radiométricos aportados por Muñoz y Niemeyer (1984). Sobre esta se encuentran las lavas de edad cuaternaria, que se depositaron en varias fases, y corresponden a las últimas manifestaciones del volcanismo activo.

Las condiciones litológicas presentaron un gran contraste, mientras en la ladera sur predominan los materiales cristalinos, en la ladera norte predominan los volcánicos. Estos materiales están representados por coladas de lava y material piroclástico (Municipalidad de Chillán, 1971).

Las rocas expuestas presentaron evidentes signos de meteorización, lo cual estuvo condicionado fuertemente por la altura. Además existió una vasta superficie de suelos gruesos altamente permeables y porosos como arenas hidrófilas y gravas que favorecieron la infiltración y disminuyeron las posibilidades de generar movimientos de masas en superficie, ratificando lo establecido en la hipótesis número 4. No obstante es importante

considerar la cantidad de agua incorporada en el material, lo cual determinará su comportamiento. La arena debe ser cohesiva hasta el grado de que tenga suficiente unión, una vez que supera esta condición se satura y se vuelve más fácil de movilizar. De igual manera, suelos con alto contenido de arcillas hidrófilas que saturan con lluvia son más fácilmente movilizadas por la acción de la gravedad (Mardones, 2001). Sin embargo la reducida fracción de suelos impermeables y de granulometría fina hallados en el área no permitió corroborar a cabalidad la hipótesis, debido a que ésta no fue una condición suficiente para explicar el aumento de la susceptibilidad en el área.

Como se hizo referencia en los resultados de granulometría, los suelos limosos del tipo “trumaos” tiene su origen en la meteorización y alteración de depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas). Los suelos trumaos existentes en el área se constituyeron por limos con algo de arena. Se trata de materiales carentes de estratificación, sueltos muy porosos, pulverulentos cuando secos, algo plásticos y con algo de humedad. Ramos (2012) explica que prácticamente todas las muestras presentan escaso material limo-arcilloso, en donde los porcentaje de arcilla sobre el total de la fracción arena-limo-arcilla es $<2\%$. Las muestras del estero Las Cabras y del sector proximal del estero Rengado presentan una mayor fracción de limo (entre 1-2%), en cambio las muestras del estero Shangrila tienen una fracción de limo cercana al 0%, permitiendo clasificar a estos últimos como depósitos de flujos no-cohesivos. De hecho de las muestras realizadas por Ramos (2012), el 23% estaba compuesto por suelos del tipo limo-arcillosos y, bajo este mismo análisis, el 77% correspondían a suelos del tipo arenoso, clasificados como clases texturales de menor susceptibilidad debido a que son materiales que desfavorecen el escurrimiento superficial, disminuyendo con ello la probabilidad de arrastrar otros materiales dispuestos en superficie.

En cuanto al grado de exposición identificado en los puntos de inventario, se observó que el 44,8% de los eventos coincidieron con zonas de exposición Norte y Sur. Esta última concentró más de la mitad de los eventos por lo que se rechaza la hipótesis número 3 en cuanto a que las pendientes de exposición norte no siempre son las más proclives a desencadenar fenómenos por remociones en masa. Igualmente si se agruparan todas las laderas de exposición norte, noreste, noroeste serían significativamente menores (31%) a las de exposición sur, sureste y suroeste que concentran la misma cantidad de eventos que los mencionados en norte y sur (44,8%). Lo anterior sugiere una revisión en la asignación de los criterios para la evaluación final de la susceptibilidad a REM en el área.

El grado de cobertura vegetal como factor condicionante cumplió un papel menor en la generación de procesos de remoción en masa, representando sólo un 4% de la ponderación final de la susceptibilidad. Moreiras (2009) explica que la orientación de las laderas es un factor incidente en la inestabilidad de las pendientes porque está relacionada a mayor o menor insolación o radiación solar y con ello condiciona la presencia de mayor o menor vegetación. Sin embargo, la vegetación no estuvo condicionada por la exposición de la ladera, hallándose zonas de fuerte insolación que de igual forma presentaron un amplio desarrollo de la cobertura vegetal. *A priori*, Ambos factores fueron los menos relevantes como elemento necesario a considerar en un proceso de REM. Sin embargo según los resultados obtenidos, la vegetación tuvo un

grado de importancia mayor a la aludida en lo que respecta la estabilización de los movimientos. Sólo en los procesos de deslizamientos (los cuales representan la menor recurrencia en el área de estudio) la vegetación resultó ser un factor negativo. Selby (1993 en Arlegui, 2013) explica que la vegetación tiende a afirmar el suelo con las raíces, y a succionar el agua evitando la saturación del suelo, sin embargo, esta condición no es válida para zonas del país con clima lluvioso, ya que la vegetación al succionar el agua, también, satura el suelo, y esto provocaría un proceso de movimiento en masa. Según Oyagi (1984 en Corominas, 2002) a mayor área se asocia mayor cantidad de agua infiltrada y más posibilidad de deslizamientos. Frente a esta explicación, es posible indicar, a modo hipotético, que el área exhibida no presentaría grandes deslizamientos debido en parte a estar considerada como una cuenca relativamente pequeña (100 km²). Para Prieto (1985) la estabilidad dada por la vegetación está fuertemente condicionada por el efecto clima y topografía, pues, si el lugar sufre por fuertes vientos y la pendiente es fuerte, los árboles remueven el terreno provocando su desestabilización. Recordado es el tifón Morakot, el cual indujo una lluvia acumulada de 1,676 mm provocando el catastrófico alud en el sur de Taiwán el 9 de agosto 2009 y que provocó la muerte de más de 400 personas (Tsou *et al.*, 2011).

Por otra parte, gracias a la alta densidad vegetacional exhibida en el área (40,7 km²) es que el 24% de los eventos se encuentran actualmente estabilizados, a pesar de encontrarse en áreas de pendientes elevadas. Lo anterior permite corroborar la hipótesis número 2 donde la existencia de una cobertura vegetal densa propiciará condiciones de estabilidad en las laderas, operando como agente estabilizador de masas superficiales e impidiendo el desarrollo de fenómenos por REM. De hecho la mayoría de los procesos identificados como activos se dieron bajo condiciones de baja o nula vegetación, especialmente las caídas y desprendimientos de roca y detritos. Demostrándose que la cobertura vegetal como factor condicionante de procesos de remoción en masa tiene una alta incidencia en la ocurrencia de estos procesos, a diferencia de la exposición. Y que ésta ha influido notablemente en los procesos de estabilización reciente. Lo cual se ajusta con los rangos asignados para la evaluación de factores físico-naturales condicionantes de la susceptibilidad a REM en el área.

Del trabajo realizado en terreno y de los resultados obtenidos en el inventario de procesos se comprobó que los procesos de caídas dependen fuertemente del grado de cobertura vegetal, así también de la rugosidad, la cual ofrece un mejor anclaje para los materiales (rocas, tierra, detritos, nieve) disminuyendo el peligro de transporte de materiales por las laderas. Es por esta razón, que en el valle las Trancas y Termas de Chillán los procesos de caídas y desprendimientos de roca o detrito fueron los procesos en estado activo más recurrentes en zonas sin cobertura vegetal. Se observó además que la mayor cantidad de procesos, independientemente de su estado, se desarrolló bajo estas mismas condiciones, proporcionando niveles muy altos de susceptibilidad a REM, lo que indicó que la cobertura vegetal como factor condicionante de procesos de remoción en masa tiene una alta incidencia en la ocurrencia de estos procesos, a diferencia de la exposición. Según Greenway (1987) la densidad de vegetación tiene una influencia doble en la

estabilidad de los depósitos superficiales, por un lado hidrológica (capacidad de infiltración en el suelo, humedad del suelo, nivel de agua subterránea) y por otro, mecánica (la resistencia ofrecida por el desarrollo radicular). Sin embargo, el estado de la vegetación es regular, ya que es posible encontrar árboles sobremaduros y enfermos. También la regeneración natural es lenta y la influencia antrópica es también apreciable ya que en el valle se ha efectuado una tala parcial de árboles, incluso de renovales. En varios lugares permanece un buen número de tocones como testimonio (Municipalidad de Chillán, 1971).

Actualmente se está llevando a cabo el proyecto EPIC (Ecosistemas para la protección de infraestructura y comunidades) que tiene entre sus objetivos analizar cómo las formaciones vegetacionales ofrecen protección contra las avalanchas de nieve y lodo. Y de este modo aportar con nuevas prácticas para el manejo y la conservación de los bosques en el área. Este estudio será desarrollado por el Instituto Federal Suizo de Investigaciones sobre la Nieve y las Avalanchas y es financiado por la Iniciativa Internacional del Clima (ICI) del Ministerio Federal de Medio Ambiente, Conservación de la Naturaleza y Seguridad Nuclear (BMU) de Alemania. Lo cual es un gran avance en tema de reducción de riesgos de desastres al extender la temática e integrarla en la planificación del desarrollo a nivel nacional y local.

5.3.- La zonificación de las áreas susceptibles a procesos de remoción en masa

La configuración de los procesos de REM se enmarca dentro de un contexto delimitado por secuencias espacio temporales y por tanto la estacionalidad es un elemento importante a considerar dentro de la evaluación de la susceptibilidad final ya que ésta permite obtener una revisión general sobre el periodo de mayor frecuencia para cada tipología de REM. La distribución de los eventos según la variable estacional es compleja ya que implica identificar minuciosamente el comportamiento de cada tipología de remoción en masa de acuerdo a patrones estacionales y aspectos relacionados a factores exógenos e hidrometeorológicos.

Tras la verificación de los puntos de recurrencia, eventos históricos y los relatos obtenidos de los pobladores se logró establecer que el periodo de mayor recurrencia de procesos de remoción en masa en general estuvo enmarcado por una variable atemporal. Lo cual quiere decir que en éste ambiente volcánico-montañoso los procesos ocurren o son probables de ocurrir durante cualquier época. Sobre todo aquellos procesos activados por erupciones volcánicas como flujos de lava y lahares. A pesar de esto, existe consenso en tipificar las caídas, derrumbes y desprendimientos con mayor activación en periodo estival, o sea cuando los materiales se presentan secos y la presencia de lluvias y de nieve es mínima. Esto se explica en parte porque el peso que ejerce la nieve en superficie retiene y resguarda los materiales más inestables. Castro *et al.*, (2010) señalan que los peligros hidrometeorológicos se desencadenan con lluvias invernales intensas de carácter frontal, que provocan inundaciones y flujos aluvionales en las quebradas y cauces que habitualmente permanecen secos e inactivos. Hauser (1985) manifiesta que las características mecánicas tanto de los suelos superficiales como de las rocas que

experimentan resecamiento por ausencia de lluvias, generan un microfracturamiento superficial propicio para la generación de flujos ante la presencia de lluvias repentinas e intensas. Así explicitado y desprendiéndose el supuesto de una relación entre recurrencia histórica y periodo de precipitaciones son las estaciones de otoño e invierno, las que presentan mayor probabilidad de generar flujos aluvionales, avalanchas de nieve y deslizamientos de tierras.

Según los elementos reconocidos durante el trabajo de campo y de los registros históricos analizados fueron las precipitaciones y el volcanismo las energías detonantes de mayor impronta en los procesos de REM reconocidos en el área. Los niveles de susceptibilidad, según el estado de actividad de los procesos inventariados, además de la recurrencia de cada proceso en el tiempo, permitió observar que en el futuro se producirán eventos de menor o mayor magnitud, sobre todo en aquellas áreas donde se mantienen con estados de movimiento activo. El pasado es una guía para el futuro, por lo que las zonas que han sufrido deslizamientos en el pasado son propensas a experimentar deslizamientos en el futuro (Fell *et al.*, 2008).

