



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Geografía

GEODINÁMICA Y VALORACIÓN DEL NIVEL POTENCIAL DE RIESGO NATURAL EN ALTA MONTAÑA:

Cuenca del río Las Leñas, vertiente occidental de los Andes
Centrales

**MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE GEÓGRAFO**

ESTEBAN DELGADO ALTAMIRANO

**PROFESOR GUÍA:
MARÍA VICTORIA SOTO B.**

SANTIAGO, SEPTIEMBRE DE 2007

*A María y Manuel por la paciencia,
la infinita paciencia, e inconmensurable
falta de apego personal y generosidad
en favor de sus hijos*

ÍNDICE

	Pág.
Resumen	xii
Introducción	xiii
CAPÍTULO PRIMERO: Presentación del Estudio	xvii
1.0 Planteamiento y justificación del problema	1
2.0 Objetivos	10
2.1 Objetivo General	10
2.2 Objetivos Específicos	10
3.0 Hipótesis de trabajo	11
4.0 Alcance y limitantes de la investigación	12
CAPÍTULO SEGUNDO: Marco conceptual y Metodología	13
5.0 Marco conceptual y estado del asunto	15
5.1 Síntesis de aspectos históricos relevantes en el origen y evolución del pensamiento geográfico, asociado al estudio de la geodinámica y la evolución de la geomorfología	17
5.2 Geodinámica de los espacios de alta montaña y procesos de remoción en masa	25
5.3 Elementos teóricos y conceptuales relacionados con el estudio de los riesgos naturales	44
5.4 Métodos de análisis para evaluar la susceptibilidad del terreno a experimentar procesos de remoción en masa	52
6.0 Metodología	61
6.1 Planteamiento General	61
6.2 Análisis de la susceptibilidad del terreno	62
6.2.1 Factores condicionantes y remociones consideradas	71
6.2.2 Supuestos del método	72
6.3 Secuencia metodológica	73
6.4 Materiales y herramientas utilizadas	77
CAPÍTULO TERCERO: Geodinámica de la cuenca del río Las Leñas	79
7.0 Clima y dominio morfoclimático	81

7.1 Marco climático general	81
7.2 Dominio morfoclimático	85
7.2.1 Análisis de antecedentes	86
7.3 Modelo de zonificación de pisos morfoclimáticos	89
7.4 Zonificación geoecológica de la cuenca del río las leñas	92
7.4.1 Piso Morfoclimático de Media Montaña	92
7.4.2 Piso Morfoclimático de Alta Montaña	94
8.0 Geología, tectónica y sismicidad	99
8.1 Marco geológico general	99
8.2 Unidades geológicas de la cuenca del río las leñas	100
8.2.1 Formación Río Damas	101
8.2.2 Formación Leñas – Espinoza	102
8.2.3 Formación Coya – Machalí	104
8.2.4 Formación Farellones	106
8.2.5 Rocas Intrusivas	106
8.2.6 Sedimentos Cuaternarios	107
8.3 Tectónica y sismicidad de la cuenca del río Las Leñas	111
9.0 Geomorfología	121
9.1 Marco geomorfológico general	121
9.2 Unidades identificadas	122
9.2.1 Sistemas de vertientes	126
9.2.2 Formas de base de vertiente o de contacto	128
9.2.3 Formas fluviales polifásicas	134
9.2.4 Formas palustres	136
9.2.5 Formas glaciales y nivales	138
9.3 Procesos de remoción en masa	142
9.3.1 Caídas de rocas	147
9.3.2 Avalanchas de nieve	147
9.3.3 Flujos de detritos	148
9.3.4 Avalanchas de roca	148
9.3.5 Deslizamientos de detritos	149
9.3.6 Gelifluxión en lupa, laminar y en lengua	149
10.0 Hidrografía	151
10.1 Marco general	151

10.2 Características hidromorfométricas de la cuenca	152
10.3 Análisis de unidades hidrográficas	154
11. Vegetación	159
11.1 Marco vegetacional general	159
11.2 Unidades identificadas (uso actual)	162
12.0 Pendientes	167
12.1 Marco general	167
12.2 Determinación de unidades de pendiente	169
13.0 Exposición de Vertientes	176
13.1 Marco General	176
13.2 Modelos de estimación de la radiación solar incidente	181
13.3 Radiación potencial global par la cuenca del río las leñas	182
CAPÍTULO CUARTO: Susceptibilidad espacial al desarrollo de procesos de remoción en masa	189
14.0 Susceptibilidad de la cuenca del río las leñas a desarrollar y ser afectada por procesos de remoción en masa	191
14.1 Susceptibilidad esperada de los factores condicionantes a desarrollar procesos de remoción en masa	192
14.1.1 Dominio morfoclimático	192
14.1.2 Geología	193
14.1.3 Geomorfología	196
14.1.4 Vegetación y uso del suelo	197
14.1.5 Pendientes	199
14.1.6 Exposición del relieve	200
14.2 Susceptibilidad de la cuenca del río Las Leñas a ser afectada por procesos de remoción en masa	200
14.3 Susceptibilidad de la cuenca del río Las Leñas a desarrollar procesos de remoción en masa	206
CAPÍTULO QUINTO: Discusión y Conclusiones	213
15.0 Discusión y conclusiones	215
CAPÍTULO SEXTO: Bibliografía y Anexos	221
16.0 Bibliografía	223
17.0 Anexo 1	237

ÍNDICE DE TABLAS

Nº		Pág.
1	Desastres naturales en Chile en el periodo 1970 – 2002	3
2	Resumen de desastres naturales ocurridos en Chile en el periodo 1906 – 2006 y sus principales impactos según EM-DAT, 2007	5
3	Factores condicionantes de los procesos de remoción en masa según diferentes autores	30
4	Clasificación de procesos de remoción en masa según el tipo de material y movimiento involucrado	41
5	Clasificación de los procesos de remoción según la velocidad del movimiento	43
6	Valores de vulnerabilidad, para diferentes elementos expuestos, propuestos por varios autores	51
7	Métodos de estudio de los procesos de remoción en masa según la escala espacial empleada	59
8	Estadística de temperatura y precipitación para la cuenca del río Las Leñas	83
9	Zonificación vertical de características geoecológicas en ambientes de montaña	91
10	Cobertura e importancia relativa de los cinturones geoecológicos de la cuenca del río Las Leñas	92
11	Características principales de las unidades geológicas reconocidas en la cuenca del río Las Leñas	110
12	Unidades geomorfológicas de la cuenca del río Las Leñas	125
13	Superficie cubierta por procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas	144
14	Parámetros hidromorfométricos de la cuenca del río Las Leñas	152
15	Parámetros morfométricos por unidad de análisis hidrográfico de la cuenca del río Las Leñas	157
16	Uso del suelo en la cuenca del río Las Leñas	164
17	Clasificación de pendientes por rangos y procesos morfogenéticos asociados	169
18	Relación, rangos de pendientes / superficie en la cuenca del río Las	171

	Leñas	
19	Características principales de los perfiles elaborados	172
20	Valores de los parámetros utilizados para calcular la radiación potencial de la cuenca del río Las Leñas mediante el uso de <i>Solar Analyst</i>	182
21	Tipología de intervalos de orientación utilizados en la cuenca del río Las Leñas	186
22	Cobertura espacial de los rangos de orientación de vertientes en la cuenca del río Las Leñas	187
23	Factores y variables considerados para la estimación de la susceptibilidad en la cuenca del río Las Leñas	192
24	Nivel de susceptibilidad esperada de las unidades geoecológicas de la cuenca del río Las Leñas	193
25	Cambio promedio en la intensidad asociada con diferentes tipos de superficie geológica	195
26	Susceptibilidad esperada de las unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas para desarrollar procesos de remoción en masa	196
27	Susceptibilidad esperada de los sistemas de vertientes de la cuenca del río Las Leñas	197
28	Susceptibilidad esperada de las unidades vegetacionales al desarrollo de procesos de avalanchas	199
29	Susceptibilidad esperada del terreno a experimentar procesos de remoción en masa en función de su pendiente	199
30	Susceptibilidad esperada del terreno para experimentar procesos de remoción en masa, según su orientación	200
31	Favorabilidad y probabilidad espacial de factores condicionantes a ser afectados por procesos de remoción en masa	202
32	Favorabilidad y probabilidad espacial de factores condicionantes a desarrollar procesos de remoción en masa	207
33	Comparación entre susceptibilidad esperada (juicio experto) y susceptibilidad espacial calculada	210

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura N°		Pág.
1	Tipos de desastres naturales registrados en Chile para el periodo 1970-2002	3
2	Personas afectadas por tipo de desastres naturales registrados en Chile para el periodo 1970 - 2002	4
3	Total de desastres naturales y total de afectados registrados en el periodo 1906 - 2006	5
4	Esquema general de evolución del pensamiento geomorfológico	23
5	Esquema de desprendimientos y caídas	32
6	Esquema de vuelcos y desplomes	33
7	Esquema de deslizamientos	33
8	Esquema de tipos de flujos	35
9	Tipos de expansiones laterales	36
10	Tipos de deformaciones sin rotura de ladera	38
11	Esquema de deformación gravitacional profunda	39
12	Operación de los procesos de remoción en masa en ambientes de alta montaña	42
13	Representación esquemática de la relación espacial y temporal de los procesos de remoción en masa	57
14	Gráfico de relaciones teóricas entre la disponibilidad de datos, la complejidad de los modelos de estudios y la capacidad predictiva de los modelos de análisis de procesos de remoción en masa	58
15	Relación entre las escalas temporal y espacial de análisis de procesos de remoción en masa y la complejidad de los modelos y métodos de estudio	59
16	Diagrama de Venn N° 1	63
17	Diagrama de Venn N° 2	68
18	Esquema metodológico utilizado durante la investigación	76
19	Diagrama ombrotérmico de la cuenca del río Las Leñas	83
20	Posición de la cuenca del río La Leñas respecto los Volcanes Guanaqueros (Argentina), Palomo (Chile) y la divisoria de aguas	88

	entre la vertiente oriental y occidental de la cordillera de Los Andes	
21	Cinturón geocológico montano alto en la sección baja de la cuenca del río Las Leñas	94
22	Fisonomía del sistema morfogénico en el cinturón geocológico Subnival Alpino Superior	96
23	Ejemplo del aspecto del límite inferior del cinturón geocológico nival	97
24	Posición espacial de los cinturones geocológicos de la cuenca del río Las Leñas	98
25	Vista del aspecto de la formación Río Damas a la altura de la confluencia del Estero los Cruceros con el río Las Leñas	102
26	Vista de la formación Leñas Espinoza en la confluencia del Cajón de Espinoza con el río Las Leñas	104
27	Fisonomía de la formación Coya – Machalí en la vertiente sur de la zona baja de la cuenca del río Las Leñas	105
28	Situación de las vertientes gravitacionales cubiertas por materiales de origen cuaternario en la cuenca	107
29	Unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas	109
30	Unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas (gráfico)	111
31	Sismicidad en América del Sur para el periodo 1990 – 2000	112
32	Distancia a las fallas desde el resto de la cuenca en el río Las Leñas	114
33	Densidad de fallas por km ² en la cuenca del río Las Leñas	115
34	Perfiles sismológicos regionales, a la latitud de la cuenca del río Las Leñas, meses de febrero, agosto y diciembre de 2000	117
35	Perfiles sismológicos regionales, a la latitud de la cuenca del río Las Leñas, meses de febrero, agosto y diciembre de 2006	118
36	Carta geológica de la cuenca del río Las Leñas	120
37	Carta geomorfológica de la cuenca del río Las Leñas	124
38	Distribución de la superficie por unidad geomorfológica identificada	126
39	Vista vertiente Norte de la Cuenca del río Las Leñas en el segmento comprendido entre la confluencia de este con el río Cachapoal y la Laguna del Yeso	129
40	Vista de la parte suroriental de la Laguna del Yeso	130

41	Vista de la zona suroccidental de la Laguna del Yeso (izquierda), aguas abajo	131
42	Vista del sector noroccidental de la Laguna del Yeso	131
43	Morfología, materiales y grado de estabilización y actividad en los conos coluviales de esta zona	132
44	Vista de la configuración típica de los depósitos ubicados por sobre los 3.000 m.s.n.m	133
45	Vista de 2 pequeñas terrazas aluviales en la cuenca del río Las leñas	134
46	Área de terraplenamiento palustre localizada en la zona oriental de la Laguna del Yeso	137
47	Detalle del desarrollo de glaciares rocosos a partir de las vertientes de un antiguo circo glaciar en el Cajón Los Moscos, zona alta de la cuenca del río Las Leñas	139
48	Zona con depósitos morrénicos asociados al retroceso glaciar de finales del Würn y que dieron origen a la Laguna del Yeso	141
49	Zona superior de uno de los depósitos morrénicos que conforman la barrera queda origen a la Laguna del Yeso	141
50	Situación morfodinámica de la parte alta de la cuenca del río Las Leñas	142
51	Procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas	146
52	Curva hipsométrica de la cuenca del río Las Leñas	153
53	Red hidrográfica e índice de potencialidad erosiva de la cuenca del río Las Leñas	156
54	Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado de la cuenca del río Las Leñas	160
55	Uso actual del suelo, cuenca del río Las Leñas	165
56	Distribución de la vegetación en la cuenca del río Las Leñas	166
57	Esquema general de la influencia de la gravedad en el desplazamiento de partículas sobre un plano horizontal y sobre planos inclinados	167
58	Carta de pendientes de la cuenca del río Las Leñas	170
59	Relación rangos de pendientes/superficie en la cuenca del río Las	171

	Leñas	
60	Posición de la secuencia de perfiles topográficos extraídos en la cuenca del río Las Leñas	173
61 - 65	Perfiles N° 1; 2; 3 y 4, respectivamente	173-175
66	Balance de Radiación de la Tierra	176
67	Radiación potencial anual en la cuenca de del río Las Leñas	184
68	Radiación potencial anual en la cuenca de del río Las Leñas, en intervalos	185
69	Relación rangos de exposición/superficie en la cuenca de del río Las Leñas	187
70	Exposición de vertientes en la cuenca de del río Las Leñas	188
71	Probabilidad espacial de la cuenca del río Las Leñas a ser afectada por procesos de remoción en masa (riesgo natural potencial)	203
72	Probabilidad espacial de la cuenca del río Las Leñas a desarrollar procesos de remoción en masa	208

RESUMEN

El estudio tuvo por objetivo: (i) caracterizar geodinámicamente la cuenca del río Las Leñas, e; (ii) identificar las áreas con mayor grado de susceptibilidad natural, asociada a la dinámica de vertientes en su interior. La primera parte de este objetivo fue cumplida a través de la recopilación de información de terceras fuentes y la generación de información por medio de fotointerpretación; generación de modelos digitales de elevación, e; interpretación y procesamiento de imágenes satelitales. La segunda, por medio de una metodología de carácter probabilístico, fundada en el análisis condicional y el teorema de Bayes, propuesta por CHUNG y FABRI (1993; 1999, 2002).

La metodología empleada permitió la aplicación práctica del principio del actualismo por medio de la incorporación de la evidencia de remociones, en el análisis de susceptibilidad del terreno. Los procesos analizados fueron del tipo caídas, flujos y deslizamientos de rocas y los factores evaluados como relevantes en el desarrollo de dichos procesos, fueron; dominio morfoclimático, geología, geomorfología, vegetación y uso del suelo, pendientes y exposición del relieve.

Mediante el uso de la metodología se testearon cuatro hipótesis de trabajo relacionadas con la integración de las áreas de mayor fragilidad por factor y el uso de los flujos de detritos como indicadores globales de la geodinámica de la cuenca. De estas fue posible confirmar en un 100% una de las hipótesis, de manera parcial dos y rechazar una de las mismas.

Los resultados muestran un alto grado de actividad de los procesos morfogenéticos en la cuenca del río Las Leñas, cuestión que se refleja en la amplitud de probabilidades espaciales calculadas, tanto para desarrollar procesos de remoción, como para ser afectada por estos. Dichos valores oscilan entre 0 y 1 (0 a 100%) y en estos se refleja la importancia relativa de cada proceso de remoción detectado. En términos jerárquicos, los procesos de mayor relevancia en la cuenca son las caídas de rocas (*rockfall*), las que ocupan sobre el 49% de la misma, seguidos de las avalanchas de nieve (*snow flow o snow avalanches*), avalanchas de roca (*rock avalanches*), flujos de detritos (*debris flows*) y geliflucción.

INTRODUCCIÓN

Los servicios ambientales que prestan los espacios de montaña a la sociedad son innumerables, desde la regulación climática, la provisión de recursos hídricos y el control de plagas hasta la provisión de espacios para diversas actividades económicas, recreativas y espirituales. En tal sentido, estos espacios, constituyen activos ambientales altamente relevantes para la sociedad, los cuales es necesario estudiar y monitorear, a efecto de que la ocupación y uso que de ellos se realice no ponga en peligro la sustentabilidad natural del sistema, ni la seguridad de las personas y sus bienes.

A escala global las áreas de montaña constituyen las zonas de más alta actividad morfogénica, desde el punto de vista de la geodinámica. Esta condición, con un alto grado de confianza, se ha visto en aumento en las últimas décadas como efecto del cambio climático que experimenta el planeta, el cual ha provocado el incremento en la inestabilidad del terreno y las avalanchas de roca en tales espacios (INTERGUBERNAMENTAL PANNEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC-, 2007).

Por otra parte, una superficie muy importante de Chile continental se encuentra sobre relieves de montaña, por ello, desde la época prehispánica ha existido un uso con diversos grados de intensidad de estos espacios, aunque desde principios del siglo pasado los procesos de industrialización y urbanización del país provocaron una pérdida progresiva de la población residente en estas áreas, convirtiéndolas en las de menor densidad poblacional y menores índices de desarrollo humano en el país.

No obstante lo anterior, el modelo económico chileno, de características neoliberales, fundado en la explotación intensiva de recursos naturales, ha generado desde su implementación, un casi permanente aumento de la actividad minera, la expansión de la frontera agrícola, el desarrollo inmobiliario de segundas (y terceras) residencias, la construcción de infraestructura para facilitar el intercambio y la integración territorial, y el aumento del interés por el desarrollo de actividades turísticas y recreacionales en espacios de montaña. Todo ello, si bien no ha detenido los procesos migratorios campo ciudad de los residentes originales más pobres de estas áreas, ha provocado una creciente presión por el uso económico, residencial y recreacional de estas áreas.