El sector pre andino correspondiente al valle las Trancas se impone como una barrera orográfica para a la entrada de frentes de mal tiempo, donde las masas se ven exigidas a ascender y las precipitaciones aumentan en intensidad, concentrándose en sectores delimitados, en un periodo breve de tiempo. Las precipitaciones son el principal factor gatillante de procesos de REM (Garreaud (1993), García (2000), Hauser (1985), Hauser (1993), Hauser (1997), Lara *et al.*, (2006), Montecinos (1998), Padilla (2006), Sepúlveda (2000). Según Lara (2007) precipitaciones de poca intensidad en periodos prolongados de tiempo y precipitaciones de gran intensidad en periodos cortos de tiempo podrían desencadenar eventos de remociones en masa en zonas donde el escenario sea favorable para ello. Hauser (1985) estableció umbrales de precipitación para zonas preandinas, donde 60 mm/días serían suficientes para desencadenar procesos de REM en periodo estival. El mecanismo de activación es la lluvia intensa que produce una rápida saturación de la superficie coluvial del suelo permeable que recubre las rocas basales impermeables (Castro *et al.*, 2010). Se cree que también en suelos hidrófilos como las arenas volcánicas aledañas al CVNCH se produciría una rápida saturación del suelo, acentuando el transporte y desestabilización de los materiales. Actualmente el Dr. Sergio Sepúlveda de la Universidad de Chile, es líder a nivel latinoamericano en deslizamientos de tierra y está poniendo a prueba una serie de suelos volcánicos de Chile para entender los procesos de transporte de masas en ambientes volcánicos.

Estudios orientados a determinar la relación entre eventos de REM con el fenómeno climático el Niño han sido concluyentes (García, 2000). Se han cuantificado numerosos eventos en donde el aumento repentino de las precipitaciones (picks pluviométricos) y el ascenso de la isoterma 0° han provocado movimientos de masas importantes. Zonas altas acostumbradas a recibir precipitaciones sólidas deben soportar una gran carga pluvial en forma líquida (agua), la cual posee una temperatura mayor, provocando el derretimiento de hielos y nieves y con ello el desencadenamiento de flujos aluvionales, de detrito, roca y

barro. Recordado es el caso de los aluviones de Macul y San Ramón en mayo de 1993 donde producto de la anormal ubicación de la isoterma 0° (sobre los 4.000 m.s.n.m.) se habrían generado precipitaciones líquidas intensas en zonas donde usualmente se presentan precipitaciones del tipo nieve (Padilla, 2006). Las precipitaciones ocurrieron sobre la altura de las cabeceras de las cuencas, aumentando la superficie de captación habitual de las aguas-lluvia (Naranjo y Varela, 1996). La erosión por salpicadura también desestabiliza el manto de suelo, según Summerfield (1991 en Naranjo y Varela, 1996) las gotas de lluvia provocan la desagregación de las partículas al impactar con fuerza la delgada cobertura de material detrítico acumulado. Aquellas que poseen un diámetro de 6 mm tienen una velocidad aproximada de 9 m/s y son capaces de movilizar partículas de más de 10 mm de diámetro.

La altura máxima estimada de la isoterma 0°C para el sector de las Trancas y las Termas de Chillán supera los 3.500 metros en el mes de Febrero y se mantiene bajo los 3.000 metros durante gran parte del año. Según el análisis técnico de riesgos realizado por el CAT de ONEMI (en Arlegui, 2013) precipitaciones moderadas a intensas (37 a 45 mm) generarían un nivel de probabilidad bajo de ocurrencia a REM. Precipitaciones intensas (46 a 60 mm) generarían un nivel de probabilidad moderado y precipitaciones sobre 60 mm, consideradas como críticas, generarían altos niveles de probabilidad a generar remociones en masa en el área. Así quedó probado tras lo registrado en el evento aluvional en la Cancha de esquí El Burro-Termas de Chillán donde un mínimo de 95,5 mm de lluvias en 24 horas fue suficiente para desencadenar el evento. La misma situación ocurrió el 22 de mayo del año 2008 en la quebrada “El Cabro” en San Fabián de Alico cuando un flujo aluvional detonado por precipitaciones que superaron los 100 mm diarios descargó un importante volumen de material detrítico sobre un segmento de la plataforma del camino de tierra. Lo anterior ya se había vivido en junio del año 1949 cuando un flujo de barro y detritos derramaron sobre la terraza fluvio aluvial a través del eje de las quebradas El Rodado y Las Guardias, cercano al cerro Alico, lo cual advierte sobre la certeza de que un evento pasado se reactive en el presente.

Los factores desencadenantes relacionados al control estructural y a las fallas existentes en el área, no incluidos en este análisis, deben ser objeto de estudios específicos dada su importancia en el desarrollo de estos eventos. Como bien es sabido, durante periodos de intensa actividad sísmica, es frecuente evidenciar estos procesos, sobretudo aquellos relacionados a deslizamientos de tierra (en donde existe una superficie de rotura o falla) y desprendimientos o derrumbes de materiales deleznales. Como ocurrió recientemente en el terremoto del norte de Chile, donde las carreteras fueron bloqueadas por tierra y rocas, imposibilitando la comunicación terrestre (Pizarro, 2014).

Por otra parte, la alta cobertura de vegetación densa existente en el área, ha imposibilitado la observación remota de lineamientos importantes. Si bien las fallas de borde de la subcuenca Chillán no han sido reconocidas en terreno, estas han sido inferidas a partir del límite de los afloramientos, espesor y distribución de los ambientes sedimentarios de las rocas del relleno, asimetría de subcuencas adyacentes y

coincidencia con las estructuras compresivas desarrolladas durante el evento de inversión tectónica del Mioceno Tardío. Además, estas estructuras compresivas también han sido utilizadas para interpretar parte del sistema de fallas del arreglo extensional al interior de la subcuenca, bajo el supuesto de que todas ellas correspondan a inversión tectónica de fallas previas (Radic, 2010). Según Börgel (1983) el sector cordillerano centro meridional andino está influido por un fuerte control tectónico cuaternario y terciario y posee un sistema ortogonal con fallas NO-SE y NE-SO que permiten el desarrollo de condiciones hidrotermales relativamente frescas (aguas Calientes de Chillán). Así también los recursos de aguas subterráneas están íntimamente ligados a las fallas más occidentales y de reciente data cuaternaria.

Conforme a lo planteado anteriormente respecto de la existencia de fallas en la zona y del detalle explicitado por Hauser en Informe geológico geotécnico para el análisis de riesgo aluvional en San Fabián de Alico (2007), todas las fallas potenciales no tienen expresiones de superficie cuando cruzan a través de sedimentos cuaternarios, lo que implica una seguridad razonable de que no han tenido actividad en tiempos geológicos recientes. Frente a este planteamiento y bajo las condiciones geológicas dispuestas y considerando el basamento rocoso mayoritariamente ígneo (rocas plutónicas y volcánicas) es factible aseverar que los deslizamientos aludidos en el registro histórico fueron originados por picks pluviales y no precisamente por sismos, debido a la inexistente actividad en las fallas y a la baja estabilidad que ofrece el basamento rocoso más expuesto, lo cual se potenció enormemente gracias al elevado grado de pendiente en donde estaban almacenados los materiales. También el área presenta una hidrogeología muy activa que favorece la infiltración en la mayor extensión de la cuenca. Motivo por el cual no se suprime la idea de que la progresión de aguas subterráneas hayan colmatado los materiales. Algunos estudios (Arumí *et al.*, 2012) han precisado el comportamiento hidrogeológico de la cuenca, estableciéndose una dinámica superficial y subterránea de las aguas en la cuenca del Renegado, donde no se observa una mayor escorrentía inmediata, puesto que los suelos son altamente permeables existiendo una alta tasa de infiltración. Lo que ocurre en el estero Renegado es que el agua de lluvia y de los deshielos se infiltra y se mete hasta 300 metros de profundidad y de ahí se mueve hacia el Diguillín. Lo cual es atribuido a la presencia de un lecho rocoso muy fracturado y materiales volcánicos muy porosos por donde filtra el agua. Motivo por el cual la gente que vive en el valle del Renegado no encuentra agua en pozos.

El drenaje en los ríos de los territorios volcánicos es fundamentalmente de carácter episódico, lo cual se explica debido a que las rocas volcánicas no consolidadas que forman la ladera del volcán tienen una alta permeabilidad al agua, además de la naturaleza intermitente del suministro de precipitaciones, el deshielo estacional de los campos de nieve, y el derretimiento catastrófico de hielo y nieve durante las erupciones volcánicas (Mouri *et al.*, 2014).

5.3.1.- Zonas afectadas por flujos de lavas y lahares

De acuerdo a los eventos históricos más recurrentes identificados en el sector preandino y andino de la octava región, las zonas emplazadas en el valle de acumulación y en las faldas del edificio volcánico son las más susceptibles de ser afectadas por lahares en caso de erupciones ocurridas desde el subcomplejo Las Termas y en menor medida desde el subcomplejo Cerro Blanco (el cual no ha superado los 5,5 km de longitud). Las zonas muy altamente susceptibles pertenecientes al escarpe andino y el edificio volcánico y que tienen como enclave central el complejo hotelero y las canchas de esquí, tienen mayor probabilidad de ser afectadas por erupciones menores que generen lahares y flujos de lava en cualquier periodo del año ya que es el centro poblado más cercano al complejo volcánico. En tanto las zonas de menor susceptibilidad (aunque de igual forma *altamente* susceptible) correspondiente al valle Las Trancas y Shangrila tienen la probabilidad de ser afectadas por lahares generados por erupciones menores ocurridas sólo en período de invierno. El peligro radica fundamentalmente en su capacidad de fundir nieve y hielo, lo cual incrementaría en la temporada de invierno durante episodios intensos de lluvia. Por tanto la probabilidad de que lahares alcancen el valle de acumulación es menor si el evento eruptivo normal no es acompañado por lluvias y derretimientos de nieve y hielo.

Erupciones de mayor magnitud, como las ocurridas durante el Holoceno (con periodo de recurrencia de 1 cada 200-1000 años, Gardeweg, 2002) podrían generar condiciones de riesgo extraordinarias, especialmente por erupciones avenidas desde el Subcomplejo Las Termas, alcanzando distancias significativamente mayores y afectando áreas más extensas que alberguen una mayor cantidad de población.

5.3.2.- Zonas afectadas por material piroclástico, caídas y desprendimientos de rocas, detritos y bloques

A diferencia de los flujos de lavas y lahares que sí pueden establecer certezas acerca de cómo y por dónde canalizará el flujo, la consideración de las zonas afectadas por la expulsión de material piroclástico del tamaño de lapilli y ceniza es impredecible, especialmente si los materiales eyectados por el volcán corresponden a bombas y proyectiles balísticos que no responden a una dirección específica. La disposición del viento determinará la dispersión y dirección de los materiales volátiles expulsados por el volcán (lapilli y ceniza). La mayor parte de las erupciones del CVNCH han formado columnas menores a 5 km de altura, por lo que los vientos superficiales de baja altura son los encargados del transporte, depositando la mayor cantidad de materiales y fragmentos mayores en las zonas paralelas a la dirección del viento (Gardeweg, 2002).