De esta manera, el aumento en los niveles de ocupación, permanente o temporal, de estos espacios y el incremento de su dinámica natural, como respuesta al cambio en las condiciones de equilibrio producidas por el calentamiento global, configuran un escenario donde es esperable también, un aumento en las situaciones de exposición de la población (vulnerabilidad) y riesgo natural potencial de estos espacios.

En este contexto, y en un sentido amplio, este estudio tuvo por objeto el caracterizar geodinámicamente la cuenca del río Las Leñas, localizada en la comuna de Machali, Provincia del río Cachapoal, e identificar las áreas con mayor grado de susceptibilidad natural, asociada a la dinámica de vertientes en su interior.

En su primer capítulo este documento expone y justifica el problema a abordar, relata los objetivos de la investigación, las hipótesis de trabajo y el alcance y limitantes del mismo. En el segundo, se realiza una exposición detallada de los antecedentes teóricos que soportan el estudio y la exposición, también en detalle, de la metodología utilizada para alcanzar los objetivos planteados.

El capítulo tercero corresponde íntegramente a la caracterización geográfica de la cuenca del río Las Leñas, en él es posible encontrar antecedentes respecto de las condiciones climáticas, geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, vegetacionales y de relieve del área de estudio. Estos antecedentes, además de ilustrar sobre el funcionamiento del sistema natural en la cuenca, sirven de base para el análisis en las etapas siguientes de la investigación.

En el cuarto capítulo, se efectúa el análisis de susceptibilidad natural de la cuenca a desarrollar y ser afectada por procesos de remoción en masa, considerando la dinámica natural de seis factores condicionantes y la evidencia existente en el área de estudio, por medio de la técnica del análisis condicional desarrollada por CHUNG y FABBRI (1993, 1999).

El quinto capítulo, relata las conclusiones, generales y particulares de la investigación, mientras que en el último capítulo, es posible encontrar las referencias bibliográficas

utilizadas para esta investigación e información anexa, respecto de uno de los procedimientos utilizados durante su desarrollo.



Capítulo Primero: Presentación del Estudio

1.0 PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

Más del 80% de la superficie territorial de Chile continental se encuentra sobre terrenos montañosos. Con una extensión superior a los 7.000 km, la Cordillera de Los Andes corresponde al gran eje estructurador del continente americano, su formación se debe a la subducción de la placa de Nazca bajo el escudo sudamericano, cuestión que sucede a una razón de 6,7 cm. Anualmente (NORAMBUENA *et al*, 1999). Este proceso, además de explicar el nacimiento de la Cordillera de Los Andes, explica también la gran actividad volcánica y tectónica del territorio nacional, convirtiéndolo en uno de los países de más alta actividad sísmica en el planeta.

Las montañas, particularmente las áreas de alta montaña, desde el punto de vista geomorfológico, son los espacios donde los procesos geomorfológicos desarrollan una mayor actividad (PALACIOS y DE MARCOS, 1996). La Cordillera de Los Andes es de edad reciente, su juventud y la intensa actividad volcánica y tectónica que ha experimentado y sigue experimentando, han configurado un abrupto y potente relieve, el cual se eleva por sobre los 6.000 m.s.n.m. en variados puntos de su extensión.

En las áreas más altas de la cordillera predominan los procesos morfogenéticos asociados a la influencia gravitacional, ellos, sumados a la variabilidad altitudinal y climática provocadas por la misma, generan escenarios morfogenéticos muy activos, con alta inestabilidad de sus laderas, pues “a medida que se asciende en altitud las condiciones ambientales se degradan, se hacen cada vez más rigurosas: las temperaturas son cada vez más bajas, las precipitaciones, buena parte en forma de nieve, aumentan en comparación con los territorios adyacentes, la presión atmosférica decrece, aumenta la intensidad del viento, etc., todo lo cual permite distinguir diferentes pisos morfoclimáticos, bioclimáticos, e incluso un escalonamiento de los usos y aprovechamientos que las comunidades montañosas hacen del medio” (GONZALEZ, 2006). Este escenario morfoclimático da origen a una serie de procesos erosivos, agrupados bajo el concepto genérico de remociones en masa.

En los últimos años, se ha registrado a nivel mundial un aumento en la ocurrencia de procesos de remoción en masa y desastres naturales en espacios de montaña (ALCANTARA, 2002), como consecuencia, con un alto nivel de confianza, del

calentamiento global y los cambios climáticos producidos por este. En Sudamérica, se han observado 53 cambios físicos significativos, de los cuales se estima que un 98% de ellos son consistentes con el calentamiento global (IPCC, 2007).

Los efectos del cambio climático han sido claramente perceptibles en Chile, principalmente por las observaciones realizadas en la Antártica y en los glaciares continentales de la zona sur del país (CASASSA, 1995; CASASSA *et al*, 2000; RIVERA *et al*, 2000; RIVERA *et al*, 2002; en BOWN, 2004). En este sentido, es esperable que también la susceptibilidad a desarrollar procesos de remoción en masa este aumentando en el país, con el consiguiente incremento del grado de amenaza que ello genera. Sin embargo, esta situación ha sido muy poco estudiada y, probablemente por esta misma razón, no es observable a partir de la escasa data existente sobre la materia.

Como ejemplo de lo anteriormente planteado, es posible señalar que en Chile no existe un registro detallado de la cantidad y tipo de desastres naturales que han ocurrido en nuestra historia, como tampoco de los afectados en cada uno de ellos. Ello es sin duda, prueba inequívoca de lo señalado por ALCANTARA (2002), respecto de que si bien, los desastres naturales ocurren en todo el mundo, su impacto en países en desarrollo es mayor debido a la localización geográfica en zonas altamente susceptibles a los peligros naturales (vulnerabilidad natural), y también debido a los diferentes tipos de vulnerabilidades económicas, social, política y cultural que en estos existen.

No obstante lo anterior, algunos de los eventos de desastres naturales ocurridos en el país han sido registrados en diversos medios, principalmente escritos (prensa, documentos históricos, etc.), lo que ha permitido realizar algunas sistematizaciones de los hechos y tener algunas aproximaciones hacia estas materias. Las bases de datos EM-DAT (*Université Catholique de Louvain*) y Desinventar (Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, La Red) son un claro ejemplo de ello.

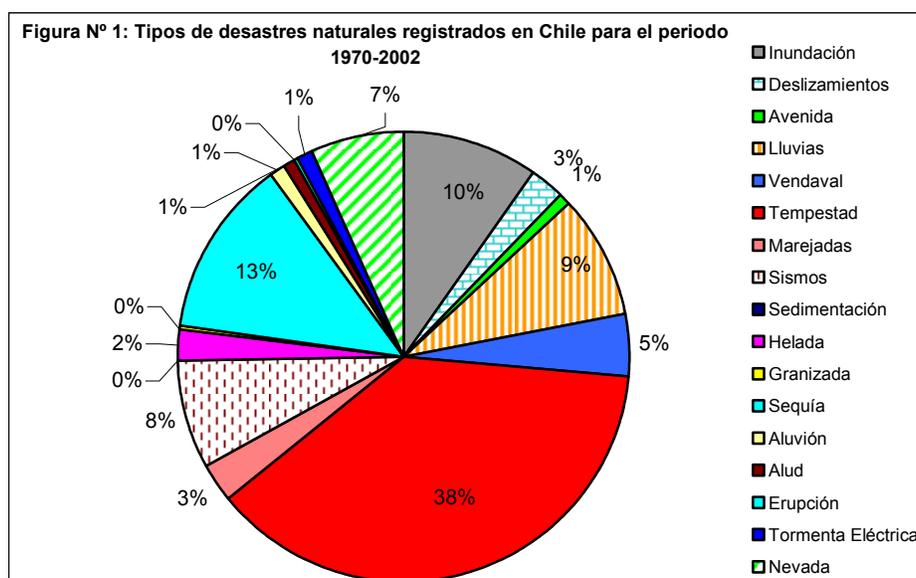
Según los registros de la base de datos DesInventar de LA RED, entidad que sistematizó los antecedentes sobre desastres en Chile para el periodo 1970-2002, a partir de la revisión de información de prensa en el periodo en cuestión, en dicho lapso se produjeron en el país más de 3.800 desastres naturales de diversa índole. Los principales tipos y su

importancia relativa en esta estadística, pueden apreciarse en la tabla N° 1 y figuras siguientes (N° 1 y N° 2):

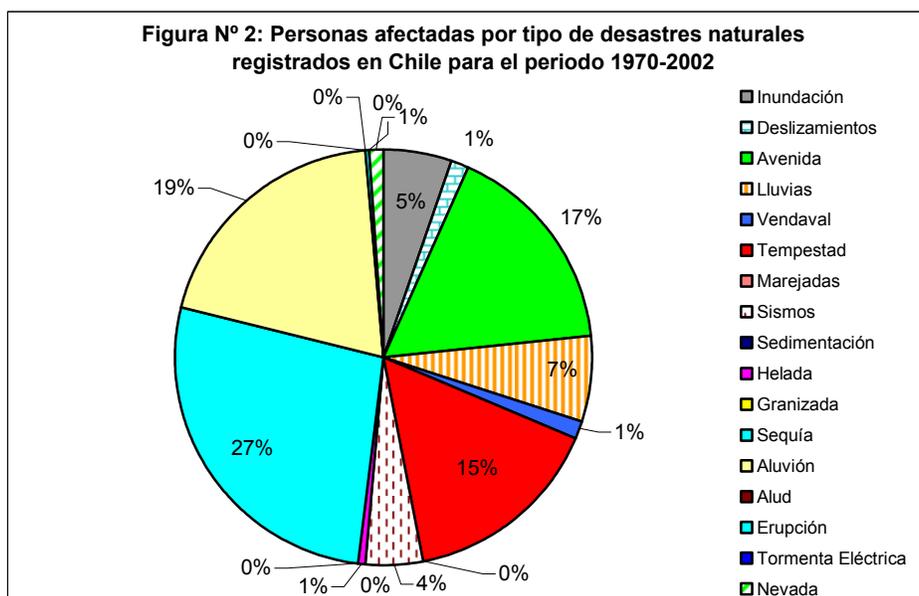
Tabla N° 1: Desastres naturales en Chile en el periodo 1970 – 2002.

Tipo de desastre	N° de eventos	%	Total de personas afectadas	%
Inundación	376	9,6	152611,0	5,2
Deslizamientos	105	2,7	43458,0	1,5
Avenida	29	0,7	487138,0	16,7
Lluvias	342	8,8	190157,0	6,5
Vendaval	176	4,5	41401,0	1,4
Tempestad	1472	37,7	451190,0	15,5
Marejadas	106	2,7	4628,0	0,2
Sismos	299	7,7	122949,0	4,2
Sedimentación	4	0,1	630,0	0,0
Helada	86	2,2	15189,0	0,5
Granizada	11	0,3	2040,0	0,1
Sequía	496	12,7	789825,0	27,1
Aluvión	47	1,2	567155,0	19,5
Alud	25	0,6	5997,0	0,2
Erupción	19	0,5	4169,0	0,1
Tormenta Eléctrica	36	0,9	1,0	0,0
Nevada	263	6,7	33950,0	1,2
Total	3892	100	2912488	100

Fuente: Elaboración propia, a partir de datos registrados por el proyecto DesInventar de La Red (2002).



Fuente: Elaboración propia, a partir de datos registrados por el proyecto DesInventar de La Red (2002).



Fuente: Elaboración propia, a partir de datos registrados por el proyecto DesInventar de La Red (2002).

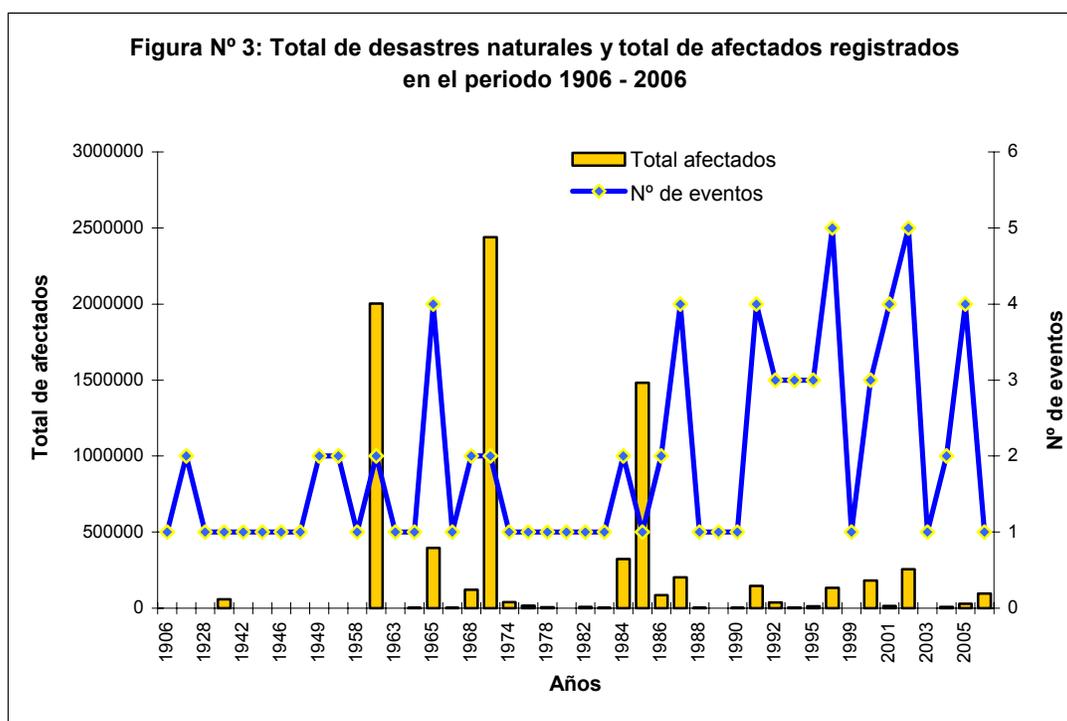
Los datos registrados por La Red muestran la alta capacidad para provocar desastres por parte de los procesos naturales con implicancias geomorfológicas directas (aluviones, aludes, deslizamientos, etc.). Estos, a pesar de solo representar el 4.5% del total de los eventos registrados por la Red, fueron capaces de afectar a más de 21% de la población implicada en el periodo de registro.

Si bien los datos registrados por EM-DAT (2007) no son coincidentes con los de LA RED para el periodo 1970 – 2000, esta base de datos contiene un registro de los principales eventos acaecidos durante el periodo 1906 – 2006. Esta información sostiene que en dicho periodo ocurrieron 83 desastres naturales en Chile con un total de afectados superior a los seis millones y medio de personas. De manera referencial, esto representa cerca del 40% de la población actual de Chile. La estadística general sobre tipo e impactos de estos desastres puede ser apreciada en la tabla N° 2, mientras que su distribución temporal en el gráfico N° 3, que se exponen a continuación:

Tabla N° 2: Resumen de desastres naturales ocurridos en Chile en el periodo 1906 – 2006 y sus principales impactos según EM-DAT, 2007¹.

	N° de eventos	Muertos	Lesionados	Sin hogar	Afectados	Total Afectados	Daños MM US\$
Sequía	2	0	0	0	120	120	255
Terremotos	24	58843	66038	518575	5421477	6064933	4412070
Temperatura extrema	4	2	0	0	35	37	20
Inundaciones	24	1031	58	129488	1164590	1295167	465,6
Deslizamientos	4	229	170	17,671	65	48171	15
Erupciones volcánicas	5	110	0	1,2	66,35	17755	15
Tsunamis / Marejadas	1	100	0	0	0	100	0
Incendios forestales	6	10	0	1,285	300	311285	480
Tormentas de viento	13	267	131	175,194	328,216	90141	9,3
TOTAL	83	60592	66397	648258,4	6586982	7362228,9	4413329,9

Fuente: Elaboración propia, a partir de datos extraídos de "EM-DAT: *The OFDA/CRED International Disaster Database*, 2007.



Fuente: Elaboración propia, a partir de datos extraídos de "EM-DAT: *The OFDA/CRED International Disaster Database*, 2007.

¹ El registro original considera un desastre más tipificado como "epidemia", dado que este no constituye plenamente un desastre del tipo de los estudiados en este trabajo el no se encuentra considerado en la tabla.

No obstante las bases de datos contienen diferencias significativas en el tipo, número de eventos registrados y los impactos que ellos han causado en nuestro país, siendo incluso esperable diferencias entre la conceptualización y definición de cada suceso registrado, de manera referencial, ambas son útiles para describir las principales características de origen, magnitud e impactos que estos eventos han causado desde principios del siglo pasado en adelante. Simultáneamente, muestran de forma clara el impacto y los niveles de riesgo que son capaces de producir en el sistema natural y los sistemas humanos los procesos de remoción en masa.

La alta montaña, particularmente el piso morfoclimático periglaciario, es el espacio donde confluyen las mejores condiciones para una alta geodinámica, por lo tanto es esperable que en este piso sea donde se registre la mayor cantidad de eventos de remoción, tanto antes de los efectos del calentamiento global, como, con mayor razón, a partir de los efectos de este, configurándolo, de esta manera, como un escenario con altos grados de susceptibilidad y amenaza natural.

Por otra parte, el crecimiento de la población y del intercambio de bienes, servicios e información es un fenómeno a nivel global. Este aumento de la población y de sus actividades ha generado una presión y uso de espacios anteriormente no utilizados o con una utilización de muy baja frecuencia y densidad. Los espacios de montaña no son ajenos a este proceso y en Chile ello puede verse claramente reflejado en el aumento de la demanda de estos espacios para fines de:

- a. Extracción de recursos naturales (cobre, minerales no metales y agua principalmente)
- b. Segundas y terceras residencias
- c. Turismo, recreación y actividades deportivas
- d. Desarrollo de infraestructura productiva de los sectores de energía y transporte
- e. Aunque en menor grado, por las condiciones ambientales, ampliación de la frontera agrícola y del uso ganadero de la montaña

Desde el punto de vista de la planificación del territorio, el enfoque preventivo es una de las estrategias más usadas y más eficientes para prevenir desastres naturales, debido a que las medidas de esta naturaleza, no estructurales, se consideran en general como las

más adecuadas y menos costosas (BONACHEA, 2006). Esta estrategia será tanto más efectiva, mientras antes y más integralmente se aplique, tanto sobre la amenaza, como sobre la vulnerabilidad. Para aplicar este enfoque (como cualquier otro), se requiere información de calidad, relacionada tanto con la existencia de los procesos, su número y localización, como del funcionamiento del sistema natural en el que se insertan. Esto significa comprender la amenaza, para evitar la exposición, disminuir la vulnerabilidad y aminorar el riesgo.