Debido a las condiciones generales de circulación atmosférica si el evento eruptivo ocurriera entre Septiembre y Marzo, los vientos del SO dispersarán la pluma hacia el NE, con lo cual ningún centro poblado aludido sería afectado. De igual forma, si la erupción ocurriera de Julio a Agosto, cuando los vientos son predominantemente hacia el sur y

sureste, la probabilidad que piroclastos de caída se depositen en el valle las Trancas o Termas de Chillán son muy menores.

Erupciones de mayor magnitud, como las ocurridas durante el Holoceno, podrían dispersar la pluma preferencialmente hacia el este, mediante la circulación de vientos de altura (corrientes en chorro), en el caso de que los materiales eleven columnas sobre los 5 km.

Otro problema asociado tras la erupción tiene relación con la contaminación de las aguas superficiales, las cuales son altamente susceptibles al enturbamiento y contaminación, tanto por la caída de piroclastos (lapilli y ceniza) y flujos piroclásticos, como por el encauzamiento de lahares y coladas de lava por el canal de drenaje.

Las zonas directamente afectadas por caídas y desprendimientos de rocas, detritos y bloques corresponden a aquellas ubicadas en la unidad de talud de desprendimiento, en pendientes mayores a 25°, y especialmente en las laderas de solana. Las zonas ubicadas hacia el oeste del edificio volcánico y en pendientes entre 5° y 25°, también pueden verse afectadas por algún tipo de desprendimiento ocurrido en el escarpe andino, lo cual estaría asociado fundamentalmente a detritos y rocas volcánicas meteorizadas. Por último, las zonas menos susceptibles a caídas y desprendimientos de rocas, detritos y bloques son aquellas localizadas en el valle de acumulación, el cual se asienta en pendientes menores a 5°. Sin embargo, existen pendientes locales de considerable inclinación dentro del valle, que vierten material directo al camino principal (ruta 55) y que presentan caídas activas durante gran parte del año.

5.4.- Recomendaciones generales respecto al peligro de Remoción en masa

La constante actividad histórica del CVNCH, el séptimo más activo y peligroso del país Sernageomin (2014) y el 3° más activo de los Andes de Sur, después de los volcanes Villarrica y Llaima (Moreno, comunicación escrita), sus glaciares y su importante acumulación de nieve estacional, propician las condiciones necesarias para la reactivación de la dinámica de masas. Los antecedentes sobre la actividad previa del volcán y la recurrencia histórica permiten pronosticar un escenario de peligro probable, motivo trascendental para mantener un constante monitoreo de su actividad como también de la evolución de su glaciar, debido a que su rápido retroceso a causa del clima es un factor gatillante de flujos laháricos no asociados a erupciones.

Aspectos relacionados a la actividad turística como la construcción de viviendas particulares y colectivas, la edificación de grandes estructuras a pie del edificio volcánico, la preparación de una red de cañerías para transportar aguas termales hacia las piscinas, las actividades de excavación a pie de la vertiente y la apertura de nuevas rutas y senderos fueron uno de los principales factores antrópicos que contribuyeron a perturbar el ecosistema natural y desestabilizar las vertientes, alterando la geometría de los depósitos basales y disminuyendo considerablemente su estabilidad. Lo anterior ha

generado un aceleramiento en los procesos de REM en la zona y ha incrementado significativamente las condiciones de riesgo. De hecho, el número de personas que habitan en áreas de riesgo a nivel mundial ha crecido a 70-80 millones por año (ONU, 2004).

Además existen otros aspectos estructurales relacionados a la accesibilidad y la deficitaria infraestructura pública. La principal ruta de acceso corresponde a la ruta 55, que une la comuna de Pinto con las Termas de Chillán, hasta el valle de Las Trancas existe un camino pavimentado en buen estado, en adelante sólo un camino de tierra de unos 8 kilómetros, el cual actualmente está en proceso de pavimentación. A esto se suma la deficitaria iluminación pública y la inexistencia de veredas en la ruta que atraviesa las Trancas. Las personas deben caminar por la calle, lo cual es un riesgo agregado. Finalmente, el problema del agua potable resulta ser el principal problema de este sector, lo cual se ve mayormente afectado a causa de la deficiencia de pozos debido a la textura altamente permeable de la arena. En el Plan de Desarrollo Comunal de Pinto (PLADECO Pinto, 2012a), principal instrumento de planificación y gestión, se establece como objetivo general el mejoramiento integral de bienes y servicios, lo cual forma parte del lineamiento estratégico de desarrollo y fomento de un turismo sustentable, como principal actividad económica de la comuna. Para ello se han estipulado una serie de iniciativas relacionadas a la factibilidad de dotación de servicios de agua y alcantarillado al sector las Trancas, además de mejorar la disposición de los residuos líquidos domiciliarios. También se prevé la construcción de una ciclovía y vereda en el sector con una extensión aproximada de 3 kilómetros. Todos estos elementos funcionales a la actividad turística, deben ser considerados como puntos esenciales en las estrategias de desarrollo planteadas para la planificación, puesto que una débil ejecución en los instrumentos hace aumentar la vulnerabilidad física, técnica e institucional, dificultando el manejo del riesgo, especialmente al momento de detallar las acciones que se tomarán en caso de emergencias.

Tratar de ejercer dominio sobre los factores condicionantes del peligro es casi imposible, pero si se pueden manejar los factores vulnerables, reduciendo la exposición y aumentando la resistencia. Para minimizar los efectos provocados por una eventual erupción del CVNCH, así como también de los peligros asociados al evento (desarrollo de lahares, flujos de lava, emisión de cenizas, caídas de piroclastos, detritos, rocas y bloques) se recomienda:

1.- Estar alerta a las señales:

Permanecer atento a las señales previas del volcán será fundamental en la prevención del evento a desarrollarse y/o en la mitigación de sus efectos. Según (Gardeweg, 2002) existen una serie de parámetros cuya desviación de la normalidad auguran una incipiente actividad, estos son principalmente:

- *El ascenso del magma y el reacomodo de la cubierta de la cámara magmática. Lo que genera un incremento de la presión interna y frecuentemente el bloqueamiento del escape de gas, lo cual generará erupciones más explosivas.*
- *La actividad sísmica se intensifica y es posible que se generen algunas fracturas locales.*
- *Las tasas de emisión de SO₂ disminuyen considerablemente.*
- *La pendiente del edificio volcánico sufre un aumento considerable.*

2.- Medidas de monitoreo:

Es necesario elaborar un perfil base de referencia del complejo y su entorno, que permita cuantificar los cambios que se registran principalmente antes, durante y posterior a un ciclo eruptivo. Además de la elaboración de cartas de pendiente y exposición, carta geomorfológica, carta geológica y carta de vegetación que caractericen el entorno.

- *Monitoreo de la actividad sísmica:*

Se requiere de un sistema de monitoreo sísmico de forma permanente y en tiempo real, mediante la instalación de, al menos 3 a 4 sismógrafos, conectados telemétrica o satelitalmente a centros de investigación (Universidad de Concepción, Observatorio Volcanológico del Sur, OVDAS) u otros con capacidad técnica para interpretar y almacenar la información recolectada. El número de sismógrafos recomendados, además de detectar cambios en la actividad sísmica del volcán, permitiría determinar sus hipocentros, los que frecuentemente reflejan el ascenso del magma hacia la superficie. La instalación de equipos sísmicos requiere no sólo de la selección de los equipos apropiados, sino que también de la selección de las localidades más favorables y seguras para su instalación, además de su protección, principalmente frente a acciones vandálicas. Gardeweg (2002) recomienda evaluar el comportamiento sísmico "normal" mediante puntos precisos planimétricos de control geodésico y evaluar las características físicas, químicas y temperatura de fuentes termales, fumarolas, aguas de ríos, lagunas y vertientes. lo cual requiere de metodologías sofisticadas y en general tienen un costo mayor. No obstante mientras más extenso sea el período de monitoreo del comportamiento "normal" del CVNCh, más confiable será la detección temprana de comportamientos "anormales", los que indicarían señales precursoras de una eventual erupción. Así quedó establecido en el año 2012, cuando el director nacional de Sernageomin Julio Poblete Costa, confirmó en exclusiva al diario la discusión de Chillán un anuncio que llevaba más de dos años en espera, la inversión de más de 17.000.000.000 en equipos de monitoreo volcánico vía telemetría y en tiempo real, lo cual considera cuatro estaciones sismológicas y dos inclinómetros electrónicos integrados a la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV).

- *Monitoreo de los cambios de pendiente:*

Los cambios en la pendiente del edificio volcánico pueden determinarse mediante la instalación de inclinómetros alrededor del volcán para ser controlados por un distanciómetro electrónico. Para medir estos cambios, es conveniente además utilizar equipos de posicionamiento satelital (GPS) de alta precisión, método que resulta más económico y de manejo más sencillo.

- *Monitoreo de Avalanchas:*

Para el monitoreo de avalanchas de nieve se recomienda utilizar el software de simulación numérica RAMMS (Sistema rápido de movimientos en masa) desarrollado por un equipo de expertos en el Instituto WSL para Nieve y Avalanchas SLF y el Instituto Federal Suizo de Bosques, Nieve y Paisaje Investigación WSL como una herramienta útil para el mapeo y zonificación de peligros, simulación de eventos desastrosos, calculo de distancias, velocidades de flujo, alturas de flujo y trayectorias de las avalanchas de nieve, deslizamientos de ladera y flujos de escombros en terrenos montañosos.
(Software disponible en: <http://ramms.slf.ch/ramms/>)

- *Monitoreo visual:*

Determinante será también el conocimiento que tenga la población sobre los peligros existentes en el área, quienes por medio de la observación visual de parámetros podrán detectar algún comportamiento anormal en el sistema volcánico. Algunos cambios perceptibles tiene que ver con la ocurrencia de ruidos subterráneos o retumbos, la intensificación de la actividad sísmica local (lo cual puede generar desprendimientos de rocas o bloques), cambios de altura y color de las emisiones fumarólicas, vertientes, manantiales y otras fuentes termales, presencia de resplandores nocturnos en la zona de los cráteres activos, cambios de caudal, color y contenido sedimentario en los cursos fluviales superficiales que nacen desde el volcán y fluctuaciones inusuales del nivel de agua de los pozos.

3.- Medidas de protección:

Durante el desarrollo de eventuales eventos eruptivos se recomienda, además, como medidas de protección:

- Diseñar estructuras que consideren un óptimo soporte de carga de nieve en invierno y la acumulación de tefra tras una erupción idealmente techos de considerable inclinación. Junto con ello la remoción de tefra y nieve de los techos conforme ésta se va acumulando podría evitar su colapso.

- Prohibir cualquier tipo de construcción en las laderas identificadas como de alta susceptibilidad (talud de desprendimiento), así como en el frente y corona de los escarpes. Se recomienda mantener un margen prudente a más de 50 metros.
- Prohibir excavaciones de cualquier tipo a los pies de las laderas (sobretudo en aquellas identificadas como las más susceptibles a generar REM) y en lo posible erradicar a las personas que se encuentren viviendo al interior de estas áreas o en las proximidades inmediatas.
- Para las zonas más susceptibles a REM se recomienda ejecutar obras de mitigación ante fenómenos de remoción como terrazas de decantación que frenen la velocidad de los flujos (aluvionales, lahares y lavas), barreras de contención y enmallado en aquellas zonas de desprendimientos de roca activos (es especial los puntos localizados a orillas del camino principal). Y mantener la limpieza, rehabilitación y estabilización de cauces de descarga.
- Es de suma relevancia proteger los bosques existentes y forestar aquellas laderas carentes de vegetación (idealmente con vegetación nativa) que se encuentran propensas a sufrir remociones en masa, con el fin de otorgarle al suelo un mayor grado de estabilidad.
- Se sugiere que en aquellas comunas que no dispongan de Planes Reguladores Comunales o que estén en proceso de ello, reactualicen e incorporen las áreas susceptibles definidas en este estudio, complementando con estudios especializados y de detalle.
- En coherencia con lo anterior, se recomienda la coordinación entre organismos técnicos, gubernamentales y no gubernamentales, como ONEMI, municipios, ministerios sectoriales, universidades y la comunidad local y extranjera (escuelas, organizaciones comunitarias, juntas de vecinos, comité de emergencia), para lograr una gestión efectiva ante desastres naturales. Según Araya (2011) la comunidad debe ser el núcleo social más relevante en la identificación de las necesidades locales y micro-riesgos, ellos tienen un conocimiento acabado del lugar que habitan, lo que conducido y sistematizado por especialistas, permite complementar y mejorar las políticas públicas y optimizar los recursos. Es importante también fomentar la realización de campañas preventivas e informativas que incorporen a toda la comunidad respecto al riesgo que representan estas áreas y generar, conforme a todos los organismos, los planes de evacuación y emergencia más acorde a la realidad.
- Finalmente se recomienda señalar las zonas susceptibles a REM (avalanchas, lahares, flujos de lava, flujos aluvionales y de detritos, caídas y desprendimientos de rocas y bloques), enfatizando en las zonas de mayor susceptibilidad y que podrían generar mayor riesgo como en bordes escarpes pronunciados y talud de desprendimiento activo.

Chile cuenta con un sistema nacional de respuesta ante situaciones de emergencia, la Oficina Nacional de Emergencias (ONEMI) es la institución encargada de accionar todos los recursos disponibles en casos de manejo de emergencias. Bajo esta perspectiva es necesaria la creación de lineamientos unificadores acorde a criterios político-institucionales que avancen en criterios fundamentados frente al manejo de las emergencias. Adoptar medidas conforme a la ley, con criterios sustentables y desarrollar programas de prevención y protección ante situaciones de desastre para finalmente incorporar los riesgos naturales a la planificación territorial, lo que permitirá avanzar en la disminución del riesgo de desastres, conforme a las vidas humanas, las pérdidas materiales y económicas y la degradación ambiental. Al respecto La Ley Orgánica Constitucional N° 19.175 sobre Gobierno y Administración Regional plantea en su Título Segundo: De la Administración de la Región, Capítulo II, letra f; el mandato a: “desarrollar programas de prevención y protección ante situaciones de desastre” Lo cual se puede abordar desde la incorporación a los Planes Regionales de Ordenamiento Territorial (PROT) los estudios y análisis de Zonas de Riesgo mediante el establecimiento de áreas de “influencia” de los distintos fenómenos naturales que revistan carácter de amenaza”, lo cual implica en una primera instancia la identificación de los peligros naturales más recurrentes.

Dada la complejidad de los sistemas naturales en Chile y de los múltiples estímulos naturales y antrópicos, es importante conocer el comportamiento global y particular de los ambientes. La comprensión global de los fenómenos permitirá que sean incorporados a las estrategias de manejo de recursos ante situaciones diversas, sobretodo aquellas situaciones extremas en caso de desastres.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

De acuerdo a lo observado en los eventos recientes, los factores que condicionan fuertemente la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa en el sector del valle las Trancas y termas de Chillán son las abruptas pendientes, las que en sectores superan los 45°. Lo cual se ve potenciado por la ubicación y características de importantes volúmenes de suelo residual y transportado, en unidades geomorfológicas que constituyen zonas inestables.

Como resultado de la identificación del componente geológico se pudo establecer que éste constituye un factor condicionante esencial y necesario para el desarrollo de procesos de remoción en masa en el área, incidiendo principalmente en el tipo de sustrato rocoso, que bajo los avanzados estados de meteorización potencian las condiciones para que el material sea desintegrado y posteriormente movilizado. Por otra parte, el comportamiento mecánico o geotécnico de los materiales cumplió un rol importante, contribuyendo significativamente en la generación de movimientos de masas.

Los resultados obtenidos del grado de susceptibilidad de un macizo rocoso precisan que el grado de meteorización está íntimamente relacionado con la altura y la ausencia de vegetación. Rocas que presentaron altos niveles de meteorización coincidieron con aquellos puntos localizados a mayor desarrollo altitudinal en el escarpe andino, donde la cobertura vegetal es escasa y nula.

El intenso fracturamiento y la fuerte meteorización de las rocas volcánicas y volcanoclásticas que conforman las laderas del valle fueron uno de los principales aportes de roca fracturada y suelo residual en la vertiente, que deriva en una estructura compacta poco cohesionada, muy susceptible a moverse. El hielo fue el principal agente de meteorización y de fractura de la roca, que por medio de grietas generadas por el congelamiento y descongelamiento permitió la fragmentación de la roca, descomponiendo el material en pequeños fracciones.

La exposición de las laderas desempeñó un papel importante en la generación de procesos de remoción en masa. Sobre todo en las laderas de exposición Sur, Oeste y norte que fueron las que concentraron la mayor cantidad de procesos en estado activo, principalmente referidos a caídas de rocas y detritos. La ladera de exposición norte fue la que presentó el mayor grado de susceptibilidad a REM, lo cual se relacionó a la ausencia de cobertura vegetal en altura y al elevado nivel de meteorización en la roca expuesta. Sin embargo, como se evidencia en la carta final de coberturas ponderadas, independientemente de la orientación expuesta por la ladera (norte o sur) ambas generaron niveles altos y muy altos de susceptibilidad, preponderando nuevamente el factor morfométrico y la unidad geomorfológica correspondiente al talud de desprendimiento. Lo mismo ocurrió para la vegetación, pues tanto en sectores de vegetación densa o en casos de nula vegetación la susceptibilidad igualmente fue alta y muy alta.

La conformación textural arenosa de origen volcánico (arenas hidrófilas) predominante en el área, proveyó al suelo de una menor cohesión, permitiendo una mayor permeabilidad del material residual, facilitando con ello la infiltración del agua y disminuyendo con ello la probabilidad de arrastrar otros materiales dispuestos en superficie.

La geomorfología existente en el valle las Trancas y Termas de Chillán, desempeñó un papel importante en la generación de procesos de remoción en masa, representando un 22% de la ponderación final de la susceptibilidad. Las unidades geomorfológicas de Talud de desprendimiento y escarpe andino fueron las que más concentraron procesos de remoción en masa en estado activo. Gran parte de estos se ubicaron en un rango de pendientes entre 25° y 55°, lo cual indica que el grado de inclinación de la pendiente fue uno de los principales factores que aportó en la inestabilidad de la vertiente, representando un 32% de la ponderación final de la susceptibilidad. Y contribuyendo significativamente a la generación de procesos de remoción en masa.

Las caídas y desprendimientos de roca, detritos y bloques representaron el 58% de los movimientos en estado activo. Un 37% de los puntos estuvo referido a procesos mixtos en estado activo y sólo un 11% estuvo referido a flujos y deslizamientos. Todos los puntos se concentraron preferentemente en las faldas del escarpe andino, el talud de desprendimiento, el relieve de plataformas y crestas monoclinales y en pendientes mayor a 25°, coincidiendo con sectores de baja cobertura vegetal y roca meteorizada.

Del total de registros históricos, los flujos aluviales y avalanchas presentaron mayor actividad durante los meses de invierno, en cambio las caídas y derrumbes de roca y/o detritos presentaron un grado de actividad constante en periodos secos. Por otra parte, flujos de lavas y lahares gatillados por erupciones volcánicas no se expresaron en periodos específicos.

Las zonas más susceptibles de ser afectadas por lahares corresponden a la mayor parte del escarpe andino que vierte hacia el poniente, el cual presenta una pendiente moderada. Y todo el sector que corresponde a la terraza de depositación, la cual posee una pendiente suave y es donde se concentra la mayor parte de la población y de la infraestructura. El lahar canalizaría por las zonas acumulación del flujo, coincidiendo con los principales cursos de aguas.

Las zonas más susceptibles de ser afectadas por flujos de lavas estarían demarcadas en función de aquellas alcanzadas por eventos históricos de mayor recurrencia, con coladas de lavas provenientes del subcomplejo Cerro Blanco, cuya extensión no excedió los 3 km en tiempos recientes. En casos de eventos extremos de mayor magnitud (y menor recurrencia) serían aquellas zonas alcanzadas por coladas de lavas pre-históricas del subcomplejo Las Termas, y en donde se han registrado alcances máximos de 35 km (lavas Pincheira). Ambas situaciones demarcarían las vías más probables por donde convergería el flujo de lava.

La evaluación de la susceptibilidad por medio de la utilización de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y técnicas de evaluación multicriterio resultaron ser herramientas óptimas para la identificación de procesos y la obtención de mapas de susceptibilidad a REM. La elaboración de este tipo de trabajos, que integran diversos factores condicionantes para la modelación de la susceptibilidad, tienen un importante potencial para la toma de decisiones a nivel territorial-organizativo, al proporcionar un producto cartográfico de fácil interpretación y análisis.

El presente modelo puede ser utilizado como una herramienta eficiente para orientar de manera sustentable la planificación territorial y la gestión del riesgo en el área ya que cualquier propuesta de planificación tanto a nivel comunal como urbano debiera enmarcarse en las particularidades geográficas de cada zona, valorando sus recursos y respetando sus potencialidades geográficas.

BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, R. (2013). Análisis de Vulnerabilidad por Tsunami, Isla Santa María, Región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción. Tesis para optar al Título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía. Departamento de Geografía. 156 pp.

Aceves, F., López, J., Martín del Pozo, A. (2006). Determinación de peligros volcánicos aplicando técnicas de evaluación multicriterio y SIG en el área del Nevado de Toluca, centro de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Volumen 23, N°2, 113-124 pp.

Alcántara-Ayala, I. (1999). Landslides: ¿Deslizamientos o Movimientos del Terreno? Definición, Clasificaciones y Terminología [versión electrónica]. Revista Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. Volumen 41, 7-26 pp.

Alcántara-Ayala, I. (2002). Geomorfología, riesgos naturales, vulnerabilidad y la prevención de los desastres naturales en los países en desarrollo. Revista Geomorphology. Volumen 47, 107-124 pp.

Angillieri, M., Perucca, L. (2013). Los Movimientos en masa en el Cordón de las Osamentas de la cuenca Flecha, San Juan, Argentina. Revista Quaternary International. Volumen 301, 150-157 pp.

Araya, J. (1985). Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. Revista Informaciones Geográficas. Volumen 32, 31-44 pp.

Araya, P (2011). Comunicado de prensa Diario Concepción. 25 de Abril de 2011.

Araya-Vergara, J. (1980). Evolución de las vertientes y morfogénesis fluvial en el dominio subtropical seco según la carta geomorfológica detallada (Chile semi-árido). Revista Investigaciones Geográficas. Volumen 27, 3-44 pp.

Araya-Vergara, J., Borgel, R. (1972). Definición de Parámetros para Establecer un Banco Nacional de Riesgos y Amenazas Naturales. Criterios para su Diseño. ONEMI/PNUD Uchile/92/009/A. Chile, 219 p.

Arenas, F., Lagos, M., Hidalgo, R. (2010). Los riesgos naturales en la planificación territorial. Centro de políticas públicas. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de Chile. Volumen 39, 11 p.

Argüello-Rodríguez, M. (2004). Riesgo, Vivienda y Arquitectura. Conferencia en el Congreso ARQUISUR, Universidad de San Juan, Argentina Octubre/2004.