En este contexto, los escenarios de montaña, actualmente deshabitados y con escasa actividad humana en su interior (residencial, productiva, y recreativa), constituyen escenarios adecuados para mejorar el nivel de conocimiento sobre el funcionamiento del sistema natural. El conocimiento alcanzado en estos espacios puede ser útil, tanto para planificar la ocupación y uso de los mismos, como para comprender, corregir y planificar nuevas intervenciones en espacios equivalentes y/o actualmente en uso por la sociedad.

La cuenca del río Las Leñas es una cuenca de alta montaña, tributaría de la cuenca del río Cachapoal, localizada en la comuna de Machali, Provincia del Cachapoal, Sexta Región de nuestro país. Esta cuenca ha tenido mínima intervención humana a la fecha. No hay población residente de manera permanente en ella solo algunas pocas cabañas ocupadas esporádicamente; la infraestructura productiva en su interior se reduce a una mina de extracción de yeso de pequeña escala; salvo el anterior, no se desarrollan otros procesos productivos de ninguna índole; como tampoco existen centros recreativos o actividades puntuales de este tipo en ella.

A pesar de su cercanía con algunos de los centros urbanos más importantes del país, (Santiago y Rancagua) y de los centros académicos y de investigación de los mismos; de constituir un magnifico laboratorio para el desarrollo de estudios relacionados con la dinámica glaciar y periglacial generada en el Cuaternario y el desarrollo de una variedad de procesos de remoción en masa, la cuenca de Las Leñas ha sido muy pobremente estudiada. Solo existen antecedentes de menos de una decena de estudios sobre la geología de ciertas áreas puntuales de la cuenca (CORVALAN, 1959; KLONH, 1960; VARELA, 1986; CHARRIER, 1993, 1997) y de geomorfología de DELGADO (inédito); SOTO y CASTRO (2003); SOTO *et al* (2003), y; CASTRO *et al* (2003).

No obstante la situación actual de desocupación y uso mínimo de esta cuenca (por parte del hombre y sus actividades), sobre ella, así como en general sobre los espacios de montaña en la zona central del país, existen actualmente una serie de proyecciones de uso futuro de la misma. Entre los proyectos que se han logrado identificar se encuentran:

- a. Extracción de agua de la laguna El Yeso para usos industriales por parte de la División El Teniente de CODELCO
- b. Opción de trazado para obra vial del proyecto de futuro corredor de comercio Las Leñas
- c. Proyecto de loteo inmobiliario para segundas o terceras residencias por parte de los dueños de la propiedad
- d. Proyecto de desarrollo de centro recreativo invernal.

Dado el carácter dinámico que le impone el dominio morfoclimático en el cual se encuentra inserta la cuenca, se estima que la dinámica natural de la misma tiene el potencial de poner en riesgo todos y cada uno de estos usos y actividades asociadas, si ella no es considerada adecuadamente a la hora de desarrollar los proyectos descritos. Se requiere entonces, contar con herramientas que den cuenta de la susceptibilidad a experimentar procesos de remoción en masa de las diversas áreas de la cuenca y a partir de ellas definir las amenazas naturales a las cuales estarían expuestas y en situación de vulnerabilidad las iniciativas que a futuro se desarrollen en ella.

La internalización de los conceptos de minimización y mitigación del riesgo, tanto en las actividades públicas, como privadas, y de protección del medio físico donde se asientan, resultan esenciales en el esfuerzo de conseguir mantener, proteger e incluso aumentar la base de recursos naturales y la seguridad de las personas y sus actividades, con miras a aumentar la calidad de vida de la población, obteniendo de paso una forma de desarrollo sustentable, capaz de equilibrar las tres dimensiones del desarrollo; crecimiento económico, equidad social y protección del medio ambiente.

La cuenca del río Las Leñas no cuenta con instrumento de planificación específico alguno (Plan de Manejo, Plan de ordenamiento predial u otro), sólo es considerada dentro de los instrumentos de Planificación Territorial de escala comunal y regional, con las correspondientes limitaciones de estos instrumentos (ambos orientados a la planificación de los centros urbanos de la escala correspondiente) y, como ya se señaló con antelación, muy escasa información sobre las características y comportamiento de los factores geoambientales en su interior.

De la manera expuesta, la problemática a abordar en este estudio se refiere a la caracterización geodinámica de la cuenca del Río Las Leñas, así como la identificación de áreas susceptibles de experimentar procesos de remoción en masa en el presente y futuro, a objeto de, a partir de esta identificación elaborar cartografías de riesgo potencial, que apoyen la planificación de este espacio y permitan orientar la intervención y localización de futuras infraestructuras, actividades y población en la cuenca, reduciendo la exposición, vulnerabilidad, riesgo y las posibilidades de que se desarrollen desastres naturales en el área de estudio.

2.0 OBJETIVOS

En términos generales, dos son los objetivos de proceso de esta investigación. Por un lado, la caracterización geocológica y geodinámica de la cuenca del río las leñas, y por otro, a partir de dicha caracterización, definir las áreas con diversos grados de susceptibilidad para desarrollar procesos de remoción en masa y poner en riesgo potenciales proyectos que involucren presencia de las personas, sus actividades o instalaciones dentro de la misma. Ambas tareas están fuertemente relacionadas y no se puede conseguir la segunda sin realizar la primera.

2.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar geodinámicamente la cuenca del río Las Leñas e identificar las áreas con mayor grado de susceptibilidad natural, asociada a la dinámica de vertientes en su interior.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a. Construir una línea de base, escala 1:50.000, de los factores ambientales que inciden en el desarrollo de los procesos morfogénicos de la cuenca en estudio.
- b. Realizar una descripción detallada de la dinámica natural de cada uno de los factores en estudio e identificar los elementos más relevantes, desde el punto de vista de su injerencia en la geodinámica externa de la cuenca, de cada uno de ellos y su distribución espacial en el área de estudio.
- c. Evaluar la utilidad de una propuesta metodológica de carácter probabilístico para analizar la susceptibilidad natural de la cuenca del río las Leñas a experimentar o ser afectada por procesos de remoción en masa.
- d. Elaborar una cartografía de riesgos naturales potenciales, derivados de la geodinámica de la cuenca en estudio, que sirva como instrumento preventivo para la toma de decisiones, sobre localización de futuros proyectos de inversión en la cuenca.

3.0 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El estudio fue desarrollado teniendo en consideración las siguientes hipótesis de trabajo:

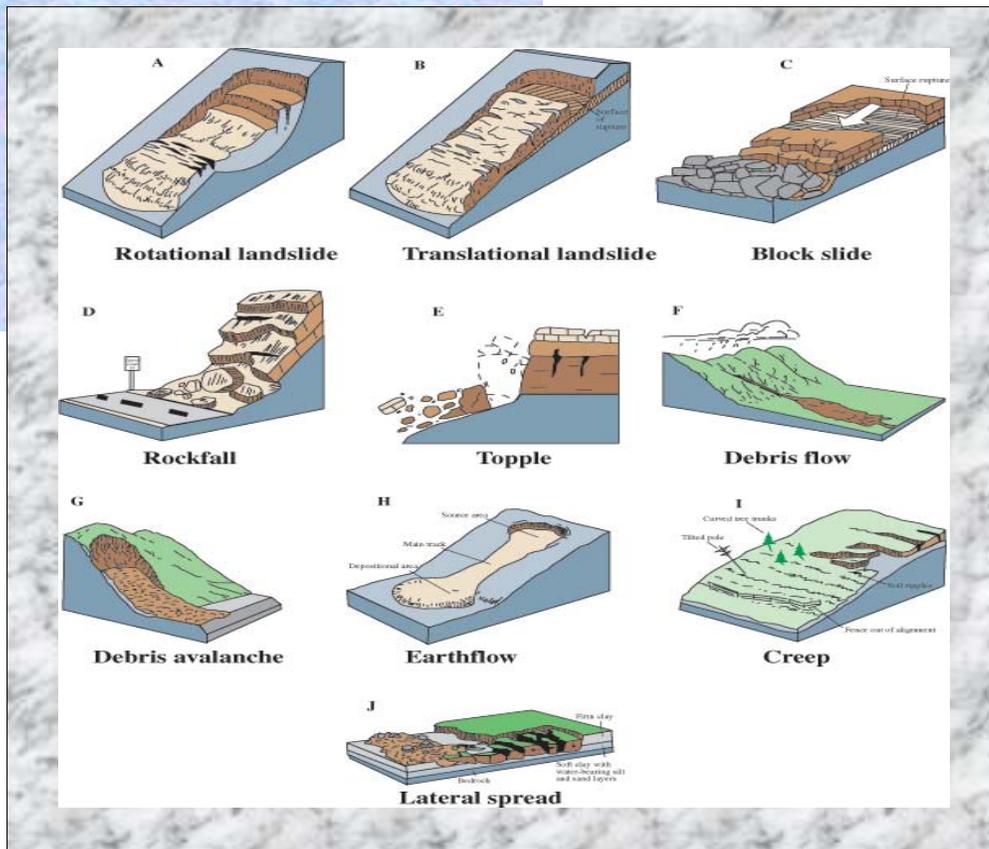
- a. La adición de las áreas más frágiles a la erosión de cada factor, configura las áreas de más alta susceptibilidad para desarrollar procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas.
- b. La localización de los procesos de remoción en masa pasados es coincidente con las áreas agregadas identificadas como de más alta susceptibilidad al desarrollo de estos procesos y, en un contexto ambiental similar, es un indicador válido para caracterizar la susceptibilidad actual y futura de áreas equivalentes.
- c. Al desarrollarse como producto de la existencia de similares condiciones geológicas, geomorfológicas, vegetacionales y climáticas que el resto de los procesos de remoción en masa, o a partir de los depósitos generados por la acción de estos, los flujos de detritos (*debris flows*) constituyen un indicador geomorfológico válido para caracterizar la susceptibilidad total de una unidad espacial para desarrollar este tipo de procesos.
- d. La densidad de flujos de detritos es un buen indicador de la frecuencia de los mismos, por lo tanto permite inferir escenarios de más alta o baja probabilidad de ocurrencia de proceso de remoción en masa en una unidad espacial dada.

4.0 ALCANCE Y LIMITANTES DE LA INVESTIGACIÓN

Se considera relevante destacar, que como toda investigación, este estudio se ha encontrado con una serie de limitantes que han condicionado en mayor o menor medida los resultados de ella, sus tiempos de ejecución y los costos económicos involucrados en su desarrollo. En términos específicos, las principales limitantes del estudio han tenido que ver con:

- a. Disponibilidad y escala de la información de base utilizada para el estudio.
- b. Imposibilidad de definir el momento de origen de cada uno de los procesos de remoción en masa registrados, situación que hace imposible incluir la variable tiempo, y.
- c. Comprobación limitada de los resultados del estudio en terreno, tanto en la dimensión espacial (toda la cuenca en estudio), como en la dimensión temporal (registros de varios años y en diferentes estaciones del clima).

La primera limitante establece una condicionante de inicio a la profundidad del análisis, definiendo la escala en la que se ha desarrollado este trabajo (1:50.000). La segunda de ellas (b), afecta la capacidad predictiva en términos temporales de los resultados, permitiendo solo establecer relaciones de probabilidad a partir de la frecuencia espacial, y la tercera limitante, muy relacionada con la segunda, ha impedido desarrollar pruebas reiteradas y sistemáticas, en terreno, de ajuste de los criterios, modelos y resultados obtenidos durante la investigación. Para sortear esta última limitación, el estudio se ha apoyado en una fuerte revisión de antecedentes teóricos y de estudios anteriores del área, métodos indirectos de análisis de información (fotografías aéreas, imágenes satelitales, etc.) y antecedentes recolectados durante las campañas de terreno al área de estudio.



Capítulo Segundo: Marco conceptual y Metodología

5.0 MARCO CONCEPTUAL Y ESTADO DEL ASUNTO

La geografía es una disciplina que desde sus inicios, por definición, esta ligada al entorno, ya sea entendida teniendo como objeto de estudio la superficie terrestre, las diferencias regionales en dicha superficie, la distribución de los elementos en el planeta o las relaciones Hombre - Medio. Así, conceptos tan fundamentales como espacio, región, paisaje, territorio y lugar, están fuertemente vinculados con las problemáticas históricas de la disciplina y actuales de la sociedad, como son los 'temas ambientales' y en alguna medida, la evolución conceptual de los términos mencionados y del concepto de medio ambiente, han seguido derroteros similares.

Ejemplo de lo anterior es, el hecho de que en la visión post Revolución Industrial y hasta la Segunda Guerra Mundial, la utilización de un paradigma racional - instrumentalista (basado en la concepción cartesiana del mundo y reforzada por la Mecánica de NEWTON), concebían el medio y el espacio como contenedores (espacio absoluto), en los cuales se encontraban cierta cantidad de materiales susceptibles de ser transformados en recursos y de ser utilizados por el hombre. Esta visión del espacio y del medio es cuestionada después de la Segunda Guerra Mundial y comienza a prestarse más atención a las relaciones que subyacen en estos conceptos. Desde entonces, tanto la Geografía, como muchas de las demás ciencias sociales y de la naturaleza, entienden que hay que valorar además del contenido de un espacio o región, las distintas relaciones que se dan entre los elementos constituyentes y la posición relativa que tienen unos con respecto de los otros (espacio y tiempo relativos de EINSTEIN).

El hombre y sus actividades son parte de estos espacios, regiones o lugares, y como es un elemento que interactúa con los demás (físicos y biológicos), por lo tanto el análisis de este (el hombre, la sociedad) implica la incorporación del análisis de los elementos naturales de su entorno, en la misma medida que el análisis de este, necesariamente requiere involucrar a las relaciones del hombre con el mismo.

Muchas son hoy en días las áreas del conocimiento en donde los enfoques integrales de análisis espacial son incorporados. El estudio de la relación hombre – medio es una materia considerada en un espectro muy amplio de la investigación científica, tanto de las llamadas ciencias sociales, como de las denominadas naturales. Bajo este enfoque, los

estudios de riesgos, uno de los marcos generales de esta investigación, son instrumentos ampliamente utilizados hoy por su utilidad para disminuir los grados de incertidumbre respecto del comportamiento de las variables en análisis.

En el caso de los estudios de riesgo natural, la necesidad de lograr elevados grados de certeza en la definición de áreas susceptibles de desarrollar ciertos procesos capaces de provocar riesgos y/o desastres naturales se torna imperiosa, en el entendido que la definición de tales áreas incide directamente en la posibilidad de resguardar la vida de las personas, sus posesiones materiales y sus actividades, por medio de la elaboración de estrategias adecuadas de prevención.

Los procesos de modelado del relieve participan de la evolución natural del paisaje y no constituyen en si eventos excepcionales dentro de la dinámica del mismo, aunque existen diferencias notables en cuanto a la cantidad de materiales desplazados y fundamentalmente el tiempo de operación de dichos procesos, encontrándose desde aquellos que operan en forma continua (arrollada) hasta aquellos, susceptibles de ser reconocidos a escala de tiempo humana, con periodos de retorno de decenas de años.

Aquellos procesos que no actúan de manera continua, que lo hacen de forma esporádica, con periodos de retorno que pueden llegar a las decenas de años, o más, suelen movilizar importantes volúmenes de material a grandes velocidades, por lo que usualmente se les califica como extremos y se les caracteriza como catastróficos. Ello, en atención a que provocan alteración del elemento paisajístico, daños en el suelo, la vegetación y eventualmente comprometen la integridad física de las personas (su vida incluso), la infraestructura y las actividades económicas y recreacionales de una sociedad. Cuando esto último sucede, es decir, cuando la dinámica de alguno de los procesos de modelado llega a actuar sobre alguna de las creaciones o actividades de una sociedad se comienza a hablar de la ocurrencia de un “desastre natural”.

Es el estudio de estos procesos, actuando en un escenario ambiental específico, en una amplia escala espacial y temporal, además de sus implicancias potenciales sobre el subsistema antrópico del geosistema, el objeto de análisis de este trabajo, en un contexto de estudio de la relación naturaleza – hombre, basado en el enfoque sistémico.

En el sentido de lo anterior, se exponen a continuación algunos antecedentes considerados relevantes, desde el punto de vista de la pertinencia del estudio de estos temas por parte de la geografía en general y de la geomorfología en particular, por un lado, y del arsenal teórico, conceptual y metodológico, que estos campos de estudio poseen para ello, por otro.

5.1 SÍNTESIS DE ASPECTOS HISTÓRICOS RELEVANTES EN EL ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL PENSAMIENTO GEOGRÁFICO, ASOCIADO AL ESTUDIO DE LA GEODINÁMICA Y LA EVOLUCIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA

Desde la época de Heródoto de Alicarnaso (484-425 aC), y presumiblemente también desde antes, es posible encontrar antecedentes sobre la importancia concebida al espacio, su descripción académica, topológica y estratégica, con gran producción de mapas y descripciones de regiones y países. La geografía ya existía como cuerpo de conocimientos técnico y por cierto, como rasgo cognitivo de los sujetos desde mucho antes. No obstante ello, es a partir de HUMBOLDT y RITTER que ella comienza a preocuparse de los procesos dinámicos que tanto en su superficie, como en su interior se desarrollan, ambos influenciados por la filosofía idealista y el romanticismo alemán de su época y por la obra de hombres como KANT, HERDER, HEDER, SCHILLER y GOETHE (CAPEL, 1981; CAPEL y URTEAGA, 1994)

Según HART (1986, en TEIXEIRA y DOS SANTOS, 2006), los orígenes de la geomorfología no son bien conocidos, pero probablemente el concepto habría sido desarrollado por los geólogos McGEE y POWELL en la década de 1880, por lo que se estima que antes de la era pre-davisiana no había una ciencia llamada Geomorfología. Sin embargo, ideas fundamentales como el concepto del “uniformitarismo” o también denominado “actualismo” son anteriores a esta época y ya habían sido concebidos por HUTTON (1785) y reforzados por LYELL y GEIKIE en 1830 – 1833 y 1897, respectivamente (AGUILAR y MENDOZA, 2002).