Arlegui, M. (2013). Modelo para la gestión de riesgo por Remoción en masa: Flujos de barro en la zona central, aplicación en san José de Maipo. Informe Final Oficina Nacional de Emergencia. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Escuela de Geografía.

Arnáez-Vadillo, J. (1990). Dinámica y organización espacial de los procesos de evolución de vertientes de montaña. En *Geoecología de las áreas de montaña*. (García Ruiz). Geoforma ediciones, Logroño. 35-37 pp.

Arregue-Rocha, E., Garduño-Monroy, V., Canuti, P., Casaglie, N., Iotti, A., Chiesa, S. (2002). Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe la Paloma, en la ciudad de Morelia. Michoacán, México. Universidad Michoacana de San Nicolás de hidalgo. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Departamento de Geología y Gineralogía, edificio "U", ciudad Universitaria, Morelia, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Volumen 19, N° 2. 91-106 pp.

Arumí, J., Rivera, D., Muñoz, E., Billib, M. (2012). Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile. *Obras y Proyectos*, N°12, 4-13 pp.

Ayala-Carcedo, F., Olcina, J. (2002). *Riesgos Naturales, conceptos fundamentales y clasificación*. Editorial Ariel Ciencias. Barcelona, España. 1512 pp.

Ayala-Carcedo, F., Corominas, J. (2002). Mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnica SIG. Instituto geológico y minero de España. Serie Medioambiente n°4. 194 p.

Ayala-Carcedo, F. (1992). Conceptos y problemas en los mapas geotécnicos de movimientos de ladera. III Simp. Nac. De taludes y laderas inestables, Coruña, 805-825 pp.

Ayala-Carcedo, F. (1990). Análisis de los conceptos fundamentales de riesgos y su aplicación a la definición de tipos e mapas de riesgos. *Boletín Geológico y Minero, ITGE*, Madrid. Volumen 101, N°3, 108-118 pp.

Banco Interamericano de desarrollo, BID. (2003). La noción de riesgos desde la perspectiva de los desastres; Marco conceptual para su gestión integral. Instituto de estudios ambientales, Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

Barnett, A., Lettenmaier, F. (2005). Potenciales impactos del calentamiento global sobre la disponibilidad de agua en la nieve, dominado por regiones. *Reviste Nature*. Volumen 438, 303-309 pp.

Barredo, J. (1996). *Sistemas de Información Geográfica y evaluación multicriterio*. Editorial RA-MA. Madrid, España. 264 p.

Barredo, J., Gómez, M. (2005). Sistemas de información geográfica y evaluación multicriterio en la ordenación del territorio. (2ª. Ed). Madrid, España. Editorial RA-MA.

Becerra, C. (2003). Determinación de zonas susceptibles a Remociones en masa, basándose en análisis de terreno y sistema de información geográfica (SIG), en el sector Colón, división el teniente. Codelco-Chile. Informe de práctica profesional. Universidad de Playa Ancha. Valparaíso. Chile. 84 p.

Berti, M., Corsini, A., Daehne, A. (2013). Análisis comparativo de algoritmos de rugosidad de superficie para la identificación de deslizamientos de tierra activos. Revista Geomorphology. Volumen 182, 1-18 pp.

Blaikie, P., Cannon, T., Davis, I., Wisner, B., 1994. At Risk: Natural Hazards, People's Vulnerability, and Disasters. Routledge, London, 284 p.

Blikra, L.H., Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in Western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. Revista Sedimentology. Volumen 45, 909-959 pp.

Börgel, R. (1983). Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. Tomo II Geomorfología. 175 p.

Bordas, A. (2006). Políticas públicas para enfrentar los desastres naturales en Chile. Tesis para optar al grado de Magister en gestión y políticas públicas. Universidad de Chile. Santiago. 137 pp.

Brardinoni, F., Slaymaker, O., Hassan, M. (2003). Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. Revista Geomorphology. Volumen 54, 179-196 pp.

Brüggen, J. (1948). Contribución a la geología de los volcanes y Termas de Chillán. Santiago, imprenta universitaria, 36 p.

Burton, I., Kates, R., White, G. (1993). The environment as hazard. The Guilford Press, Nueva York y Londres, 290 p.

Cardona, O. (1993). Evaluación de la amenaza, la vulnerabilidad y el riesgo: Elementos para el Ordenamiento y la Planeación del Desarrollo. En Los desastres no son naturales. La RED, Red de estudios sociales en prevención de desastres de América Latina. Compilado por Andrew Maskrey. Bogotá, Colombia. Informe técnico. 137 p.

Carrara, A., Merenda, L. (1976). Landslide inventory in northern Calabria, northern Italy. Geological Society of America Bulletin 87, 1153-1162 pp.

Carrasco, N. (2000). Peligros de remoción en masa en el sector de San José de Maipo, Región Metropolitana. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 49 p.

Carvalho, B., Rosito, F. (2012). Mapeo del riesgo y susceptibilidad de poca profundidad. Deslizamiento de tierra en la ciudad de São Paulo, Brasil. Revista Geomorphology. Volumen 169-170. 30-44 pp.

Castro, C., Brignardello, L., Cereceda, P. (1995). Determinación de áreas con riesgo morfodinámico en San Juan Bautista, Isla Robinson Crusoe, comuna de Juan Fernández, V región. Revista Geográfica de Chile Terra Australis. Volumen 40, 43-61 pp.

Castro, C., Marquardt, C., Zuñiga, A. (2010). Peligros naturales en geositos de interés patrimonial en la costa sur de Atacama. Revista Geográfica Norte Grande. Volumen 45, 21-39 pp.

Castro, A. (2003). Manual de Desastres: desastres naturales. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 174 p.

Castro, C., Soto, M., Chávez, C. (2003). Aporte moderno de masa en sistemas de vertientes de alta y media montaña y su implicancia en la definición del riesgo natural. Revista Tiempo y Espacio. Volumen 13, 185-199 pp.

Chávez, J. (2014). Nota de prensa Diario la Discusión de Chillán. 11 de Junio de 2014.

Christofolletti, A. (1980). Geomorfología. Ediciones Edgard Blucher Ltda. San Pablo, Brasil. 179 p.

Climent, A. (2002). Tercer mundo, desarrollo, desastres y tecnología. Una mirada desde la geografía. En serie geográfica n°10. Centro de Iniciativas de Cooperación al Desarrollo (CICODE), Colegio de Trinitarios. Alcalá de Henares. Madrid. 11-26 pp.

Colombo, F. (1989). Abanicos aluviales. Revista Sedimentología. Volumen 1, Arche, A., coord. Consejo superior de investigaciones científicas, Madrid, 143-218 pp.

Corominas, J. (2002). Predicción temporal de los movimientos de ladera. Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera de ladera con técnicas SIG. Instituto Geológico y Minero de España. 37-54 pp.

Crozier, M. J. (1986). Landslides: causes, consequences and environment. New Zealand Geographer. Volumen 45, 93-94 pp.

Crozier, M. (2010). Descifrar el efecto del cambio climático sobre la actividad de deslizamientos: Una revisión. Revista Geomorphology. Volumen 124, 260-267 pp.

Cruden, D.M. (1991). A Simple Definition of a Landslide. Bulletin of the International Association of Engineering Geology. Volumen 43, 27-29 pp.

Cruden, D., Varnes, D. (1996). Landslide Types and Processes. In Turner, A.K. & Schuster, R.L., 1996: Landslides: Investigation and Mitigation. Special Report 247. Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington, D.C. 675 p.

Cuadra, P. (1868). Apuntes sobre la geografía física y política de Chile. Santiago de Chile: Imp. Nac.

Cuevas, S (2012). Análisis de Susceptibilidad de Remoción en masa en la localidad de Cocholgue, comuna de Tomé, Región del Bío-Bío-Chile. Tesis para optar al título de Geógrafo. Universidad de Concepción. Concepción. 164 p.

Cutter, S., Mitchell, J., Scott, M. (2000). "Revealing the vulnerability of people and places: a case study of Georgetown County, South Carolina", Annals of the Association of American Geographers. Volumen 90, N°4, 713-737 pp.

Cutter, S., Boruff, B., Shirley, L. (2003). Social Vulnerability to Environmental Hazards. Social Science Quarterly. Vol 84, N°2. by the Southwestern Social Science Association. 242-261 pp.

Dana, J. (1877). New Text-book of Geology Designed for Schools and Academies. Ivison, Blakeman, Taylor, New York, 366 p.

Das, I., Stein, A., Kerle, N., Dadhwal, V. (2010). Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India). Revista Geomorphology. Volumen 114, 627-637 pp.

De Pedraza, J. (1996). Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones. (1ª. Ed.). Madrid, España. Editorial Rueda. 414 p.

Derruau, M. (1963). Geomorfología. (1ª. Ed.). Barcelona, España. Editorial Ariel.

Derruau, M. (1966). Geomorfología. (2ª. Ed.). Barcelona, España. Editorial Ariel.

Derruau, M., (1983). Geomorfología. Ariel Geografía. Barcelona

Díaz, J. (1998). Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Ingeniería de Suelos.

Díaz, M., Díaz, C. (2002). El análisis de la vulnerabilidad en la cartografía de riesgos tecnológicos. Algunas cuestiones conceptuales y metodológicas. Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá. Madrid. Serie Geográfica N°10. 27-41pp.

Dixon, H., Murphy, M., Sparks, S., Chávez, R., Naranjo, J., Dinkley, P., Young, S., Gilbert, J., Pringle, M. (1999). The geology of Nevados de Chillan volcano, Chile. Revista Geológica de Chile. Volumen 26, N°2, 227-253 pp.

Duque, G. (2003). Manual de geología para ingenieros. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, Colombia.

Dylik, J. (1968). Thermokarst. Encyclopedia of geomorphology. Reinhold Book Corp., New York, 51-1149 pp.

Elms, D. (1992). Risk Assessment, Engineering safety, D. Blockley, (Ed.), MacGraw-Hill International Series in Civil Engineering, London. 28-46 pp.

Elmes, M. (2006). Análisis y evaluación de riesgo por movimientos en masa, inundación y sismicidad en el piedmont de la comuna de Puente Alto. Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Fernández-Coppel, I. (2007). El satélite landsat: análisis visual de imágenes obtenidas del sensor ETM+. Universidad de Valladolid. Departamento de Ingeniería Agrícola y Forestal. Valladolid, España.

Ferraris, F. (1981). Hoja de Los Angeles-Angol, Región del Bío-Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares 5, 26 p, escala 1:250.000.

Filgueira, C., Peri, A. (2004). América Latina: los rostros de la pobreza y sus causas determinantes. Santiago: CEPAL, Serie Población y Desarrollo N° 54.

Freiberg, H. (1984). Entwicklung von Böden und Vegetation an südchilenischen Vulkanen. Revista Biogeographica. Volumen 19, 211-222 pp.

Folguera, A., Ramos, V., Melnick, D. (2003). Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'S). Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volumen 58, N°1, 3-19 pp.

Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning". Revista Engineering Geology 102, 85-98 pp.

Galli, M., Ardizzone, F., Cardinali, M., Cardinali, F., Reichenbach, P., (2008), Comparing landslide inventory maps. Revista Geomorphology 94, 268-289 pp.

Gajardo, A. (1981). Avance geológico, N° 4 Hoja Concepción-Chillán, Región del Bío-Bío. Escala 1:250.000. Mapas geológicos preliminares de Chile del Instituto de Investigaciones Geológicas.

Gallardo, M. (1997). Evaluación de riesgos naturales y su relación al urbanismo. Centro EULA- Chile. Programa de doctorado en ciencias ambientales. Concepción, Chile. 39 p.