Un gran número de autores coinciden en señalar que es el desarrollo del **ciclo geográfico** (erosivo) del geólogo estadounidense W. M. DAVIS en 1889, influenciado fuertemente por el evolucionismo y la filosofía bergsoniana² (CHRISTOFOLETTI, 1980) el

² La filosofía bergsoniana se inscribe en el contexto de la crítica al [positivismo](#), a la psicología [asociacionista](#) y al [neokantismo](#), y aparece como continuadora de un cierto [espiritualismo](#), pero

hito fundacional en la geomorfología y el trabajo por el cual, a partir de ese momento, los aportes de esta disciplina comienzan a ser considerados como parte de los estudios geográficos y ya no solo geológicos, por aquellos que estudiaban el relieve terrestre. Reafirma esta idea, lo expresado por SALA (1984), en torno a que “(...) Un hecho digno de destacar en la formulación davisiana es su propósito de conformar un estudio de las formas del relieve que tuviese un carácter marcadamente geográfico, en el sentido de que fuese descriptivo, explicativo, y con un gran valor didáctico, y de ahí el título de su esquema teórico”.

De acuerdo con MARQUES (2005, en TEIXEIRA y DOS SANTOS, 2006), el ciclo geográfico de DAVIS “(...) constituye el primer conjunto de concepciones que podía describir y explicar, de manera coherente, la génesis y la secuencia evolutiva de las formas del relieve existentes en la superficie terrestre (...)”.

No obstante dicha tesis fue ampliamente aceptada en el momento de su concepción, principalmente en Estados Unidos, no es menos cierto que también generó mucha polémica y con posterioridad fue ampliamente refutada por PENK W., PENK A., HETTNER y PASSARGE, entre otros (SALA, 1984). Sin embargo, más allá de la aceptación o no del modelo propuesto por W. M. DAVIS como tal, este ayudó a que se desarrollara un amplio interés por explicar la evolución del relieve terrestre a partir de sistemáticas observaciones y relaciones empíricas y teóricas en los años siguientes. Ejemplo de esto son los trabajos de PENK A., KING, HORTON; STRAHLER, HACK; HOWARD A., etc..

Las críticas principales a la teoría de DAVIS provinieron de Europa, en lo fundamental de las escuelas alemanas, francesa y soviética de geografía, las cuales ya en esta época poseían una larga tradición en el estudio de la evolución del relieve, desde un punto de vista más integral asociado a la concepción del paisaje. De manera resumida, dichas críticas se debían a que: (a) el modelo de DAVIS se basaba en la irreversibilidad de la secuencia de las fases evolutivas del relieve, las cuales inevitablemente llevarían al

destaca especialmente su enfoque [vitalista](#) (idealismo biológico) y su interés por el [evolucionismo](#), contraponiendo a la dialéctica su “evolución creadora”. Tuvo también muchas conexiones con el [pragmatismo](#), especialmente en su concepción del *stream of thought* y con la concepción [utilitarista](#) de la ciencia (www.pensament.com/demo.htm [consulta: 27 mayo de 2007]; www.filosofia.org/enc/ros/bergson.htm [consulta: 27 mayo de 2007]).

aplanamiento general del mismo (peneplanización); (b) estaba basado sobre la concepción de un clima “normal” de tipo templado - húmedo para su desarrollo, y; (c) a pesar de las propias palabras del autor sobre el enfoque geográfico de la teoría, ella no consideraba con profundidad los factores climáticos y biogeográficos, ya incorporados por la escuela alemana y soviética de geografía en aquellos años (CHRISTOFOLETTI, 1980; DE BOLOS *et al*, 1992; SALA , 1984)

Contemporáneo a DAVIS, otro de los grandes aportes al desarrollo de la geomorfología, desde la escuela anglosajona, fue el realizado por GILBERT, quién, un poco antes que DAVIS, en 1880, fue el primero en exponer una concepción teórica del desenvolvimiento del modelado en términos de “**equilibrio dinámico**” (CHRISTOFOLETTI, 1980). Esta concepción sugiere desde entonces la idea general de relaciones entre los diversos elementos constituyentes de la naturaleza, es decir “sistemas”. “La teoría del equilibrio dinámico considera el modelado terrestre como un sistema abierto, esto es, un sistema que mantiene constantes cambios de materia y energía con los demás sistemas componentes de su universo” (CHRISTOFOLETTI, 1980).

El enfoque de GILBERT, coherente en muchos aspectos con los planteamientos de las escuelas europeas y soviética de geografía, constituye un contrapunto al evolucionismo de DARWIN y DAVIS, contrapunto que en la época se daba en varias de las áreas de las ciencias, y 89 años después sería profunda y detalladamente desarrollado por el biólogo austriaco LUDWING VON BERTALANFFI (1969), en su Teoría General de Sistemas.

De acuerdo con lo expuesto por CRISTOFOLETTI (1980), las ideas de GILBERT fueron con posterioridad profundizadas por HACK (1957, 1960, 1965), quien las amplió considerablemente y ofreció un nuevo abordaje para el paisaje. En lo fundamental, un giro radical desde la conceptualización de DAVIS a la de HACK, dice relación con la relevancia del tiempo y el espacio para uno y otro.

En la concepción teórica de DAVIS el tiempo es la variable fundamental para llegar al estado de equilibrio (peneplanización), entendiendo el equilibrio como un estado que va siendo alcanzado en el tiempo desde el nivel de base hacia los sectores más altos de las cuencas, en la medida que se va aplanando el relieve. Para HACK, en cambio, el equilibrio de un paisaje resulta del comportamiento balanceado de los procesos y la

resistencia de las rocas, considerando también las influencias diastróficas de la región, es decir, le asigna una relevancia mayor a la dimensión espacial en su modelo. En última instancia, fue HOWARD en 1965 quien delineó de manera precisa las implicaciones de la teoría de HACK para los estudios geomorfológicos.

Por otra parte, y como ya se señaló anteriormente, la concepción de control climático de las formas del relieve ya era tratado en Europa a la fecha de la formulación de las tesis de DAVIS y GILBERT. Dicha concepción, de manera general, fue tratada bajo la concepción de estudio del paisaje.

“El estudio del paisaje arraiga en la más pura tradición geográfica” (GONZALES, 2006). El tiene su origen en la escuela alemana de geografía, que, en términos globales, se puede decir fue continuadora de la tradición inaugurada por HUMBOLDT (DE BOLOS, 1992; GONZALEZ, 2006). No obstante ello, el tema fue ampliamente abordado también por las escuelas soviética y francesa, con diversos e importantes aportes desde ambas.

Entre los puntos de partida del análisis del paisaje, y de acuerdo con lo expuesto por DE BOLOS (1992), es importante el rol que juega VON RICHTOFFEN quién “(...) presenta la visión de la superficie terrestre como la intersección de diferentes esferas: litosfera, atmósfera, hidrosfera y biosfera, lo que ayuda a comprender las interconexiones en cualquier sector de la misma”. Esta visión fue complementada con posterioridad por los aportes de: PASSARGE, quién dio origen a la “Geografía del Paisaje” y a la concepción de la idea “globalidad del paisaje”; TROLL, quién conceptualizó la noción de ecotopo y dió origen a la ecología del paisaje o geocología, y; SCHIMTHÜSEN, quién, preocupado de los aspectos dinámicos del paisaje, centró su trabajo en la definición de sinergias en un territorio dado bajo la concepción de sinegocora.

Desde la escuela francesa por otra parte, simultáneamente a la formulación de la Teoría General de Sistemas por LUDWING VON BERTALANFY, en el mismo año (1968), GEORGE BERTRAND, uno de los principales exponentes de esta escuela, apoyado en la teoría Bio - rexistásica de HENRI ERHART (1951) y haciendo uso de la fundamental conceptualización sistémica creada por el profesor ruso SOCHAVA (1963), en cuanto a los “geosistemas”, distingue geosistemas en biostasia y rexistasia. Los primeros de estos en condición de equilibrio, con suelos desarrollados y cubiertos por vegetación, estables;

mientras que los segundos, al estar desprovistos de suelo y vegetación, con la litología al descubierto predomina la morfogénesis y la inestabilidad.

GEORGE BERTRAND, definía el paisaje como "el resultado de la combinación dinámica, por lo tanto inestable, en una determinada porción del espacio, de elementos físicos, biológicos y antrópicos, los cuales, actuando dialécticamente unos sobre otros, hacen de él un conjunto único e indisoluble, en perpetua evolución" (BUENO, 2001). En dicha definición queda clara la incorporación, tanto de la componente antrópica, como del tiempo en la concepción integral del paisaje y consistente con esta perspectiva, BERTRAND desarrolló una taxonomía para estudiar el paisaje en la cual distingue unidades a diferentes escalas, esto es de menor a mayor: geotopo; geofacies; geosistema; comarca, región natural, dominio y zona.

Coherentemente con la línea de pensamiento de BERTRAND, la escuela francesa del "paisaje integrado", definía al paisaje como una "una combinación dinámica de elementos diferentes desde el punto de vista físico, biológico y humano" (GÓMEZ MENDOZA 1994, en LLANES, 2001), admitiendo que el hombre, sus actividades y sus relaciones son parte del paisaje y que "la generación del paisaje es el resultado inmediato de la intencionalidad humana en la superficie terrestre. Sea antes u hoy, por medio de los más variados medios técnicos y científicos, la sociedad imprime su marca en el espacio que queda registrada en el paisaje. Asimismo, el paisaje es una representación del espacio y ambos son una invención de la cultura. Un ejemplo de la propia naturaleza" (VITTE, 2001).

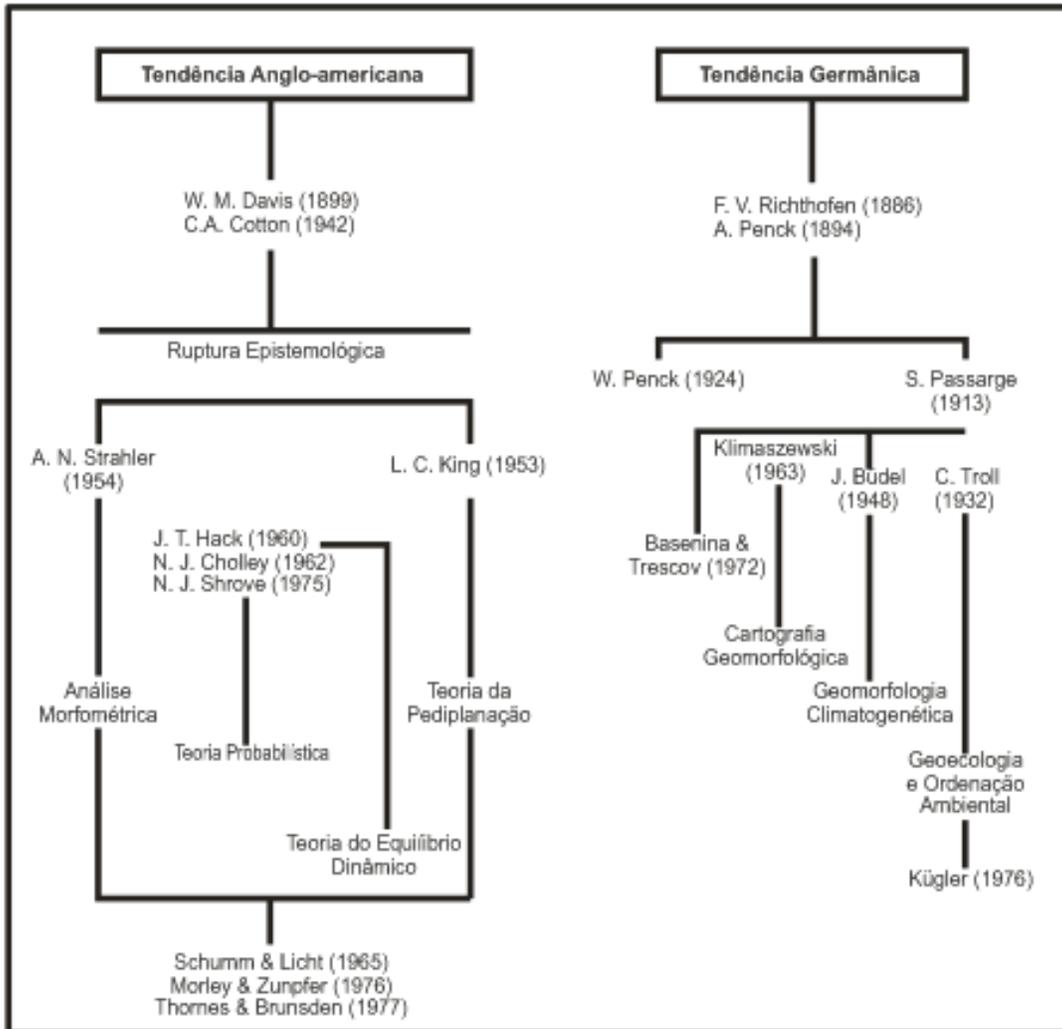
Otro de los principales exponentes de la escuela de geografía francesa es J. M. TRICART, contemporáneo a BERTRAND y quien, junto a sus colaboradores, desarrolló una propuesta ecogeográfica, la cual pone especial énfasis en la geomorfología climática y dinámica (GONZALEZ, 2006). La propuesta de TRICART "propone una integración de los elementos del medio físico, a partir de los flujos de materia y energía que guían su dinámica, y que se basan fundamentalmente en los sistemas morfogenéticos (GONZALEZ, 2006).

Independiente de los enfoques, métodos y tendencias que se han desarrollado en las escuelas europeas y soviéticas de geografía, a partir de la teoría general de sistemas, el

estudio de la evolución del relieve ha sido abordado desde la perspectiva de los sistemas y se ha incorporado la variable antrópica en dicho estudio. Es decir, el hombre como factor geomorfológico. Ello es evidente, particularmente con posterioridad a la conceptualización del Geosistema de SOCHAVA (1963), quien concibió el sistema geográfico, como compuesto por el "subsistema abiótico o geoma", por el "subsistema biótico o ecosistema" y el "subsistema socioeconómico o antrópico" (DE BOLOS (1992), en LLANES, 2001).

Es obvio, sobre todo considerando lo anteriormente expuesto, que las líneas de pensamiento anglosajona, europea y soviética han marcado la evolución del pensamiento geomorfológico desde su concepción a la fecha. No obstante ello, los enfoques teóricos de la escuela anglosajona han sido diferentes a las escuelas soviética y europea en un inicio, en forma y fondo y han generado líneas de pensamiento, y desarrollo de la geomorfología, distintas a posteriori. Dichas diferencias, específicamente aquellas entre la escuela anglosajona y europea, se pueden simplificar de acuerdo con la exposición de en la figura 4.

Figura Nº 4: Esquema general de evolución del pensamiento geomorfológico.



Fuente: Simplificado de ABREU 1983 por CASSETTI (2001) en <http://www.funape.org.br/geomorfologia/> [consultado el 27 de mayo de 2007]

Tal como da cuenta el esquema teórico, la evolución epistemológica en la escuela norteamericana y las escuelas europeas es diferente. De acuerdo con lo señalado por CASSETTI (1994, en TEIXEIRA y DOS SANTOS, 2006), “en la perspectiva del abordaje sistémico, la escuela americana de geografía física, después de la ruptura epistemológica con el abordaje histórico de DAVIS, formula una serie de teorías y métodos de análisis cuantitativos, que van a distanciar el estudio geomorfológico de la geografía, dándole un carácter geológico e hidrológico”.

A diferencia de lo anterior, en la línea epistemológica europea, a partir de la década del 80 en adelante, se tornan crecientes los trabajos sobre paisaje con abordaje sistémico e

integrado de los componentes de la naturaleza. Muchos de estos trabajos, principalmente los relacionados con cuestiones ambientales y de carácter aplicado tuvieron y siguen teniendo como referencias metodológicas las propuestas de TROLL, BERTRAND y TRICART para el estudio y clasificación del paisaje (TEIXEIRA y DOS SANTOS, 2006).

En Chile, la utilización de los conceptos y métodos desarrollados por la escuela anglosajona han sido ampliamente utilizados por diversas ramas de las ciencias de la tierra, mientras que el uso de la conceptualización de paisaje de las escuelas europeas se mantiene aún sólo en el ámbito académico, pues en el ejercicio profesional, existe una confusión conceptual no resuelta entre paisaje y paisajismo. Tanto es así que la primera experiencia de aplicación de las metodologías alemanas de planificación del paisaje (las diseñadas por TROLL en 1950), desarrolladas por la cooperación alemana, la Universidad de Chile y el Gobierno Regional Metropolitano en 2002, a efectos de no provocar confusión conceptual entre estos términos, debieron ser denominadas “Planificación Ecológica del Territorio”.

Por otra parte, en una línea de reflexión más práctica o aplicada, a partir de la concepción de paisaje y de las preocupaciones crecientes en la sociedad por los temas ambientales se ha desarrollado una línea de pensamiento al interior de la geomorfología denominada, geomorfología ambiental. Siendo las bases de esta rama las mismas que las de la geomorfología moderna (SALAS, 1984) ella es conceptualizada como “la aplicación de los conocimientos geomorfológicos al planeamiento y al manejo ambiental” (TEIXEIRA y DOS SANTOS, 2006, citando a LIMA E SILVA *et al*, 2002 y GUERRA; GUERRA, 2003).

Desde una perspectiva evolutiva, y a modo de resumen, en la actualidad y de acuerdo con lo planteado por SALA (1984), la geomorfología se encuentra dentro de un nuevo paradigma, el de la teoría general de sistemas, “(...) en el cual pueden distinguirse varios aspectos, desde la misma definición del marco teórico en el que se mueve la disciplina, hasta la temática preferida por la mayoría de los autores, así como los métodos y técnicas empleados para su estudio”. Entre estos aspectos, además de otros, SALA distingue: (a) como marco teórico: la teoría de sistemas; (b) como objeto de estudio: los procesos, y; (c) como técnicas de estudio: las técnicas cuantitativas y experimentales.

Por último, y en otro sentido, cabe hacer notar también que esta discusión sobre el modelado terrestre, con exponentes y trabajos realizados prácticamente en todo el planeta, a diferentes escalas, resultó en el reconocimiento de la imposibilidad de seguir la evolución en detalle de cada uno de los elementos que constituyen el paisaje (número de fenómenos, escalas, relaciones entre ellos). Es así que, existe un reconocimiento tácito respecto de la imposibilidad de generar modelos explicativos globales de detalle sobre los sucesos estudiados por la disciplina que permitan la modelación exacta de su comportamiento, a partir de análisis del comportamiento de los factores involucrados en su desarrollo. Por lo tanto, y según las palabras de CHRISTOFOLETTI (1980), el conocimiento y estudio de este sólo puede realizarse a través de las consideraciones de sus propiedades medias, es decir a través del uso de conceptos **probabilísticos**.

“Los paisajes constituyen respuestas a un complejo de procesos, cada uno exigiendo escalas espacial y temporal apropiadas para ser estudiados. En la estructuración de las formas del relieve esa complejidad es descrita por las innumerables variables incorporadas, habiendo entre ellas interacción, interdependencia y mecanismos de retroalimentación. El mecanismo de cada proceso, así como el de sus consecuencias, puede ser perfectamente conocido de manera determinista... pero las interacciones y los mecanismos de retroalimentación, autorregulación y ajuste de las respuestas, hacen que las combinaciones entre tales conjuntos de procesos ocurran de manera aleatoria. El ajuste en el sistema puede llevar al apareamiento de respuestas alternativas, todas ellas posibles, ahora se puede pensar que las respuestas más comunes se organicen en torno de un valor modal” (CHRISTOFOLETTI, 1980).

5.2 GEODINÁMICA DE LOS ESPACIOS DE ALTA MONTAÑA Y PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

La distribución diferencial de la energía solar sobre la superficie del planeta (debido al ángulo de incidencia de la radiación solar, de la forma de la Tierra y del movimiento de rotación) provoca que la acción de las fuerzas que dan origen al relieve sea diferenciada, generando paisajes disímiles coherentes y coincidentes con los patrones climáticos en los que se generan. Esta diferencia ha permitido acuñar los conceptos de Dominios y Pisos morfoclimáticos.

La idea central tras la noción de dominios y pisos morfoclimáticos es entender la asociación de formas geográficas como comunidades vivas, en términos de su adaptación y variabilidad, acordes con los factores ambientales presentes en un espacio dado. Así, en cada dominio o piso morfoclimático actúa un cierto número de procesos morfogenéticos capaces de modelar un paisaje característico, para cada unidad morfoclimática.

La articulación de los procesos de morfogénesis y el modelado del relieve resultante de su acción, puede ser también entendido como un sistema abierto, esto es, “ (...) *un sistema que mantiene constantes cambios de materia y energía con los demás sistemas componentes de su universo*” (CHRISTOFOLETTI, 1980). Este constante flujo de masa y energía, y su transformación al interior del sistema, provoca que este se encuentre en una situación de equilibrio dinámico, en donde la alteración en una de las variables externas (la energía, por ejemplo), provoca un reajuste, mayor o menor, de todos los componentes del sistema, es decir en la cantidad, tipo y velocidad de los procesos, tanto de erosión, como de depositación.

A pesar de esto, y como se indicó en secciones anteriores, siguiendo la línea de razonamiento de CHRISTOFOLETTI (1980), la interacción entre variables externas e internas de un sistema es compleja, no lineal y no admite un tratamiento determinista, en atención a que variables similares pueden ocasionar resultados diversos (ya sea en tipo o magnitud), de ahí que la respuesta de un sistema ante un estímulo se encuentre mas bien en torno de un valor modal, es decir, la estimación de ocurrencia de un evento (basados en el conocimiento de las variables y mecanismos que lo gatillan) no es de tipo determinista sino mas bien probabilista.

En el mismo sentido de lo anterior, la actividad morfogenética variará en mayor o menor medida de acuerdo con las características ambientales del área donde estas se ubiquen, pero se puede pensar, también dentro de cada dominio morfoclimático, en respuestas con índices de probabilidad de ocurrencia (tasa de retorno) más altas que otras.

El ambiente de alta montaña, constituido por los pisos morfoclimáticos glaciar y periglacial de montaña, es donde los procesos morfogenéticos alcanzan una mayor competencia, especialmente aquellos encargados de la meteorización y transporte de materiales, y

corresponde al “espacio geográfico donde confluyen los mejores condicionamientos estructurales y agentes erosivos más agresivos” (KIENHOLZ, 1984 en PALACIOS *et al*, 1996). Esto ocasiona que sea en este tipo de ambientes donde la dinámica de vertientes es relativamente más activa y que por lo tanto la configuración morfológica esté periódicamente cambiando.

Lo anterior es así en la medida que, siguiendo la concepción teórica expresada en el modelo de glaciación alpino, luego del retiro de los glaciares continentales y el retroceso de los glaciares de montaña, a finales del Pleistoceno y comienzos del Holoceno, es decir luego de finalizado el último periodo glacial conocido como Würn (aproximadamente hace 10.000 años), se produjo un intenso trabajo paraglacial³ de las vertientes sobreexcavadas glacialmente (circos glaciares y cubetas).

Esta actividad provocó, por una parte, una fuerte dinámica de desprendimientos y liberación de detritos a través de avalanchas, deslizamientos y caídas de rocas, y por otra; el debilitamiento de las paredes rocosas de las vertientes y pisos de valles por liberación del *stress*; la propagación de la red de fracturas y; la deformación de la masas de rocas (AUGUSTINUS 1995 en BALLANTYNE, 2002). Como respuesta a esta actividad, los sistemas deposicionales coluviales de base de vertiente, tomaron típicamente la forma de conos relativamente profundos y cortos, frecuentemente coalescentes (BLIKRA *et al.*, 1998).

Este tipo de dinámica, sus procesos asociados y la generación de formas resultantes, se vió favorecida, en el caso de la zona central de Chile, porque el retroceso de los glaciares de montaña, dejó al descubierto y expuestas a rigurosas condiciones climáticas (con sucesivas fases de hielo – deshielo, propias de ambientes periglaciares), vertientes altamente meteorizadas, desarrolladas sobre estructuras sedimentarias de origen marino, volcánicas y volcanoclásticas, en disposiciones estructurales concordante, discordante, monoclinial y plegada, con fuertes pendientes y desprovistas de vegetación.

En este sentido, el tipo, frecuencia, velocidad, magnitud y materiales comprometidos por los procesos gravitacionales, está estrechamente relacionada con las condiciones

³ Se utiliza el término paraglacial en este estudio en el sentido de la definición propuesta para el mismo por CHURCH y RIDER (1972, en CURRY, 1999) para referirse a ‘procesos no glaciares que son directamente condicionados por la glaciación’.

ambientales del espacio geográfico donde se desarrollan estos procesos, es decir con el ambiente morfoclimático donde se inscribe un tipo de paisaje específico.

Los procesos de vertientes, tal como todos los procesos que participan del modelado del relieve (la actividad morfogenética), reciben su energía desde dos fuentes principales, la radiación solar y la fuerza de gravedad, ambas presentes en cualquier lugar de la superficie del globo. La radiación solar aporta la energía para todos los procesos vitales que se desarrollan sobre la superficie terrestre, así como para los sistemas de circulación atmosférica y las corrientes oceánicas, influyendo y condicionando directamente los regímenes climáticos de cada porción del planeta. Por su parte, la fuerza de gravedad se encuentra actuando sobre los materiales e impulsando el desplazamiento de estos desde niveles superiores a inferiores, principalmente, a través de dos mecanismos; (1) actuando directamente en la morfogénesis, sin medio alguno de transmisión por el simple efecto del peso, y; (2) actúa de forma indirecta influyendo sobre el desplazamiento y comportamiento de masas fluidas o sobre la esorrentía (JIMENEZ, 1993).

El desplazamiento de los materiales desde las zonas altas a las más bajas de las vertientes o fondos de valle puede ser realizado de manera permanente o esporádica, movilizandose desde pequeños a grandes volúmenes. Los procesos que no actúan de manera continua, que lo hacen de forma esporádica, con periodos de retorno que pueden llegar a la decena de años, o más, suelen movilizar importantes volúmenes de material a grandes velocidades, por lo que usualmente se les califica como “extremos” y se les caracteriza como catastróficos, en atención a que provocan alteración del elemento paisajístico, daños en el suelo, la vegetación y eventualmente comprometen la integridad física de las personas, la infraestructura y las actividades económicas y recreacionales de una sociedad. En algunas circunstancias, los procesos gravitacionales pueden ser situados dentro de estos “fenómenos extremos”.

De manera particular, los procesos de remoción son definidos como procesos de *“movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca, o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores”* (HAUSER, 1993). complementariamente, los factores que intervienen en el desarrollo de los procesos de remoción en masa son frecuentemente caracterizados como internos y externos (o de base y detonantes).

Los factores internos son los que disminuyen la resistencia de los materiales sin cambiar la tensión o los esfuerzos, condicionan las diferentes tipologías de deslizamientos, así como los mecanismos y modelos de ruptura, mientras que los factores externos, son todos aquellos que producen un incremento en la tensión o esfuerzos, actúan sobre el material de las laderas y dan origen a cambios en las mismas al alterar la situación de equilibrio de estas, controlando los volúmenes de materiales comprometidos en la remoción (FERRER, 1987; HAUSER, 1993; ALCANTARA, 2000; SANTACANA, 2001).

No existe a la fecha una clasificación universal, pormenorizada, respecto de la totalidad de factores (internos y externos) que deben ser considerados en el estudio de los procesos de remoción en masa. Ejemplo de ello son las clasificaciones propuestas por los autores que se muestran en la siguiente tabla (Nº 3).

Tabla N° 3: Factores condicionantes de los procesos de remoción en masa según diferentes autores.

VARNES 1984	CASTRO 1995	BINAGHI ET AL 1998	GUZZETI ET AL 1999	BAEZA & COROMINAS 2001	CLERICI ET AL 2002	DAI & LEE 2002	ZEZERE 2002	REMONDO ET AL 2003	LEE & TALIB 2005
Litología	Características de los sustratos (cohesión, estructura, disposición y consolidación)	Litología	Litología	Litología	Litología	Litología	Litología	Litología	Litología
Vegetación	Características de la vegetación (recubrimiento y formaciones)	Usos del suelo	Vegetación	Usos del suelo	Usos del suelo	Usos del suelo		Usos del suelo	Usos del suelo
Geomorfología	Características de los suelos (textura, estructura y profundidad)	Elevaciones	Elevaciones	Elevaciones		Elevaciones		Elevaciones	
		Orientaciones	Orientaciones	Orientaciones		Orientaciones		Orientaciones	Orientaciones
		Pendientes	Pendientes	Pendientes	Pendientes	Pendientes	Pendientes	Pendientes	Pendientes
	Formas de las laderas (cóncavas, convexas, rectilíneas, mixtas)		Curvatura	Concavidad - convexidad		Concavidad - convexidad		Concavidad - convexidad	Concavidad - convexidad
				Pendientes de la cuenca				Pendientes de la cuenca	
				Área de la cuenca				Área de la cuenca	
				Longitud de la cuenca				Longitud de la cuenca	
								Rugosidad	
Estructura		Distancia a fracturas			Relación pendiente estratificación	Estructura	Relación pendiente estrato		Distancia a fracturas
Condiciones hidrológicas	Caudal de quebradas	Distancia red de drenaje				Distancia red de drenaje	Presencia de canales fluviales		Distancia a red de drenaje
Condiciones climáticas	Intensidad de la precipitación		Condiciones climáticas y sísmicas		Precipitación			Insolación	

Fuente: Complementado por el autor a partir de BONACHEA, 2006.

En una situación similar a lo que sucede con la consideración de los factores que deben ser incluidos en el análisis de los procesos de remoción en masa, se encuentra la definición de una clasificación universal y detallada de estos procesos, existiendo a la fecha distintas clasificaciones elaboradas por diversos autores, las cuales, en general, considerando elementos de base similares, tales como: el tipo y la granulometría de los materiales, la cantidad de agua, la velocidad del movimiento, la antigüedad, la frecuencia y la morfología de los procesos, ponen acento en uno u otro para realizar diferentes agrupaciones de los mismos (ALCANTARA, 2000).

Como ejemplo de lo señalado anteriormente, entre otras clasificaciones, y tomando como referencia los señalados por COROMINAS (apuntes docentes 2007); HAUSER (1993); JAQUE (1995) y; ALCANTARA (2000), es posible mencionar en este trabajo las

desarrolladas por los siguientes autores: LADD (1935); SHARPE (1938); WARD (1945); VARNES (1958); MACAU (1963); HUTCHINSON (1968); SKEMPTON y HUTCHISON (1969); CARSON y KIRKBY (1972); VARNES (1978); MÜLLER (1979); MILLES – LACROIX (1981); WHITTOW (1986); TERZAGHI y PECK (1973) y; ALONSO (1986).

No obstante lo expuesto con anterioridad, y según lo afirman ALCANTARA (2000) y COROMINAS (apuntes docentes 2007), uno de los consensos más amplios a nivel mundial dice relación con la agrupación de los procesos de remoción en masa, según las propuestas de VARNES (1978), HUTCHINSON (1988) y CRUDEN y VARNES (1996), en cinco grandes clases. Estas son: desprendimientos o caídas (*falls*); vuelcos o desplomes (*topples*); deslizamientos (*slides*); expansiones laterales (*lateral spreading*), y; flujos (*flows*).

A continuación, con el objeto de tener claras las diferencias entre una y otra categoría, de manera tal de conseguir una perspectiva clara de los procesos que se pueden encontrar en el área de estudio de este trabajo con posterioridad, se describen en términos generales cada una de estas categorías. Esta descripción se realiza de acuerdo con lo expuesto, en algunas ocasiones de manera textual, por ALCANTARA (2000) y COROMINAS (2007), y los autores a los que ellos han aludido en sus trabajos.

a. Desprendimientos o caídas (*falls*):

Son movimientos en caída libre de materiales tales como rocas, detritos o suelos. Se originan por el desprendimiento del material de una superficie inclinada, el cual puede rebotar, rodar, deslizarse o fluir ladera abajo posteriormente. El material considerado no incluye las pequeñas partículas, resultado del intemperismo.

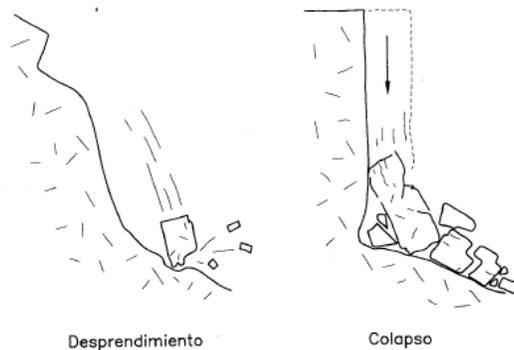
La velocidad de estos movimientos puede ser rápida o extremadamente rápida, a excepción de cuando la masa desplazada sufre socavamiento o incisión, y el desprendimiento o caída es precedido por deslizamientos o vuelcos que separan el material desplazado de la masa intacta (CRUDEN y VARNES, 1996).

La propagación de los desprendimientos en laderas con pendientes superiores a los 76° se produce preferentemente por caída libre, por debajo de este ángulo los impactos

contra el terreno son frecuentes, mientras que en laderas de menos de 45° la propagación se realiza por rodadura y, eventualmente, por deslizamiento.

Las caídas con una trayectoria básicamente vertical, en escarpes por la socavación efectuada por un río, el oleaje o la meteorización y disgregación de las rocas a su pie son consideradas colapsos (GARCÍA YAGÜE y GARCÍA ÁLVAREZ, 1988).

Figura N° 5: Esquema de desprendimientos y caídas

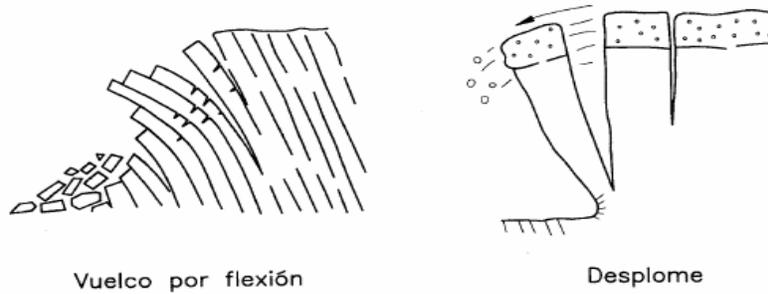


Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

b. Vuelcos o desplomes (*topples*):

Consisten en la rotación de una masa de suelo, detritos o roca en torno a un eje o pivote ubicado por debajo de su centro de gravedad. El movimiento es hacia adelante o hacia el exterior, por lo que involucra inclinación o basculamiento, pero no implica colapso. Frecuentemente ocurren en una o más superficies, en materiales que poseen un sistema de discontinuidades preferencial como diaclasas, grietas de tensión o superficies columnares. La desestabilización es producida por la fuerza de gravedad, así como por el empuje ejercido por el terreno adyacente o los fluidos (agua o hielo) en las grietas.

Figura N° 6: Esquema de vuelcos y desplomes

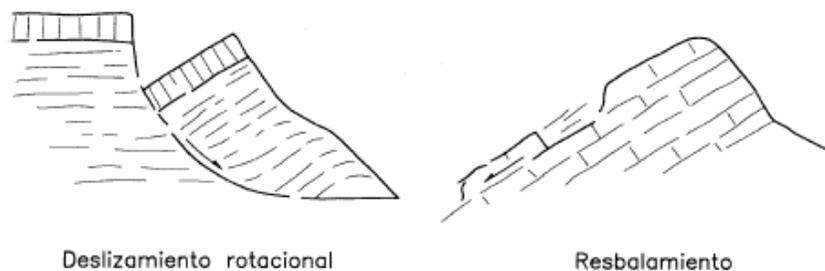


Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

c. Deslizamientos (*slides*):

Son movimientos laterales abajo de una masa de suelo, detritos o roca, la cual ocurre sobre una superficie reconocible de ruptura. Con frecuencia, la formación de grietas transversales es la primera señal de la ocurrencia de este tipo de movimientos, las cuales se localizan en la zona que ocupará el escarpe principal. La superficie de ruptura define el tipo de deslizamiento, por lo que las superficies curvas, cóncavas o en forma de cuchara se asocian a deslizamientos rotacionales, las superficies de ruptura semiplanas u onduladas a los movimientos translacionales y las superficies planas a los deslizamientos planos (o resbalamientos).

Figura N° 7: Esquema de deslizamientos



Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

La velocidad y extensión de este tipo de movimientos es muy variable. Los deslizamientos translacionales son menos profundos que los rotacionales, y al igual que

los planos, involucran un movimiento paralelo a la superficie, el cual esta en gran medida controlado por superficies de debilidad de los materiales formadores.