García Ruiz, J., Martínez, R., Gómez, A. (1990). La exportación de sedimentos por la red fluvial en área de montaña. En García Ruiz, J.M. (Ed) geoecología de las áreas de montaña. Logroño: Geoforma ediciones, 59-93 pp.

García, V. (2000). Fenómenos de remociones en masa asociados a la ocurrencia de anomalías atmosféricas, Santiago Oriente. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Gardeweg, M. (2002). Estudio de los peligros volcánicos asociados al complejo volcánico Nevados de Chillán y su impacto en el embalse Punilla. Resumen ejecutivo.

Garín, C. (1987). Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de Latitud Sur. Revista de Geografía del Norte Grande, Ed. Universidad Católica, Volumen 14, 35-48 pp. .

Garreaud, R. (1993). Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. Tesis para optar al título de Magíster en Ciencias Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 133 p.

Garreaud, R., Rutlant, J. (1996). Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993. Revista Atmósfera. Volumen 9, 271-2251 pp.

Geissert, R. (2002). Geomorfología al conocimiento y a la prevención de los desastres naturales. Revista Higiene. Volumen 4. N°2. Editorial Sociedad mexicana de salud pública. A.C. Instituto de ecología. Apdo Postal 63, 91000. Xalapa, Veracruz, Mexico. 13 p.

González, E., Giaccardi, A., Costa, C. (2001). La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volumen 56, N°4, 466-480 pp.

González, E., Folguera, A., Hermanns, R. (2005). La avalancha de rocas del Cerro Los Cardos (37°S-70°O), en la región norte del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volumen 60, N°4, 207-220 pp.

González, E. (2009). Deslizamientos al norte de la población de Tricao Malal, noroeste de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volumen 65, N°3, 545-550 pp.

González, E., Folguera, A., Costa, C., Wright, E., Ellisondo, M. (2006). Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38°S: una propuesta de inducción sísmica. Revista Asociación Geológica Argentina. Volumen 61, N°2, 197-217 pp.

González, E., Folguera, A. (2009). Los deslizamientos de la cordillera neuquina al sur de los 38°S: su inducción. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Volumen 64, N°4, 569-585 pp.

González-Ferrán, O (1995). Volcanes de Chile. Centro de investigaciones volcanológicas, Instituto Geográfico Militar. Primera edición Departamento de Geofísica, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago, Chile. 640 p.

González-Ferrán O. (1985). Descripciones de las erupciones volcánicas - Chile: Smithsonian Institution Científica. Boletín de la Red de alertas de eventos (ahora Boletín de Global de Vulcanismo de red). Volumen 10, N°1, 3 p.

González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. (2002). Ingeniería geológica. Editorial Pearson. 715 p.

Gonzales, L., Vergara, D. (1962). Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Editorial Universitaria. Santiago. 121 p.

González De Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., (2002). Ingeniería Geológica. (1ª. Ed.). Madrid, España.: Editorial Pearson-Prentice Hall.

Greenway, D. (1987). Vegetation and slope stability. En Slope Stability, Anderson and Richards (eds). John Wiley and Sons Ltd, 187-231 pp.

Grupo de Estándares para Movimientos en Masa (GEMMA). (2007). Movimientos en masa en la región andina: una guía para la evaluación de amenazas. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica multinacional N° 4.

Guzzetti, F., Carrara M., Cardinalli, P., Raichenbach, P. (1999). Landslide hazards evaluation: a review of current techniques and their applications in a multi-scale study, Central Italy. Revista Geomorphology. Volumen 31, 181-216 pp.

Guzzetti, F., Galli M., Reichenbach, F., Ardizzone, M., Cardinalli, M. (2006). Landslide hazard assessment in the Collazzone area, Umbria, Central Italy. Revista Natural Hazards and Earth system Sciences. Volumen 6, 115-131 pp.

Hantke, G. (1961). Der Vulkanismus. XXXII, Chile, 16 Maipo, Nevados de Chillán y otros (inedito) Original depositado en el Centre de Volcanologie et Vulcanism, Cernay, Francia.

Hauser, A., 1985. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. Revista Geológica de Chile. Volumen 24, 75-92 pp.

Hauser, A (1991). "Aluviones que afectaron a la ciudad de Antofagasta, II Región, el día 18 de junio de 1991", Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minas, Informe inédito.

Hauser, A. (1993). Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago. Boletín N°45, 1-73 pp.

Hauser, A. (1997). Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico a cinco años del desastre. Boletín N°49. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Hauser, A. (2000). Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 59. Versión actualizada 2000. 89 p. Santiago.

Hauser, A. (2007). Proyecto central Ñuble. Informe geológico cerro Alico. Informe de Opinión en Relación con Riesgos Aluviales en Torno a la Zona de Caída del Proyecto Central Hidroeléctrica Ñuble, Comuna de San Fabián, Octava Región (informe inédito).

Hernández, Z. (2008). Mapa de susceptibilidad de procesos remoción en masa con base en análisis multivariado: la región de Zapotitlán de Méndez, Puebla. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias. Puebla, México.

Hoblitt. (1987). Volcanic Hazards with Regard to Siting Nuclear-Power plant in the Pacific Northwest. USGS Open-File Report, 87-297 pp.

Hutchinson, J. (1988). General report: Morphological and geotechnical parameters os landslides in relation to geology and hydrogeology. In Proc., Fifth International Symposium on landslides (C. Bonnard, ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Volumen 1, 3-35 pp.

Inzunza, J. (2011). Relación entre el viento Puelche y la ocurrencia de incendios forestales en la Región del Bío Bío, Chile. Revista Ingeniería y Ciencia. Volumen 5, N°10, 33-48 pp.

IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático) (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assesment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change. Houlton, J, Y. Ding,

D. Griggs, M. Noguera, P. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell & C. Johnson (eds.). Cambridge, Cambridge University press, 881 p.

Irigaray, C., Chacón, J. (2002). Métodos de análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante S.I.G. En Ayala-Carcedo, F. y Corominas, J. Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y aplicaciones en España. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Medioambiente N°4, 21-36 pp.

Jacoby, D. (2001). Vulnerabilidad del sector urbano de la Reina frente a desbordes de la quebrada de Ramón. Memoria para optar al título de ingeniero civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Jaque, E. (1995). Los factores geográficos en los procesos de derrumbe y deslizamiento. Discusión bibliográfica. Centro EULA. Universidad de Concepción. Revista Geográfica de Chile. Terra Australis N° 40. Santiago, Chile. 31-42 pp.

Karzulovic, A., Díaz, J.A. (1994). Evaluación de las Propiedades Geomecánicas de la Brecha Braden en Mina El Teniente”, Memorias IV Congreso Sudamericano de Mecánica de Rocas, ISRM International Symposium, Santiago, Chile.

Keefer, D. (1984). Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin. Volumen 95, 406-421 pp.

Kotabra, A. (1984). Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the polish tatra Mountains. Studia Geomorphologica carpatho-balcanica. Volumen 18, 117-133 pp.

Lambe, W., Whitman, R. (1972). Mecánica de suelos. Instituto Tecnológico Massachusetts, Editorial Limusa-Wiley S.A., 583 p.

Lambiase, J. (1990). A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rifts Basins. In Lacustrine Basin Exploration -case studies and modern analogs (Katz, B.J.: editor). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50: 265-276 pp.

Lara, M., Sepúlveda, S., Rebolledo, S. (2006). Geología y geotecnia para la evaluación de peligro de remociones en masa en quebrada San Ramón, Santiago Oriente. Actas XI Congreso Geológico de Chile, Volumen 2, 59-62 pp.

Lara, M. (2007). Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramón, Santiago oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias mención Geología, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Santiago, Chile.

Laserna, R. *et al.* (2000). Mundos Urbanos. Cuadernos de Futuro nº 9. PNUD Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo. La Paz-Bolivia.

Lavenu, A., Cembrano, J. (1999). Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del Sur, Chile (38-42°30'S). Revista Geológica de Chile. Volumen 26, N°1, 67-87 pp.

López, F., Rubio, J., Cuadrat, J. (1992). Geografía física. Cátedra de geografía. Ediciones Cátedra S.A. Madrid, España. 594 p.

López, P. (2013). Evaluación de peligrosidad por procesos de remoción en masa en los cerros la Unión y Zaror. Comuna de Talcahuano, región del Bío- Bío-Chile. Tesis para optar al título de Geógrafo. Universidad de Concepción. Concepción. 185 p.

Magliulo, P., Di Lisio, A., Russo, F. (2008). Comparison of GIS-based methodologies for the landslide susceptibility assessment. Revista Geoinformatica. Volumen 13, N°3, 253-265 pp.

Mansilla, C., Pacheco, J. (2006). Caracterización geomecánica de la formación Loreto en el sector sur de la ciudad de punta Arenas. Tesis de Grado para optar al título de constructor civil. Universidad de Magallanes. Facultad de Ingeniería Departamento de Ingeniería en construcción.

Mardones, M., Vidal, C. (2001). La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. Revista EURE (Santiago). Volumen 27, N°81, 97-122 pp.

Mardones, M., Echeverría, F., Jara, C. (2006). Una contribución al estudio de los desastres naturales en Chile Centro Sur: efectos ambientales de las precipitaciones del 26 de junio del 2005 en el área Metropolitana de Concepción. Revista Investigaciones Geográficas. Volumen 38, 1-25 pp.

Mardones, M., Rojas, J. (2012). Procesos de remoción en masa inducidos por el terremoto del 27F de 2010 en la franja costera de la Región del Biobío, Chile. Revista de Geografía Norte Grande. Volumen 53, 57-74 pp.

Marta, R., Kerle, N., Jetten, V., Van Western, C., Kumar, K. (2010). Chracterising spectral, spatial and morphometric properties of landslides for semiautomatic detection using object-oriented methods. Revista Geomorphology. Volumen116, 24-36 pp.

Martínez, C. (2008). Dinámica de vertientes. Cátedra Universidad de Concepción.

Martínez, C. (1994). Diagnóstico de riesgo de inundación y deslizamientos de laderas en la ciudad de Valparaíso a través de un Sistema de Información geográfico. Memoria para optar al título de geógrafo. Universidad de Playa Ancha, Valparaíso, Chile. 191 p.

Martínez, C., Muñoz, M., García, A. y Sereño, R. (2008). Recurrencia histórica de derrumbes en la ciudad de Valparaíso, V región, entre 1950 y 2002. Revista geográfica de Chile Terra Australis. Volumen 34, 21-34 pp.

Maskrey, A. (1993). Los desastres no son naturales. La RED, Red de estudios sociales en prevención de desastres de América Latina. Bogotá, Colombia. Informe técnico. 137 p.

Mee, K. (2004). The use of volcanic facies as tools for reconstructing former erupting environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. Ph.D. Thesis (unpublished), Lancaster University. Lancaster United Kingdom , 323 p.

Mee, K., Gilbert, J., McGarvie, D., Naranjo, J., Pringle, M. (2009). Palaeoenvironment reconstruction, volcanic evolution and geochronology of the Cerro Blanco subcomplex, Nevados de Chillán volcanic complex, central Chile. Bulletin of Volcanology. Volumen 71, 933-952 pp.

Mee K., Tuffen H., Gilbert J. (2006). facies volcánicas de nieve de contacto y su uso en la determinación de los entornos eruptivos anteriores en el volcán Nevados de Chillán, Chile. Bulletin of Volcanology. Volumen 68, 363-376 pp.

Mesina, A. (2003). Análisis del medio físico natural en la detección de peligros naturales: definición de áreas de riesgo natural. Corredor comercial paso Doña Rosa, IV Región de Coquimbo. Memoria para optar al título de geógrafo. 16-29 pp.