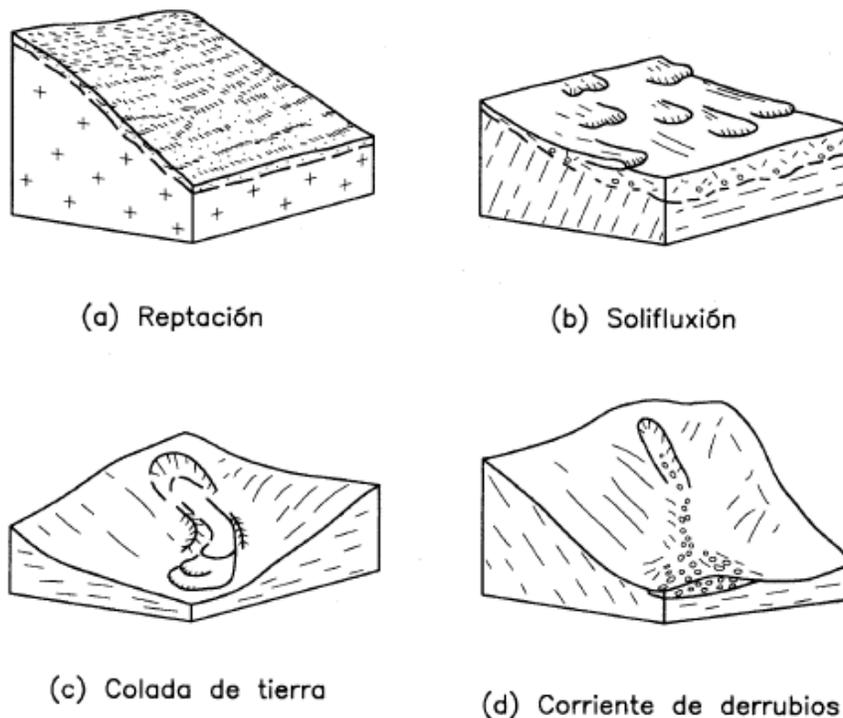
Con base en las etapas del movimiento, los deslizamientos rotacionales se clasifican en: simples, múltiples y sucesivos, clasificación que también se aplica a las variantes resultantes del tipo de material (ejemplo: deslizamiento rotacional de roca, de detritos, de suelo; y por ende, deslizamiento de roca individual, múltiple, sucesivo, etc.). Los deslizamientos translacionales se subdividen en deslizamientos de roca en bloque (*block slide*), deslizamientos de derrubio en bloque (*block slide*) y deslizamientos translacionales de suelos (*slab slide*). Los deslizamientos planos se clasifican, en términos simples, a partir también del material involucrado, por lo cual los principales tipos son los deslizamientos de rocas (*rock slide*), deslizamientos de derrubios (*debris slide*) y las coladas de barro (*mudslides*).

d. Flujos (*flows*):

Son movimientos espacialmente continuos en los que las superficies de cizalla tienen corta vida, se encuentran muy próximas, son difíciles de observar y generalmente no se conservan. El movimiento y la distribución de velocidades en la masa desplazada se parecen a la que se presenta en un fluido viscoso. Por este motivo, la masa movida no conserva la forma en su movimiento descendente, adoptando a menudo, formas lobuladas cuando incorporan a materiales cohesivos y desparramándose por la ladera o formando conos de deyección cuando afectan a materiales granulares.

Existe una gradación desde los deslizamientos a los flujos dependiendo del contenido de agua, movilidad y evolución del movimiento. Un deslizamiento de derrubios puede convertirse en una corriente o avalancha de derrubios a medida que el material pierde cohesión, incorpora agua y discurre por pendientes más empinadas. Así, los flujos pueden contener cualquier tipo de material y se clasifican por tanto en cuanto a su contenido de estos en: flujos de rocas (*rock flow*); flujos o coladas de detritos (*debris flow*) y flujos o coladas de tierra (*soil flow* o *earthflow*). Algunos de los tipos existentes se ilustran en la siguiente figura (Nº 8).

Figura 8: Esquema de tipos de flujos



Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

e. Expansiones laterales (*lateral spreads*):

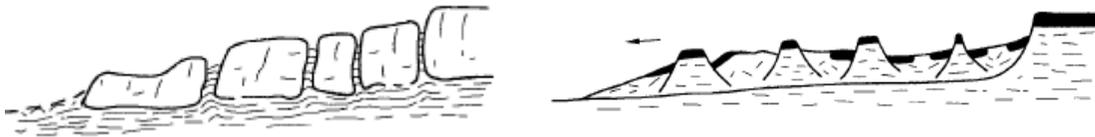
Estos movimientos son resultado de la fracturación y expansión de suelos o masas de roca compactos, debido a la licuefacción o fluidización del material subyacente. Ocurren cuando materiales gruesos, como fragmentos de rocas, grava, etc., están inmersos en una matriz de material más fino o contienen arcillas. La superficie de cizallamiento no está bien definida, la masa involucrada se mueve rápida y retrogresivamente y puede tener una duración hasta de algunos minutos.

Según COROMINAS (2007), VARNES (1978), distinguió 2 tipos de expansiones laterales: (1) la fracturación y extensión del material compacto (tanto suelo, como roca), debido a la licuefacción del material subyacente, y; (2) los movimientos que suelen afectar a litologías blandas y deformables que se encuentran por debajo de niveles potentes de materiales resistentes y densos. La figura 9 ilustra estos dos tipos mostrando a la izquierda: una

expansión lateral por fluencia y extracción del material subyacente, y a la derecha el mismo proceso por licuefacción.

Este tipo de movimientos ocurre principalmente en ambientes lacustres y marinos de poca profundidad, los cuales se localizan en las márgenes de los antiguos casquetes de hielo en las costas de Noruega, Alaska y Canadá. Los flujos pueden ser desencadenados por movimientos rotacionales o por efectos sísmicos. Se clasifican en expansiones laterales en rocas (*rock spreading*), en derrubios (*debris spread*) y en suelos (*soil spreading*).

Figura N° 9: Tipos de expansiones laterales



Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

f. Movimientos complejos

Los movimientos complejos ocurren cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose ladera abajo, entre los más importantes cabe destacar los aludes o avalanchas de rocas (*rock avalanches*) y los flujos deslizantes (*flow slides*). Las avalanchas o aludes de rocas consisten en la movilización a gran distancia de grandes masas de rocas y detritos que viajan a gran velocidad. Los flujos deslizantes son resultados del colapso repentino y de gran extensión de una masa de material granular o de detritos que viajan a velocidades rápidas o extremadamente rápidas, como resultado de un efecto perturbador.

El material involucrado en este tipo de movimiento es metaestable, con una estructura suelta y elevada porosidad. Durante el colapsamiento, producido por ejemplo por una sacudida sísmica, la carga del terreno es transferida a los fluidos de los poros (generalmente agua), lo que ocasiona un incremento en la presión de estos últimos y, por ende, la pérdida de resistencia, ocasionando el flujo deslizante (HUTCHINSON, 1988, en ALCANTARA, 2000). Por lo general, la morfología resultante es alargada y estrecha, y el área de depósito tiene un espesor relativamente bajo.

g. Otros movimientos (textual de COROMINAS, 2007)

(i) Deformaciones sin roturas manifiestas o previas a la rotura

En ocasiones, las deformaciones de la ladera no dan lugar al despegue de la masa movida ni a la formación de superficies de rotura continuas en todo el conjunto. Se trata por tanto, de deformaciones de corta extensión aunque en los grandes movimientos pueden ser de algunos metros. Estas deformaciones pueden acelerarse hasta la rotura, reactivarse periódicamente o dejar de producirse. Entre ellas se pueden distinguir:

1.- *Reptación por fluencia (pre-failure creep).*

Desplazamientos, inicialmente muy lentos, que se aceleran progresivamente y que preceden a la rotura de la ladera. En términos físicos, estos desplazamientos son el reflejo indudable del desarrollo de una rotura progresiva. La medida de las deformaciones en el tiempo puede ser utilizada para predecir el instante de rotura y para establecer sistemas de alerta (VOIGHT y KENNEDY, 1979).

2.- *Cabeceo (chevron toppling).*

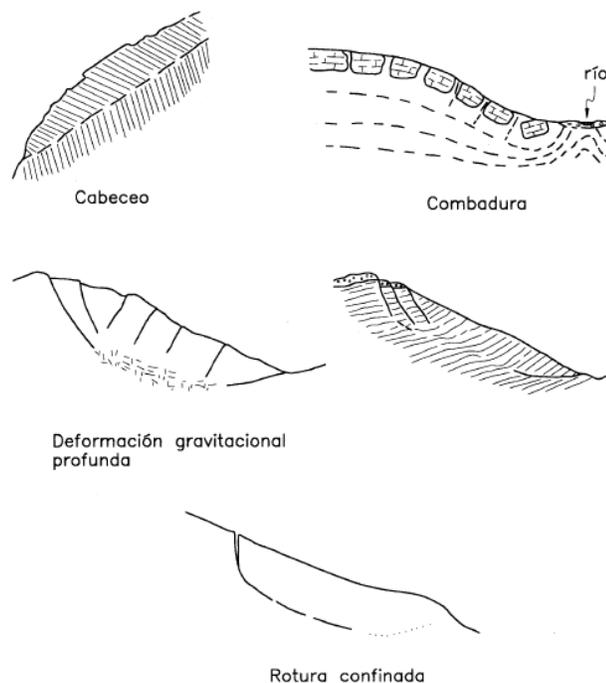
Se desarrolla en la parte superficial de las laderas constituidas por formaciones rocosas intensamente fracturadas (esquistos, filitas, pizarras, flysch) presentando un marcado buzamiento hacia el interior del macizo. Los primeros metros superficiales suelen encontrarse descomprimidos y alterados, condición suficiente para que si se erosiona la parte inferior de la ladera el conjunto alterado tienda a girar hacia abajo (COROMINAS, 1989). El mecanismo implica además de la rotación de los niveles rocosos, el deslizamiento relativo a través de las discontinuidades preexistentes. La zona donde se produce el cambio de inclinación da lugar a la formación de una zona de debilidad que, a menudo, se convierte en una superficie potencial de deslizamiento.

Para algunos autores, el cabeceo se trata simplemente de procesos de alteración química y física de los macizos rocosos.

3.- *Combadura (cambering)* y pandeo en valle (*bulging*).

Las combaduras aparecen asociadas con el abombamiento de los fondos de valle. Es característico de valles excavados en estratos casi horizontales con un nivel rocoso fisurado por encima de arcillitas, limolitas o margas que, a su vez, reposan sobre un substrato más competente. Las principales características del movimiento es la combadura del nivel rocoso superior hacia el valle, dando lugar al ensanchamiento de las fisuras. El nivel arcilloso inferior muestra un marcado adelgazamiento hacia el valle y un plegamiento monoclinal intenso. Las partes superiores de estos pliegues suelen coincidir con el levantamiento o pandeo (*bulging*) del fondo del valle (HUTCHINSON, 1988). Este mecanismo, CRUDEN y VARNES (1996) lo consideran como una variante de las expansiones laterales.

Figura N° 10: Tipos de deformaciones sin rotura de ladera



Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

(ii) Deformaciones gravitatorias profundas o hundimientos de ladera (*deep seated gravitational slides, sags, sagging of mountain slopes*)

Las deformaciones a gran escala de las laderas con rotura y desplazamiento de crestas han sido reconocidas en muchas partes del mundo. Las evidencias sobre el terreno de las deformaciones profundas son la presencia de escarpes de fracturas antitéticas con una alineación a grandes rasgos paralela con las curvas de nivel de la ladera y el hundimiento de la zona de cresta. En la base de las laderas puede haber evidencias de abombamientos que causan el desplazamiento de cursos, daños en carreteras y otras deformaciones. No obstante, las evidencias de los abombamientos son menos claras que el hundimiento y desplazamiento de la cresta.

Algunas condiciones geológicas bajo las que ocurre la expansión de crestas son (SELBY 1993): (1) flexión profunda, plegamiento y flujo plástico en rocas; (2) abombamiento, extensión y fractura de crestas empinadas; (3) fluencia de rocas rígidas sobre rocas blandas sin flexión (*buckling*).

Las deformaciones gravitatorias profundas son características en macizos rocosos, generalmente constituidos por rocas metamórficas, con marcada foliación o esquistosidad, inclinadas fuertemente y dispuestas paralelamente al frente de la ladera, aunque también pueden ocurrir en macizos graníticos fracturados (BORDONAU y VILAPLANA, 1986). Es frecuente encontrar estas deformaciones en los valles pirenaicos y cantábricos que han sido profundamente excavados por los glaciares cuaternarios.

Figura N° 11: Esquema de deformación gravitacional profunda



Deformación gravitacional profunda

Fuente: COROMINAS y GARCIA YAGÜE, 1997 (en COROMINAS, 2007)

A partir de esta agrupación, considerando el tipo de material involucrado y en base a las clasificaciones propuestas por el *European Community Programme* (EPOCH, 1993 en

ALCANTARA, 2000) y COROMINAS (2007), se expone en la tabla siguiente (Nº 4) el detalle de los procesos de remoción en masa identificados en la literatura por el autor. Adicionalmente, y considerando lo planteado por HAUSER (1993), respecto de que la mayoría de las clasificaciones existentes a la fecha de su trabajo y hasta la actualidad, corresponden a intentos por establecer una descripción ordenada de las remociones en masa, con énfasis en aquellas que alcanzan mayor desarrollo en determinados países y que como tales no necesariamente incorporan la totalidad de los procesos posibles de identificar en nuestro territorio, se han incluido los procesos de carácter nacional descritos en el trabajo de este último autor.

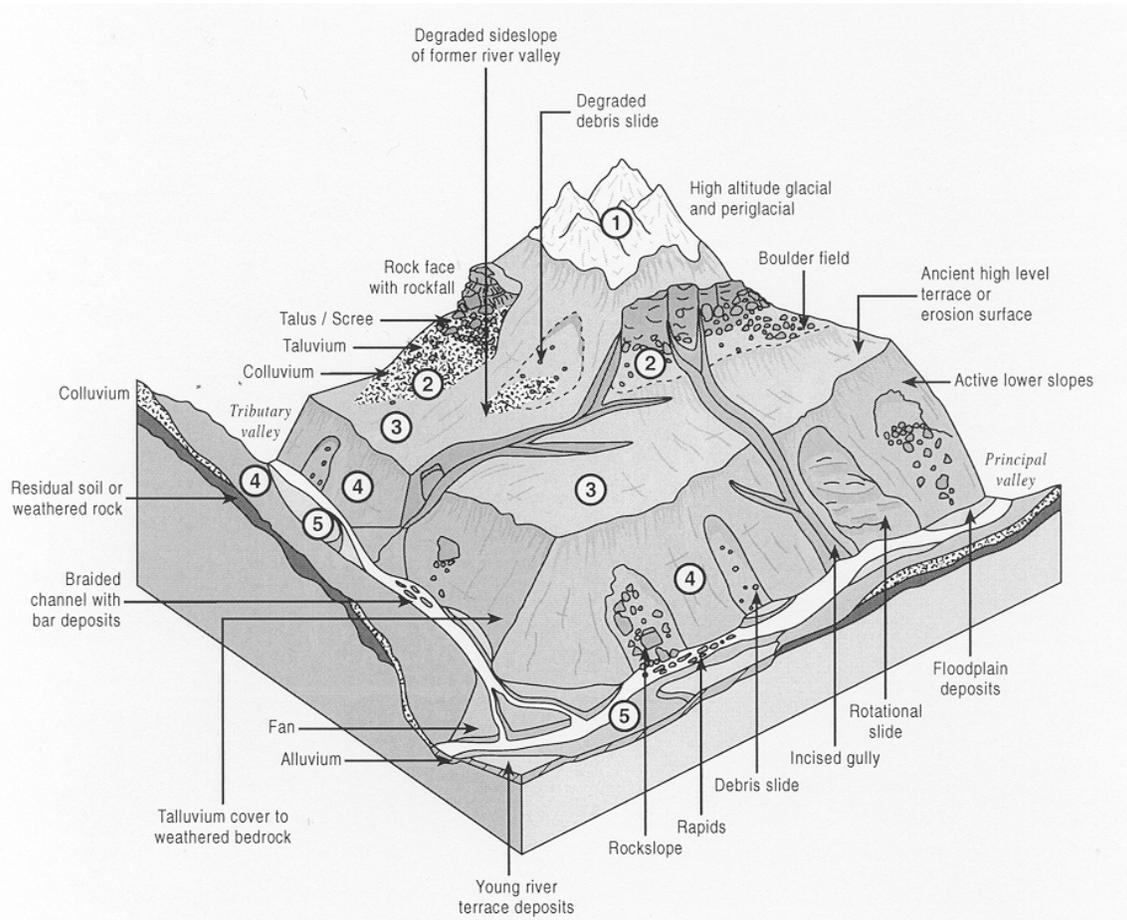
Tabla N° 4: clasificación de procesos de remoción en masa según el tipo de material y movimiento involucrado

Tipo de movimiento	Tipo de material involucrado		
	Roca (<i>rock</i>)	Derrubios (<i>debris</i>)	Suelo (<i>soil</i>)
Desprendimientos (<i>fall</i>)	- Caída o desprendimiento de rocas (<i>rockfall</i>)	- Caída o desprendimiento de derrubios (<i>debrisfall</i>)	- Caída o desprendimiento de suelo (<i>soilfall</i>)
Vuelco o desplome (<i>topple</i>)	- Vuelco o desplome de rocas (<i>rock topple</i>)	- Vuelco o desplome de derrubios (<i>debris topple</i>)	- Vuelco o desplome de suelo (<i>soil topple</i>)
Deslizamiento rotacional simple (<i>rotational slide</i>)	- Individual (<i>simple</i>)	- Individual (<i>simple</i>)	- Individual (<i>simple</i>)
	- Múltiple (<i>multiple</i>)	- Múltiple (<i>multiple</i>)	- Múltiple (<i>multiple</i>)
	- Sucesivo (<i>successive</i>)	- Sucesivo (<i>successive</i>)	- Sucesivo (<i>successive</i>)
Deslizamiento transnacional o de bloques no rotacional (<i>translational slides non-rotational</i>)	- Deslizamiento de roca en bloque (<i>block slide</i>)	- Deslizamiento de derrubios en bloque (<i>block slide</i>)	- Deslizamiento translacional de suelos (<i>slab slide</i>)
Deslizamiento planar	- Deslizamiento de rocas (<i>rock slide</i>)	- Deslizamiento de derrubios (<i>debris slide</i>)	- Coladas de barro (<i>mudslide</i>)
Flujos (<i>flows</i>)	- Flujo de rocas (<i>rock flow</i>)	- Flujo de derrubios (<i>debris flow</i>)	- Flujo de tierra, arena o suelo (<i>earth, sand, soil and silt flow</i>)
			- Reptación (<i>creep</i>)
			- Soliflucción (<i>solifluction</i>)
		- Lahares	
		- Snowflow	
Expansión lateral (<i>lateral spreading</i>)	- Expansiones laterales en rocas (<i>rock spreading</i>)	- Expansiones laterales en derrubios (<i>debris spreading</i>)	- Expansiones laterales en suelos (<i>soil spreading</i>)
Movimientos complejos	- Ejemplo: Alud de rocas (<i>rock avalanche</i>)	- Ejemplo: Flujo deslizante (<i>flow slide</i>)	-Ejemplo: Rotación con flujo de tierra (<i>slump-earthflow</i>)
Otros movimientos		- Jökulhlaups	
		- Deformaciones sin rotura manifiesta o previas a la rotura	
	Cabeceo (<i>chevron toppling</i>)		Reptación por fluencia (<i>pre-failure creep</i>)
		- Combadura (<i>cambering</i>) y pandeo en valle (<i>bulding</i>)	
		- Deformaciones gravitatorias profundas o hundimientos de laderas (<i>deep seated gravitational slides, sags, sagging of mountains slopes</i>)	
		- Roturas confinadas (<i>confined failures</i>)	

Fuente: Elaborado por el autor a partir de EPOCH, 1993 (basado en VARNES, 1978 y HUTCHINSON, 1988); HAUSER, 1993 y; COROMINAS (2007).

De forma ilustrativa, una perspectiva esquemática y simple de la operación de varios de estos procesos en ambientes de alta montaña puede ser apreciada en la figura N° 12.

Figura N° 12: Operación de los procesos de remoción en masa en ambientes de alta montaña



Land system diagram of a high mountain environment showing five major terrain zones; (1) High altitude glacial and periglacial; (2) Free rock faces and debris slopes; (3) Degraded middle slopes and ancient valley floors; (4) active lower slopes; and (5) valley floors.

Fuente: FOOKES *et al* 1985 en SEDIFLUX MANUAL (2007).

Por otra parte, y como se desprende de los puntos anteriores, la velocidad de los procesos de remoción en masa puede ser muy variada, incluso al interior de un mismo tipo de movimiento. Por ejemplo, un deslizamiento de rocas puede reptar a una razón de cms/año, pero muchos de sus desplazamientos serán en razones de cm/s a m/s, así, como se verá más adelante en detalle, el mecanismo y severidad de los daños provocados por un proceso de remoción en masa dependen del tipo de proceso y los componentes morfológicos particulares del proceso, pero el impacto potencial o poder de daño de un proceso de remoción en masa está primeramente en función de su masa y velocidad, siendo el más destructivo de todos, las avalanchas de rocas, las cuales

pueden contener decenas de millones de metros cúbicos de material y viajar a velocidades de 60-80 m/s (CROZIER y GLADE, 2005).

Considerando lo señalado en el párrafo anterior, no solo interesa clasificar los procesos de remoción según el tipo de 'rotura' y el material involucrado, sino también de acuerdo con su velocidad. Para ello, si bien también la producción intelectual sobre la materia es profusa y no homogénea, en este trabajo se considera la clasificación propuesta por CRUDEN y VARNES (1996) y la Sociedad Geomecánica de Australia (2002), expuesta en el trabajo de CROZIER y GLADE (2005), la cual puede ser apreciada en la tabla N° 5.

Tabla N° 5: Clasificación de los procesos de remoción en masa, según la velocidad del movimiento.

Clase de velocidad	Descripción	Velocidad en mm/s	Velocidad típica	Significancia destructiva probable
7	Extremadamente rápido	5×10^3	5 m/s	Desastre de mayor violencia, edificios destruidos por el impacto o material desplazado, muchas muertes y posibilidades de escape improbables
6	Muy rápido	5×10^1	3 m/min	Algunas pérdidas de vidas, estructuras posesiones y equipamiento destruido, velocidad también demasiado alta como para permitir escapar a las personas
5	Rápido	5×10^{-1}	1.8 m/hr	Posible evacuación para escape, estructuras posesiones y equipamiento destruido
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/mes	Algunas estructuras intensivas y temporales pueden ser mantenidas
3	Lento	5×10^{-5}	1.6 m/año	Construcciones para contener los procesos pueden ser enterradas durante el movimiento; estructuras intensivas pueden ser mantenidas con trabajos frecuentes si el movimiento no crece durante una fase de aceleración particular
2	Muy lento	5×10^{-7}	16 mm/año	Algunas estructuras permanentes ilesas por el movimiento; imperceptible sin instrumentos; construcción de infraestructura posible con precauciones
1	Extremadamente lento			

Fuente: CROZIER y GLADE , 2005.

5.3 ELEMENTOS TEÓRICOS Y CONCEPTUALES RELACIONADOS CON EL ESTUDIO DE LOS RIESGOS NATURALES

Como se señaló anteriormente, los estudios de riesgo son, en términos generales, instrumentos ampliamente utilizados. Aquellos relacionados con los riesgos naturales, derivados de la geodinámica son materia de estudio, entre otras disciplinas, de la geomorfología, dentro de esta, específicamente de lo que se ha denominado geomorfología ambiental. Pero, ¿qué se entiende por riesgo natural?; ¿por desastre natural?; ¿cuáles son sus componentes?; ¿cuales son las implicancias del estudio de estas?, son cuestiones estas que si bien se han tratado profusamente en la literatura a nivel mundial y existen elevados grados de acuerdos sobre ellas, este acuerdo no es completo y por lo tanto aún es posible encontrar diversos enfoques sobre la materia a la fecha.

Un desastre natural es *“un suceso eventual que afecta al hombre y que es producido por un fenómeno natural inusual”* (CASTRO *et al*, 1995). De la misma manera, el riesgo *“es la probabilidad de que a una población (personas, infraestructura física, actividades económicas, etc.) o a parte de la misma le suceda algo nocivo o dañino”* (GRAY DE CERDAN, 1998), y en consecuencia el riesgo natural corresponde a la probabilidad de ocurrencia potencial de un desastre natural.

El riesgo esta en función de tres factores, la *amenaza* (peligro) la *exposición* y la *vulnerabilidad* (VARNES, 1984; UNDRO, 1991; AYALA, 1993; FELL & HARTFORD, 1997; en BONACHEA, 2006). “El riesgo trae consigo la existencia de un peligro, pero un fenómeno peligroso no conduce necesariamente a un riesgo para la población” (SANTACANA, 2001). La definición y estudio del riesgo natural por tanto implica el tratamiento de sus tres componentes de manera combinada y puede ser definido en términos generales como la interacción entre amenaza o peligrosidad y los objetos que están expuestos a la misma (personas, edificios, etc.), así como el grado de destrucción que dichos objetos pueden experimentar” (BONACHEA, 2006). Así, el riesgo puede ser expresado de la siguiente manera:

$$RN = \text{Amenaza (peligro)} \times \text{Exposición} \times \text{Vulnerabilidad}$$

Esta sencilla, pero poderosa ecuación, identifica separadamente los principales factores que contribuyen al riesgo. Su cálculo por multiplicación también es importante, pues implica que si cualquiera de los tres factores es cero, el riesgo será cero. Consecuentemente, si un proceso natural ocurre en una zona despoblada o si la vulnerabilidad estructural es muy baja, el riesgo será cero (CROZIER y GLADE, 2005). En otras palabras, el nivel de riesgo variará en respuesta a la magnitud de la amenaza y las condiciones de vulnerabilidad de la población, infraestructura y/o actividades expuestas. *“Si no existe fragilidad interna para producir un fenómeno natural, o no ocurre un evento detonante, o no hay energía para un fenómeno natural, el peligro no existe; de la misma forma, si la exposición al fenómeno no existe, o la resistencia al fenómeno es infinita, la vulnerabilidad no existe, y en cualquiera de estos casos el riesgo natural no existe”* (CASTRO et al, 1995).

Por otra parte, si es posible actuar sobre algunas amenazas y la vulnerabilidad puede ser controlada, el riesgo es fruto de la deficiente gestión humana sobre el territorio, frecuentemente debido a la escasa capacidad de anticiparse a la ocurrencia de ciertos fenómenos y prevenir su acción sobre los valores materiales e inmateriales de una sociedad.

En este contexto, y con estos antecedentes se exponen a continuación los elementos centrales relacionados con los factores que componen el riesgo.

a. Los peligros o amenazas naturales (*hazard*)

Esta componente del riesgo, corresponde a uno de los ejes de estudio de este trabajo, y en tal sentido la descripción del estado de conocimiento sobre ella, juega un rol central para las fases posteriores del mismo. Coherentemente con esto, en los puntos y capítulos sucesivos, se realizan sobre esta componente una serie de precisiones, respecto de los métodos y metodologías de estudio.

De acuerdo con lo señalado por BURTON (1978, citado por OEA, 1993) los peligros naturales son “aquellos elementos del medioambiente físico, o del entorno físico, perjudiciales al hombre y causados por fuerzas ajenas a él”. Esta definición pone acento

sobre los elementos externos del medio físico y la acción de estos sobre y ajena al hombre, más no trata sobre los procesos y no incluye el tiempo en la misma. Por su parte, y presumiblemente conciente de esto, UNDRP (1991) definía las amenazas como “la probabilidad de ocurrencia, dentro de un periodo específico de tiempo en un área dada, de un fenómeno natural potencialmente dañino”.

En 1998, GRAY DE CERDAN, aúna los elementos de estas definiciones anteriores señalando que las amenazas son “los peligros que existen en torno de las comunidades humanas y que pueden crear situaciones adversas para la vida del hombre y el desarrollo de su actividad”. Según la autora, las amenazas se clasifican en: ‘naturales’, ‘socio – naturales’, ‘antrópico-contaminantes’ y ‘antrópico-tecnológicas’. Para efectos de este trabajo son relevantes las dos primeras, una debido a que constituye en si el objeto de análisis de este y la otra, a que es indispensable considerar la intervención actual y futura del hombre en esta zona.

Las ‘amenazas naturales’ implican la ocurrencia de condiciones naturales, o eventos naturales, que actúan peligrosamente en un espacio y tiempo dado, *“son el fruto de la dinámica terrestre. De origen geotécnico, geodinámico, meteorológico, hidrológicos, etc., producen sismos y deslizamientos, huracanes e inundaciones, sequías, etc. Son parte del funcionamiento del medio ambiente natural del ser humano y no admiten modificación ni control por parte del hombre”* (GRAY DE CERDAN, 1998). Por su parte, las ‘amenazas socio-naturales’ *“son el fruto de una mala intervención del hombre sobre la naturaleza en su afán de controlarla: inundaciones, deslizamientos, hundimientos, agotamiento de acuíferos, efecto invernadero, etc., suelen ser confundidos y considerados como amenazas naturales y por consiguiente, fenómenos sin control. Sin embargo, si modificamos la acción humana es posible mitigar sus efectos”* (GRAY DE CERDAN, 1998).

Como señala CROZIER y GLADE (2005), desde la óptica del análisis de riesgos, en algunas instancias puede ser útil abordar el análisis de la amenaza como un ejercicio separado. Haciendo esto es posible no sólo identificar los impactos para los elementos existentes, sino también los impactos potenciales relativos a cualquier desarrollo futuro. En otras palabras, determinar las amenazas potenciales.

En el ámbito de la amenaza natural, en particular la generada por los movimientos de ladera (y complementario a lo señalado por GRAY DE CERDAN, 1998), SANTACANA (2001), dice que “la peligrosidad de una ladera es la probabilidad de ocurrencia de una rotura de determinada magnitud”. En acuerdo con este planteamiento, por un lado, la evaluación de la amenaza implica localizar en las laderas las áreas inestables y las potencialmente inestables, cuestión que exige determinar el tipo de movimientos en masa, su magnitud y posible desplazamiento ladera abajo, así como los factores relacionados con la estabilidad y su contribución a la inestabilidad, y por otro, es preciso estimar la frecuencia de ocurrencia en el tiempo, es decir, intentar predecir lo que puede ocurrir en un periodo no muy lejano (BONACHEA, 2006).

De esta forma, según SANTACANA (2001), la amenaza natural por movimientos de ladera, podría ser descompuesta, expresada y explicada como resultado de la interacción entre: (1) la localización de áreas potencialmente inestables (susceptibilidad); (2) el comportamiento del deslizamiento (movilidad y alcance), y; (3) la potencialidad del deslizamiento (probabilidad de ocurrencia en el tiempo).

Complementariamente, tomando los factores componentes y explicativos de la amenaza descritos por SANTACANA (2001), y también en términos generales, se puede señalar que existe cierta coincidencia en los autores a considerar que los factores internos son aquellos que influyen sobre la susceptibilidad, mientras que los externos condicionan el comportamiento del deslizamiento y su potencialidad.

b. La exposición (*exposure*)

El segundo parámetro en análisis que participa en la ecuación de riesgo es la exposición. Esta es definida por UNDRO (1991) como “la población, edificios y obras de ingeniería civil, actividades económicas, servicios públicos, utilidades e infraestructura, etc., en riesgo en un área dada”.

De los tres factores de la ecuación de riesgo este es el que menos ha sido desarrollado en la literatura, siendo su abordaje muy diverso y en ciertas circunstancias confuso, ya que se encuentra directamente relacionado con la vulnerabilidad. Tanto es así que ciertos

autores consideran que la exposición es una cualidad, variable o condición relacionada con esta última (CASTRO *et al*, 1995; GRAY DE CERDAN, 1998).

LEONE (1995 en BONACHEA, 2006), detalla una lista los elementos que pueden verse afectados por procesos de remoción, es decir expuestos. Estos son:

- (i) Personas y todas las actividades relacionadas con ellas (actividades económicas, trabajos, equipamientos, salud, etc.)
- (ii) Edificios, desde los que se usan como vivienda permanente hasta aquellas de carácter secundaria, pasando por hospitales, colegios u otros edificios públicos, además de considerar las características constructivas de cada edificio (materiales), las cuales influirán en la forma en que se comporte dicho edificio una vez que sea afectado por un proceso de remoción.
- (iii) Infraestructuras viales y otras vías de comunicación y tendidos de servicios básicos (electricidad, agua potable, teléfono, etc.)
- (iv) Los terrenos y propiedades, y
- (v) El medio ambiente

En acuerdo con BONACHEA, (2006) el valor de la exposición de casi todos estos elementos puede ser definido en consideración de su valor económico, no obstante el valor de las personas, sus actividades y el ambiente, si es que es posible, lícito o ético valorarlos es de muy difícil definición y estaría condicionado por una multiplicidad de factores difíciles de determinar y cuantificar a la fecha.

c. La vulnerabilidad (*vulnerability*)

Según señala CROZIER y GLADE, (2005); y BONACHA (2006), existen dos perspectivas para analizar la vulnerabilidad: (1) la de las investigaciones basadas en las ciencias naturales y (2) la de aquellas basadas en los métodos de las ciencias sociales. De acuerdo con lo señalado por estos autores, desafortunadamente al igual que para los conceptos anteriores, no existe en las ciencias naturales o sociales una clasificación uniforme de este término.

Desde el enfoque de las ciencias naturales, uno de los primeros autores en definir la vulnerabilidad fue VARNES (1984), quien entiende la vulnerabilidad como el grado de daños potenciales, expresados de 0 a 1, sufridos por un elemento o grupo de elementos expuestos como consecuencia de un fenómeno natural de una intensidad dada. Esta definición ha sido aceptada por muchos autores con posterioridad (BONACHEA, 2006), aunque, de acuerdo a lo expresado por este mismo autor, es posible encontrar un sinnúmero de propuestas de definición alternativas en los trabajos de COBURN *et al.* (1991); MEJIA NAVARRO *et al.* (1994); FELL (1994); D' ERCOLE (1996); LEONE *et al.* (1996); LEROI (1996), y; MANCHE (1997), entre otros.

Este trabajo utiliza la definición adoptada por UNDRO (1991, en BONACHEA, 2006), que constituye una variante de la definición de VARNES (1984), y que sostiene que la vulnerabilidad es “el grado de pérdida, para un elemento dado en riesgo, o set de tales elementos, resultado de la ocurrencia de un fenómeno natural de una magnitud dada y expresada en una escala de 0 (sin daño) a 1 (pérdida total)”.

Si la vulnerabilidad es el grado esperado de pérdidas experimentadas por los elementos en riesgo por una amenaza de magnitud dada, ella puede ser entendida como la propensión de sufrir daños que tiene un componente de la estructura social o de la naturaleza misma. Por lo tanto, la vulnerabilidad está relacionada con las consecuencias, o los resultados de un impacto de una fuerza natural, y no con el proceso natural o fuerza en si misma (LEWIS, 1999 en CROZIER y GLADE, 2005).

En contraste a otros procesos naturales tales como las inundaciones y terremotos, es muy difícil estudiar la vulnerabilidad para procesos de remoción en masa, debido a la complejidad y el amplio rango de variedad de este tipo de procesos (LEROI, 1996 en CROZIER y GLADE, 2005). Entre los aspectos que deben ser considerados para su estudio se puede señalar que:

- (i) La vulnerabilidad de diferentes elementos en riesgo varía para procesos similares (personas versus edificios, por ejemplo).
- (ii) La probabilidad temporal de que una persona esté presente durante un evento de remoción es variable.

- (iii) Diferentes grupos de humanos tienen diferentes potenciales para hacer frente a los eventos
- (iv) Los sistemas de alerta temprana afectan la vulnerabilidad de las personas.
- (v) La probabilidad espacial de ocurrencia de procesos de remoción varía.