Ministerio de Planificación y Cooperación (2006). Encuesta de Caracterización Socioeconómica Nacional. CASEN. Resultados comunales, 2006.

Montecinos, A. (1998). Pronóstico estacional de la Precipitación de Chile Central. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile

Morales, A. (2003). Situación actual de los fenómenos de remoción en masa en el área comprendida entre Barahona y Colón. Informe CODELCO-CHILE. División el teniente. Superintendencia de Geología, Colón, Chile. 52 p.

Moreiras, S. (2009). Análisis estadístico probabilístico de las variables que condicionan la inestabilidad de las laderas en los valles de los ríos Las Cuevas y Mendoza. Revista de la asociación geológica Argentina. Buenos Aires. Volumen 65, N°4, 780-790 pp.

Moreno, H., Varela, J. (1985). Geología, volcanismo y Sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile. En Suelos volcánicos de Chile (Tosso, I.; editor). Instituto de Recursos Naturales-Corporación de Fomento de la Producción, 526 p.

Mouri, G., Che Ros, F., Chalov, S. (2014). Características de los sedimentos en suspensión y la descarga del río durante el comienzo del deshielo en ambientes montañosos volcánicamente activos. Revista Geomorfología. Volumen 213, 266-276 pp.

Municipalidad de Chillán. (1971). Factibilidad de uso turístico villa de montaña I etapa. Departamento de estudios y planificación urbano-regionales.

Muñoz, O. (1990). Quebrada de Macul: Un factor de desequilibrio físico en la comuna de la Florida. Revista Geográfica de Chile Terra Australis, N°32, 103-134 pp.

Naranjo, J.A., Varela, J. (1996). Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N°47. 5-42 pp.

Naranjo, J., Lara, L. (2004). August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50' S), Southern Andes, Chile. Revista Geológica de Chile. Volumen 31, N°2, 359-366 pp.

Naranjo, J., Gilbert, J., Sparks, R. (2008). Geología del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. Servicio Nacional de geología y minería, Carta geológica de Chile. Serie geológica básica, N°114. 28 p. Mapa escala 1:50.000.

Neall, V. (1976). Los lahares como principales riesgos geológicos. Boletín de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica. Volumen 13, Número 1, 233-240 pp.

Nespereira, J., Yenes, M., Blanco, J. (2003). La alteración de las pizarras ordovícicas de la ciudad de Salamanca: implicaciones geotécnicas. Revista Geogaceta. Volumen 34, 39-42 pp.

Oerlemans, J., Fortuin, J. (1992). Sensitivity of Glaciers and Small Ice Caps to Greenhouse Warming. Science. Volumen 258, 115-117 pp, Washington, American Association for the Advancement of Science.

Ogura, A., Soares, E. (2000). Procesos y riesgos geológicos. Investigadores, división de geología. Instituto de investigaciones tecnológicas. Campinas, Sao Paulo. II Curso internacional de aspectos geológicos de protección ambiental. Capítulo 8. Publicado en 2002 por la Oficina Regional de Ciencia de la UNESCO para America latina y el Caribe. Sao Paulo, Brasil. 24 p.

Organización para las Naciones Unidas. (2012). Análisis de riesgos de desastres en Chile. VII Plan de acción DIPECHO en Sudamérica 2011-2012.

Organización para las Naciones Unidas (2004). Vivir con el riesgo. Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres. Nueva York y Ginebra.

Padilla, C. (2006). Análisis de factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa en el sector oriente de Santiago. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Pathak, S., Nilsen, B. (2004). Probabilistic rock slope stability analysis for Himalayan condition. Bulletin of engineering Geology and Environment. Volumen 63, 25-32 pp.

Penck, W. (1924). Die morphologische Analyse: ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart. 283 p.

Peña Monné, J., Chueca, A., Zabalza, J., Lapeña, J., López, A. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados. Boletín de la A.G.E. Volumen 30, 119-134 pp.

Pizarro, R. (2014). Derrumbes mortales, rutas cortadas y lanchas volcadas por terremoto. Diario La Nación. 1 p.

Prieto, C. (1985). Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas. Geología y prevención de riesgos por inundaciones. Instituto Geológico y Minero de España, 117-192 pp.

Pfanzelt, S., Grau, J., Rodríguez, R. (2008). Cartografía de vegetación del complejo volcánico Nevados de Chillán, región del Bío-Bío, CHILE. Gayana. Botánica. Volumen 65, N°2, 209-219 pp.

Pierson, T., Scott, K. (1985). Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research, Volumen 21, 1511-1524 pp.

Radic, J. (2010). Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). Revista Andean geology. Volumen 37, N°1, 220-246 pp.

Pradenas, K (2014). Nota de prensa Diario la Discusión de Chillán. 8 de Junio de 2014.

Prasicek, G., Otto, J., Montgomery, D., Schrott, L. (2014). Curvatura multi-escala para la identificación automática de los paisajes de montaña con glaciares. Revista Geomorfología. Volumen 209, 53-65 pp.

Ramos, I. (2012). Estudio de la dinámica de los lahares recientes del flanco oeste del complejo volcánico Nevados de Chillán (36°50'S), Andes del Sur. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile. 57p.

Rebolledo, S., Elgueta, S., Carrasco, N., Vatin-Perignon, N., Kieffer, G. (2000). Zonificación del peligro de remoción en masa en San José de Maipo, valle del río Maipo, Región Metropolitana. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 107-110 pp.

Regmi, N., Giardino, J., Vitek, J. (2010). Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach, Western Colorado, USA. Revista Geomorfology. Volumen 115, 172-187 pp.

Rivera, A., Acuña, C. (1997). Variaciones Recientes de Glaciares en la Macrozona Central de Chile. XVIII Congreso Nacional de Geografía, Santiago, Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas, 293-304 pp.

Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Lange, H. (2000). Variaciones Recientes de Glaciares en Chile. Investigaciones Geográficas, Universidad de Chile. Santiago. Volumen 34, 25-52 pp.

Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., Bown, F. (2002). Use of Remote Sensing and FieldData to Estimate the Contribution of Chilean Glaciers to Eustatic Sea Level Rise. Annals of Glaciology, Cambridge, Scott Polar Research Institute. Volumen 34, 367-372 pp.

Rodríguez, J., Serrato, F. (2011). Estabilidad, por formación de cuñas, para un túnel en roca. Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil, México. Conferencia Panamericana geotécnica.

Rosenblüth, B., Fuenzalida, H., Aceituno, P. (1997). Recent Temperature Variations in Southern South America", International Journal of Climatology, London, The Royal Meteorological Society. Volumen 17, 67-85 pp.

Rozo, A. (2008). Desarrollo de una metodología para determinar el ángulo de fricción interna a partir del volumen de arcilla y la porosidad obtenidos de los registros eléctricos. Trabajo de grado para optar el título de Ingeniera en petróleo. Universidad industrial de Santander. Bucaramanga.

Rutllant, J., Garreaud, R. (2004). Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical andes. Revista Sociedad Americana Meteorología. Volumen 132, 611-622 pp.

Ruvalcaba, R. (2001). Localidades y hogares en el mundo de propensiones. Documento presentado al seminario internacional “las diferentes expresiones de la vulnerabilidad social en América Latina y el caribe” realizado en la CEPAL, Santiago de Chile, 20 y 21 de junio de 2001.

Saavedra, D. (2007) Análisis y evaluación de vulnerabilidad a amenazas naturales y socioeconómicas en la ciudad de Puerto Montt y sus áreas de expansión. Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Chile. Santiago de Chile.

Santacana, N. (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la Formación de deslizamientos superficiales y Grandes deslizamientos mediante el uso de Sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat”. Tesis doctoral. UPC. Barcelona.

Santacana, N., Baeza, B., Corominas, J., De Paz, A., Marturiá, J. (2003). A GIS-Based Multivariate Statistical Analysis for Shallow Landslide Susceptibility Mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain). Revista Natural Hazards. Volumen 30, 281-295 pp.

Scott, K., Macías, J., Naranjo, J., Rodriguez, S., McGeehin, J.P. (2001). Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanics terrains: Mobility, Hazard Assessment and Mitigation Strategies. U.S. Geological Survey Professional Paper 1630.

Selby, M. (1993). Hillslope materials and processes. Second Edition, Oxford University Press, 451 p.

Sepúlveda, S.A. (1998). Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Sepúlveda, S.A. (2000). Metodología de Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos. Revista Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Volumen 51, 3-28 pp.

Serra, P. (1985). Procesos Litorales en Costas de Castellón, Tesis Doctoral. E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Valencia.

Servicio Nacional de Geología y Minería (2013). Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS Temuco). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región del Bío-Bío. Volumen 32.

Servicio Nacional de Geología y Minería (2014). Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS Temuco). Reporte de Actividad Volcánica (RAV) Región del Bío-Bío. Volumen 24.

Soto, M., Castro, C., Chávez, C. (2004). Caracterización geomorfológica del corredor de comercio las leñas, valle del río Cachapoal, Andes de Chile central. Revista de Geografía, Norte grande. N° 031. Pontificia Universidad católica de Chile, Santiago, Chile. 85-98 pp.

Soto, M., Castro, C., Rodolfi, O., Maerker, G., Padilla, R. (2006). Procesos geodinámicos actuales en ambiente de media y baja montaña: Borde meridional de la cuenca del río Maipo, Región Metropolitana de Santiago. Revista de Geografía Norte Grande. Volumen 35, 77-95 pp.

Sobarzo, V., Villalobos, F., King, R. (2011). Estudio de la estabilidad de taludes en roca meteorizada de la formación Quiriquina. Revista Obras y Proyectos. Volumen 9, 38-48 pp.

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile. Volumen 31, N°2, 161-206 pp.

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile. Santiago. Volumen 31, N°2, 161-206 pp.

Strahler, A. (1954). Análisis Estadístico en Investigación geomorfológica. Revista Journal of Geology. Volumen 62, N°1, 1-25 pp.

Strahler, A. (2000). Geografía física. Tercera edición. Barcelona. Editorial Omega. 550 p.

Suárez, J. (1998). Deslizamientos: análisis geotécnico. (2ª. Ed.). Bucaramanga, Colombia.: Editorial Universidad Industrial de Santander UIS, Facultad de Ingenierías Físico Mecánicas.

Süzen, M., Doyuran, V. (2004). A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate: Environmental Geology N°45, 665-679 pp.

Tsou, C., Feng, Z., Chigira, M. (2011). Deslizamiento de tierra catastrófica inducida por el tifón Morakot, Shiaolin, Taiwán. Revista Geomorphology. Volumen 127, 166-178 pp.

Van Westen C. J. (2005). "Refresher Course on Geo-Information for Natural Disaster Reduction in Eastern Africa" Makerere University.

Van Westen, C., Castellanos, E., Kuriakose, S., (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. Revista Engineering Geology. Volumen 102, 112-131 pp.

Vargas, J. (2002). Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socio-naturales. División del medio ambiente y asentamientos humanos. CEPAL, Santiago de Chile.

Varnes, D. (1978). Slope Movement: Types and Proceses. In Scuster y Krizek, 1978: Landslides: Analysis and Control. Special report 176. Transportation Research Board, Comisión on Sociotechnical Systems, National Research Council. National Academy of Sciences, Washington, D.C. 234 p.

Varnes, D. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards 3, Unesco, 63 p.

Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsnik, H. (1995). Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In Petroleum Basins of South America (Tankard, A. J., Suárez Sorucco, R., Welsnik, H.J., editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.

Vicuña, S., Garreaud, R., McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. Revista Climatic Change, Volumen 105, 469-488 pp.

Viers (1974). Geomorfología. Ed. Oikos-Tau. Barcelona, 320 p.

Wilches-Chaux, G. (1988). Desastres, ecologismo y formación profesional. SENA, Colombia. (reeditado en Maskrey, A. (1993). Los desastres no son naturales. LA RED, Tercer Mundo, Colombia.

Wilches-Chaux, G (1989) Desastres, ecologismo y formación profesional: herramientas para la crisis. Servicio Nacional de Aprendizaje, Popayán.

Whittow, J. (1984). Diccionario de geografía física. Editorial Alianza. Madrid, España. 288 p.

WP/WLI Working Party for the World Landslide Inventory, (1993). Multilingual Landslide Glossary. The Canadian Geotechnical Society. Richmond, British Columbia, Canada. BiTech Publishers.

Yagi, K., Yamazaki, T., Atsumi, M. (2007). Análisis SIG en las características geomorfológicas y el suelo. Implicación mecánica de los deslizamientos de tierra causados por el terremoto de 2004 en Niigata Chuetsu. Revista de la Sociedad Japonesa Landslide. Volumen 43, 294-306 pp.

Yoshida, Y., Kuwano, J., Kuwano, R. (1991). Rain-induced slope failures caused by reduction in soil strength. Soil and Foundations, Japanese Society of soil mechanics and foundation engineering. Volumen 31, N°41, 87-193 pp.

Young, A. (1975). Slopes. Longman, London, 288 p.

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

Linkgrafía

Aneas de Castro, S. (2000). Riesgos y peligros: una visión desde la geografía. Scripta Nova. Revista electrónica de Geografía y Ciencias Sociales, Universidad de Barcelona [ISSN 1138-9788]. N° 60. Barcelona. Disponible en: <http://www.ub.edu/geocrit/sn-60.htm>. Consultado el: 24-07-2013.

Arias, S., Bertholet, P., Cavieres, P., Gaete, S., Guendelman, T., Lindenberg, J. (2000). Evaluación preliminar de la estabilidad estructural de la "pipa braden", Mina el teniente de Codelco. Chile.

Disponible en: <http://www.framestudio.cl/clientes/iec/publicaciones/publicaciones-tecnicas/022.pdf>. Consultado el: 13-03-2014.

Bonachea, J. (2006). Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos. Departamento de ciencias de la tierra y Física de la materia condensada. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria. Santander. 278 p.
Disponible en: <http://www.tdx.cat/handle/10803/10610>. Consultado el: 29-08-2013.

Calvo, F. (1997). Algunas cuestiones sobre Geografía de los Riesgos. Scripta Nova. Revista electrónica de Geografía y Ciencias Sociales, N°10. Barcelona.
Disponible en: <http://www.ub.edu/geocrit/sn-10.htm>. Consultado el: 23-07-2013.

Cardona, O. (2001). Estimación holística del riesgo sísmico utilizando sistemas dinámicos. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
Disponible en <http://www.desenredando.org/public/varios/2001/ehrisusd/index.html>. Consultado el: 28-07-2013.

Cardona, O. (2001). La necesidad de repensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo. Una crítica y una revisión necesaria para la gestión. Bogotá: Centro de Estudios sobre Desastres y Riesgos (CEDERI), Universidad de los Andes.
Disponible en: http://www.desenredando.org/public/articulos/2003/rmhcvr/rmhcvr_may-08-2003.pdf. Consultado el: 28-07-2013.

Cardona, O., Hurtado, J., Duque, G., Moreno, A., Chardon, A., Velásquez, L., Prieto, S. (2003). La noción de riesgo desde la perspectiva de los desastres: Marco conceptual para su gestión integral. Programa BID/IDEA de Indicadores para la Gestión de Riesgos, Universidad Nacional de Colombia, Manizales.

Disponible en <http://idea.unalmz.edu.co>. Consultado el: 28-07-2013.

Cardona, O. (2007). Indicadores de riesgo de desastre y gestión de riesgos programa para América Latina y el Caribe. Informe resumido. Disponible en: http://www.iadb.org/exr/disaster/idea_indicatorsreport_sp.pdf?language=sp&parid=6.

Consultado el: 27-07-2013.

Censo de población y vivienda XVII (2002). Localidades y entidades de población. Instituto Nacional de estadísticas. Disponible en: http://www.inecibio.cl/contenido.aspx?id_contenido=41. Consultado el 04-02-2014.

Centro de estudios Científicos (2013). Mapa de los Glaciares de Chile y Antártica. Disponible en: <http://www.cecs.cl/costaneradelaciencia/images/stories/triptico/triptico.pdf>. Consultado el: 10-10-2013.

Centro de Información de Recursos Naturales CIREN (2013). Sistema de información territorial rural. Región del Bío Bío, Provincia de Ñuble, Comuna de Pinto, Capítulos 1 y 2: demografía y características sociales y económicas.

Disponible en: <http://www.sitrural.cl/>. Consultado el 12-10-2013.

Centro Nacional de prevención de desastres de México (CENAPRED), (2012). Atlas nacional de riesgos. Inestabilidad de Laderas. Disponible en: http://www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=76&Itemid=188. Consultado el 27-07-2013.

Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres Naturales de Yokohama, (1994). Directrices para la Prevención de los Desastres Naturales, la Preparación para Casos de Desastre y la Mitigación de sus Efectos. Japón.

Disponible en: <http://eird.org/fulltext/Yokohama-strategy/YokohamaEspa%F1ol.pdf>.

Consultado el: 22-07-2013.

Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres, (2005). Marco de Acción de Hyogo para 2005-2015: Aumento de la resiliencia de las naciones y las comunidades ante los desastres. Extracto del Informe de la Conferencia Mundial sobre la Reducción de los Desastres. Disponible en: <http://www.comunidadandina.org/predecan/doc/ext/hyogo.pdf>. Consultado el: 22-07-2013.

Conferencia de las Naciones Unidas (1992). Declaración de Río sobre el medio ambiente y el desarrollo.

Disponible

en:

http://www.bioculturaldiversity.net/Downloads/Papers/Rio_declaration_Spanish.pdf.

Consultado el: 23-07-2013.

Dearman, W. (1995). The description and classification of weathered rocks for engineering purposes, geological society engineering group working party report. Quarterly Journal of Engineering Geology. Volumen 28, 207-242 pp.

Disponible en: <http://qjgegh.lyellcollection.org/content/28/3/267.short>.

Consultado el: 12-09-2013.

Domínguez, M. (2003). Geomorfología e inestabilidad de laderas en la cuenca carbonífera central (valle del Nalón, Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno (Tesis Doctoral inédita). Universidad de Oviedo. 221 p.

Disponible en: <http://www.tdx.cat/handle/10803/11133>. Consultado el: 22-02-2014.

González, A. (2011). Informe de riesgos naturales. Estudio de impacto ambiental proyecto Punta Caldera.

Disponible en: http://www.eseia.cl/archivos/ANEXO_30_Informe_de_riesgos_naturales.pdf.

Consultado el 25-04-2014.

Haddad, B. (2007). Modelización numérica mediante elementos finitos y SHP de los geomateriales fluidificados: aplicación a los deslizamientos rápidos de ladera. Memoria para optar al grado de Doctor, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid, España.

Disponible en: <http://eprints.ucm.es/7737/>. Consultado el: 15-09-2013.

Instituto Nacional de Estadísticas (2002). Chile, Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos, Censo 2002. Disponible en www.ine.cl. Consultado el: 21-08-2013.

Instituto Nacional de Estadísticas (2000). Enfoques Estadísticos Nº 5, Medio Ambiente. Boletín Informativo INE, Junio 2000. Disponible en:

http://www.ine.cl/canales/sala_prensa/archivo_documentos/enfoques/2000/files/enfo5.pdf.

Consultado el: 15-01-2014.

Lara, M., Sepúlveda, S. (2008). Remociones en masa: apunte curso. Universidad de Chile. Disponible en: <http://es.scribd.com/doc/52429729/APUNTE-REMocion-en-masa-U-chile-2008>. Consultado el: 20-10-2013.

Mases, M., Vilaplana, J. (1991). Zonas de aludes en la Valferrera: Clasificación y riesgo geomorfológico. Pirineos, 1991, vol. 138, p. 39-52.

Disponible en: <http://diposit.ub.edu/dspace/handle/2445/26234>. Consultado el: 24-09-2013.

Naciones Unidas (2002). Informe de la Cumbre Mundial sobre el Desarrollo Sostenible Johannesburgo, Sudáfrica. Disponible en: http://www.eclac.cl/rio20/noticias/paginas/6/43766/WSSD_Informe.ESP.pdf
Consultado el: 23-07-2013.

Organización de Estados Americanos. (1993). Manual sobre manejo de amenazas naturales en la planificación del desarrollo regional integrado. Washington. Disponible en: <http://www.oas.org/dsd/publications/Unit/oea65s/oea65s.pdf>. Consultado el: 24-07-2013.

Organización de Estados Americanos. (1991). Desastres, Planificación y Desarrollo: Manejo de Amenazas Naturales para Reducir los Daños. Disponible en: <http://www.oas.org/dsd/publications/Unit/oea57s/oea57s.pdf>. Consultado el: 24-07-2013.

Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. (2008). Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional N°7, 320 p. (1 mapa en CD-ROM). Disponible en: <http://es.calameo.com/read/000820129a2d11497f244>. Consultado el: 21-01-2014.

Rondón, J., Vidal, R. (2005). Establecimiento de la Cubierta Vegetal en Áreas Degradadas. (Principios y Métodos). Revista Forestal Latinoamericana. Volumen 38, 63-82 pp. Disponible en: <http://www.jaravalencia.com/docu/Cubierta%20vegetal.pdf>. Consultado el: 17-11-2013.

Varela, D., Martínez, R. (2007). Programa aplicación de planes de desarrollo comunal de la Region del Bío-Bío, Comunas de Coihueco y Pinto. Plan de desarrollo comunal 2007-2012 comuna de Pinto, carpeta de información comunal. Nova Prisma Consultores Ltda. Disponible en: http://www.municipalidaddepinto.cl/transparencia_activa/pladeco2007.pdf
Consultado el: 12-09-2013.

Waugh, D. (2000). Geography: An integrated approach. (4ª. Ed.). USA.: Nelson Thornes. Disponible en: [http://books.google.cl/books?hl=en&lr=&id=7GH0KZZthGoC&oi=fnd&pg=PA7&dq=Waugh,+D.+\(2000\).+Geography:+An+integrated+approach.+\(4%C2%AA.+Ed.\).+USA.:+Nelson+Thornes.&ots=MgpS8W99Ct&sig=rtIRHwjB1ILL82iuLJjk9n0BdvY#v=onepage&q&f=false](http://books.google.cl/books?hl=en&lr=&id=7GH0KZZthGoC&oi=fnd&pg=PA7&dq=Waugh,+D.+(2000).+Geography:+An+integrated+approach.+(4%C2%AA.+Ed.).+USA.:+Nelson+Thornes.&ots=MgpS8W99Ct&sig=rtIRHwjB1ILL82iuLJjk9n0BdvY#v=onepage&q&f=false). Consultado el: 15-06-2013.

Wijkman, A., Timberlake, L. (1985). Desastres Naturales, ¿Fuerza Mayor u Obra del Hombre?. Earthscan. Disponible en: <http://desastres.unanleon.edu.ni/pdf/2002/julio/pdf/spa/doc716/doc716-introduccion.pdf>. Consultado el: 19-10-2013.