FELL (1994, en BONACHEA, 2006) sostiene que la vulnerabilidad es función de tres parámetros:

- (i) La probabilidad espacial de impacto: es decir de que un elemento se vea afectado por un determinado proceso, dado que ese determinado proceso tiene lugar en una determinada zona.
- (ii) La probabilidad temporal de impacto: que el elemento expuesto sea afectado en el momento del impacto (esto se aplica a elementos no fijos, como personas y vehículos)
- (iii) La probabilidad de pérdidas: que una persona sea afectada como consecuencia de que un proceso de remoción destruya, por ejemplo, un edificio, o bien que cierta proporción del valor del elemento impactado sea perdido.

Según este autor, es más fácil calcular la vulnerabilidad descomponiéndola en estas tres variables. Por su parte, LIU *et al.* (2002) y LIU & LEI (2003), citados por BONACHEA, (2006), sostienen que la vulnerabilidad se divide en: física (pérdidas en infraestructuras y edificios; económica (pérdida de la actividad económica de la zona); ambiental (pérdida de recursos naturales), y; social (población afectada).

Según lo expuesto por BONACHEA, (2006), diversos son los trabajos que se han desarrollado para establecer los valores de vulnerabilidad de diversos elementos expuestos, en una escala de 0 a 1. Entre estos, se pueden mencionar: FELL (1994); LEONE *et al.* (1996); FELL & HARDFORD (1997); HAYNE *et al.* (2001); KONG (2002); BLONG (2003); GLADE (2003); BELL & GLADE (2004); REMONDO *et al.* (2004), y BONACHEA *et al.* (2004). Los resultados de sus trabajos, es decir el valor que asignan a la vulnerabilidad de los elementos expuestos a una amenaza natural, se pueden apreciar en la tabla N° 6.

Tabla N° 6: Valores de vulnerabilidad, para diferentes elementos expuestos, propuestos por varios autores.

Autor	Vulnerabilidad					
	Personas	Edificios	infraestructura	Uso del suelo	Personas en edificios	Actividad económica
Fell (1994)	0.005 – 1	0.025 – 1				
Leone <i>et al.</i> (1996)	0.001 - 1	0.01 – 1	0.05 – 1	0.1 - 1		0.1 - 1
Fell & Hardford (1997)	0.1 – 1	0.01 – 0.8				
Finlay & Fell (1997)	0.1 – 1				0.05 – 1	
Hayne <i>et al.</i> (2001)	0.05 – 0.9	0.25 – 1	0.3 – 1			
Kong (2002)	0.1 – 1				0.05 – 1	
Blong (2003)		0.02 – 1				
Glade (2003) y Bell & Glade (2004)	0.2 – 0.5	0.1 – 0.5	0.2 – 0.6	0.1 – 0.5	0.02 – 0.25	
Remondo <i>et al.</i> (2004); Bonachea <i>et al.</i> (2004)			0.09 – 0.68			

Fuente: BONACHEA, 2006

5.4 MÉTODOS DE ANÁLISIS PARA EVALUAR LA SUSCEPTIBILIDAD DEL TERRENO A EXPERIMENTAR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

En geomorfología y otras ciencias de la tierra, diversos son los métodos que se han desarrollado para realizar análisis y estimaciones del riesgo natural, casi todas ellas, tanto las de carácter cualitativo, como cuantitativo, parten de un principio en común, el principio del actualismo o uniformitarismo (VARNES 1984 en SANTACANA 2001; CLERICI *et al.* 2002). Dicho principio asume el supuesto de que la falla de pendientes en el futuro ocurrirá más comúnmente bajo aquellas condiciones que han guiado en el pasado y en el presente a la inestabilidad (CLERICI *et al.* 2002).

Lo anterior, tiene implicancias prácticas que nos llevan a considerar, en una primera mirada, aquellas áreas sin procesos o con procesos inactivos como áreas estables, es decir no susceptibles (sin amenaza y por lo tanto sin riesgos), y aquellas áreas con procesos activos como áreas inestables y por lo tanto con algún nivel de amenaza y potencial riesgo asociado.

Dado que, como se expusiera en puntos anteriores, el estudio de la amenaza implica necesariamente la consideración de la dimensión temporal, cuestión que muy rara vez se logra alcanzar en la definición de los estudios y cartografías de riesgo o amenaza, la mayoría de estos instrumentos así denominados corresponden en realidad a cartografías de la susceptibilidad del terreno para experimentar procesos de remoción, es decir representan la “probabilidad espacial” de que ocurran procesos de remoción, sin analizar el factor temporal (SANTACANA, 2001; BONACHEA, 2006).

Como evidencia de lo anterior se puede citar lo señalado por PALACIOS *et al.* (1996), respecto de que, para abordar el estudio de las amenazas, una de las herramientas más utilizadas y potentes es la cartografía de riesgos que “(...) es, en realidad un mapa de la localización de los procesos, indica el tipo de proceso en actividad y su intensidad. Esta cartografía es una deducción a partir de la realizada para la representación de las formas del relieve y su datación cronológica. Por lo tanto el primer paso para la elaboración de una cartografía cualitativa de riesgos es la configuración de un mapa geomorfológico”.

Además del principio del actualismo, para evaluar el grado de susceptibilidad del terreno a experimentar procesos de remoción en masa, existen diversos enfoques y métodos, la mayoría de ellos basados en el análisis de los factores que intervienen en la generación y dinámica de estos procesos, los cuales han sido clasificados por diversos autores (HANSEN, 1984; HARTLEN y VIBERG, 1988; COROMINAS, 1987 y 1992; VAN WESTEN, 1993 y 1994; CARRARA *et al.*, 1995; SOETERS & VAN WESTEN, 1996; LEORI, 1996; ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999; GUZZETTI *et al.*, 1999; REMONDO, 2001; y VAN WESTEN, 2004; en SANTACANA, 2001 y BONACHEA, 2006).

La clasificación adoptada en este trabajo corresponde a la propuesta por SANTACANA (2001), quien la generó a partir de una adaptación de todas las clasificaciones analizadas por ella, en su trabajo del año en cuestión, más los aportes realizados por BONACHEA (2006) con posterioridad. En tal sentido, si el lector lo requiere, en dichos trabajos pueden ser encontrados antecedentes específicos sobre la literatura revisada por uno y otro autor para su construcción.

Existen cuatro principales procedimientos utilizados para la elaboración de mapas de peligrosidad y/o susceptibilidad: los métodos determinísticos, los heurísticos, los estadísticos o probabilísticos y los métodos geomorfológicos:

- a. **Métodos determinísticos:** se utilizan principalmente en el campo de la ingeniería para el estudio de la estabilidad de un talud o ladera específica, donde las condiciones geomorfológicas y geológicas son homogéneas y donde se pueden aplicar las leyes de la física necesarias para implementar los modelos de estabilidad, hidrológicos y otros. Son métodos muy confiables y precisos cuando se dispone de datos válidos sobre los parámetros de resistencia de la ladera, aunque su aplicación en áreas extensas no es frecuente debido al alto costo que implican.
- b. **Métodos heurísticos:** son métodos de carácter indirecto, basados en la aplicación de criterios de expertos para ponderar los factores causantes de inestabilidad, según la influencia esperada de éstos en la generación de procesos de remoción. Si bien son métodos de uso muy extendido, y sus resultados pueden ser extrapolados a áreas de características similares, la aplicación de criterios por

parte de expertos introduce un alto grado de subjetividad al método, impidiendo la comparación de los trabajos realizados por diversos autores, cuestión que se destaca como su principal debilidad. Este método es adecuado para estudios de carácter local a regional, en escalas que oscilan ente 1:5.000 a 1:100.000 (BONACHEA, 2006).

c. Métodos estadísticos o probabilísticos: se trata de métodos que permiten establecer relaciones estadísticas a partir de distintos procedimientos, entre una serie de factores condicionantes de los procesos de remoción como la litología, pendiente, etc., y la distribución actual y/o pasada de los procesos. Son métodos de carácter indirecto cuyos resultados pueden ser extrapolados a otras zonas con condiciones geológicas y ambientales homogéneas, lo cual permite regionalizar los resultados. Dentro de estos métodos se pueden encontrar los denominados métodos estadísticos (univariantes y multivariantes) y los de análisis de frecuencia.

(i) **Métodos estadísticos univariantes:** se dividen en dos grupos, los que utilizan el análisis condicional y los que no lo utilizan.

El análisis condicional trata de evaluar la relación probabilística entre diversos factores relevantes para las condiciones de inestabilidad y la ocurrencia de remociones. Esta basado en la superposición de uno o más factores con la cartografía distribución de remociones, para obtener una probabilidad condicionada de de cada factor a la presencia o ausencia de remociones. Como resultado se obtiene una cartografía de áreas homogéneas conocidas como Unidades de Condición Única (UCU).

Para integrar y combinar toda la información se utiliza la técnica de las 'funciones de favorabilidad', con la cual se realiza una transformación de cada clase continua o discreta para cada factor considerado, asignándole un valor entre 0 y 1. Posteriormente, estos factores transformados se combinan entre ellos mediante reglas de integración y sus resultados se interpretan en términos de probabilidad según el teorema de Bayes, según conjuntos difusos, o según plausabilidad.

- (ii) **Métodos estadísticos multivariantes:** estos analizan las relaciones y dependencias de un conjunto de factores que actúan simultáneamente en la ocurrencia de remociones, para establecer la importancia que tiene cada uno de ellos en estos procesos, siendo las técnicas estadísticas más utilizadas son la regresión múltiple y el análisis discriminante.

La regresión múltiple considera el número de remociones como una población única con varios grupos de variables, es útil para buscar relaciones explicativas entre diferentes variables, permitiendo encontrar la influencia de grupos de variables independientes sobre una o más variables dependientes.

Según la obtención y localización de los datos a tratar existen dos métodos de análisis multivariantes: (1) análisis estadístico utilizando una población de laderas cuyos atributos son recogidos y asociados a deslizamientos individuales, y; (2) análisis estadísticos realizados en unidades de terreno que cubren el área entera de estudio, en donde, para cada unidad se recogen los datos de un número de factores geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, hidrológicos y morfométricos y se analizan utilizando regresión múltiple o análisis discriminante.

- d. Métodos geomorfológicos:** son métodos directos basados en la cartografía geomorfológica, en la cual se identifican y localizan las remociones y procesos asociados a éstas directamente en terreno. Ello, dado que "(...) el mapa geomorfológico es uno de los mapas temáticos que representan de forma analítica las formas de erosión y acumulación de la superficie terrestre; representan los caracteres morfológicos y morfométricos, interpretando su origen en función de los procesos pasados o presentes que lo han generado, estableciendo la secuencia cronológica, distinguiendo entre aquellas formas todavía en evolución, y aquellas otras ya inactiva" (ECHEVERRIA, 1997)

Con las observaciones de terreno el experto extrae ciertos criterios para la determinación de áreas potencialmente inestables y para la confección de las cartografías de susceptibilidad y/o peligrosidad final. Si bien este método incluye un grado de subjetividad importante, la experiencia que se tiene de centenares de

estudios realizados en distintas partes del mundo demuestran que un investigador puede detectar y cartografiar la mayoría de los procesos ocurridos en un área aplicando técnicas de interpretación de fotografías aéreas y chequeos sistemáticos de campo (BRABB y HARROD, 1989; BRABB, 1995; CARRARA *et al.*, 1995 en SANTACANA, 2001).

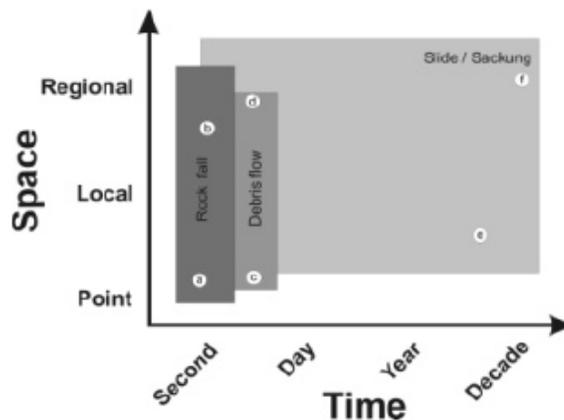
Dentro de los métodos geomorfológicos se pueden encontrar:

- (i) El método por densidad de deslizamientos: es una variante del método de distribución ya que se puede representar como un mapa de densidad de remociones. Los valores de densidad resultantes pueden ser interpolados y presentados como líneas medias de igual número de remociones (*isopletas*).
- (ii) El método por actividad de remociones: se basa en la interpretación de fotografías aéreas para obtener una cartografía de 'actividad de remociones', que permite tener una perspectiva temporal de las remociones a lo largo de un periodo de tiempo, posibilitando obtener datos para estimar la recurrencia de los periodos de actividad de la remoción.
- (iii) El método geomorfológico: se basa en la cartografía de remociones y procesos asociados. El grado de susceptibilidad es evaluado en cada punto del terreno en base a criterios de experto, los cuales varían de un punto a otro, razón por la cual no pueden ser reproducidos por otro investigador o profesional.
- (iv) El método de las unidades del paisaje o *landsystem*: es un método de reconocimiento rápido de la susceptibilidad del terreno a experimentar remociones sobre grandes áreas, principalmente a escala regional, basado en asumir que el paisaje se puede dividir en áreas con una combinación de geología, formas del terreno, suelos, vegetación y procesos asociados. Se evalúa entonces la distribución de las remociones para cada forma del terreno. Este método es similar al anterior, con la única diferencia relacionada con la escala.

Por otra parte, las remociones en masa ocurren en diversas escalas de tiempo y espacio, pudiendo desarrollarse rápidamente, a una razón de varios metros por segundo, o reptar suavemente a razón de unos pocos milímetros al año (CROZIER y GLADE, 2005). En el primer caso, ellas pueden aparecer instantáneamente, como producto de la ocurrencia y magnitud de un evento o factor detonante (terremotos, lluvias intensas, explosiones, alteración del perfil de equilibrios de las laderas, etc.), mientras que en el segundo, pueden deberse a fluctuaciones graduales de la relación de equilibrio ente los factores condicionantes o de base y los detonantes (grado de meteorización del regolito, con la cantidad de humedad en el mismo material, por ejemplo).

La definición de la escala espacial y temporal de análisis más adecuada, para el estudio de los procesos de remoción resultan claves, pues influyen directamente en la selección del método utilizado, los factores y datos requeridos por tal método, la unidad espacial mínima de análisis (píxel, laderas, facetas, cuencas, etc.) y el periodo de análisis asociado, ente otros. El rango espacial y temporal de las remociones puede ser representado esquemáticamente, de acuerdo con lo que muestra la figura 13.

Figura N° 13: Representación esquemática de la relación espacial y temporal de los procesos de remoción en masa.



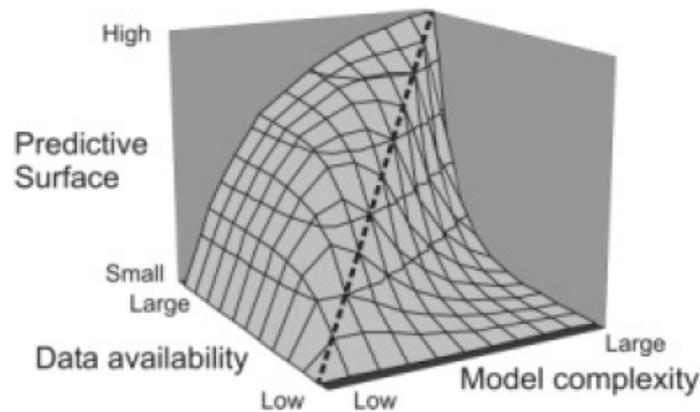
Fuente: Tomado de CROZIER y GLADE (2005)

Así como el comportamiento espacial y temporal de las remociones condiciona tanto el método de análisis de riesgo y amenaza, como el tratamiento del problema, el aumento de las escala de análisis condiciona, también, la complejidad del método de estudio empleado. Generalmente se puede asumir que con el incremento de la resolución

espacial, más datos están disponibles para analizar el fenómeno, por lo tanto el sistema aumenta también su complejidad. Consecuentemente, a mayor disponibilidad de datos, más alta la complejidad del modelo y es esperable una robustez mayor del mismo en su capacidad predictiva (CROZIER y GLADE, 2005).

La relación descrita en el punto anterior ha sido expuesta para determinar patrones espaciales de cuencas hidrológicas por GRAYSON y BLÖSCHL (2000) y GRAYSON *et al.* (2002) y puede ser transferida, según CROZIER y GLADE (2005), a las observaciones de procesos de remoción en masa como se ilustra en la figura 14.

Figura N° 14: Gráfico de relaciones teóricas entre la disponibilidad de datos, la complejidad de los modelos de estudios y la capacidad predictiva de los modelos de análisis de procesos de remoción en masa.



Fuente: Tomado de CROZIER y GLADE (2005)

El condicionamiento del método de estudio por la escala de análisis es una materia que ha sido tratada por varios autores. Una de las propuestas más usadas en términos de definición de escala es la realizada por la *International Association of Engineering Geology* en 1976, la cual clasifica las escalas de análisis en: regional (<100.000); media (1:50.000 – 1:25.000) y grande (1:10.000 – 1:5.000). A esta clasificación, la cual ha sido modificada por SOETERS y VAN WESTEN (1996, en CROZIER y GLADE, 2005) y SANTACANA (2001), es factible incorporar cada uno de los métodos de estudio descritos en las secciones anteriores según se detalla en la tabla N° 7.

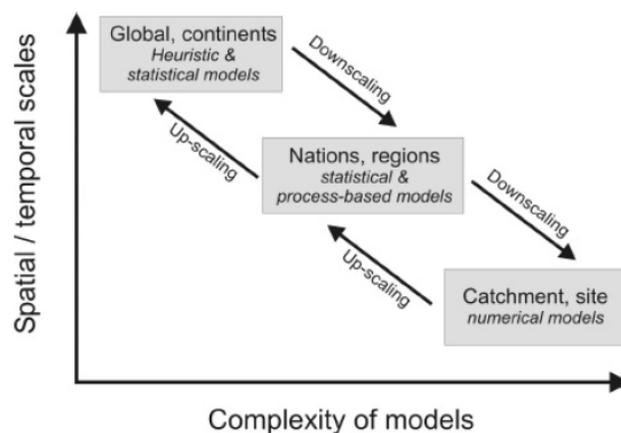
Tabla N° 7: Métodos de estudio de los procesos de remoción en masa según la escala espacial empleada.

Escala		Métodos cualitativos		Métodos cuantitativos		
Nominal	Numérica	inventarios	Métodos heurísticos	Análisis estadístico	Análisis probabilístico	Análisis determinístico
Detalle	> 1:5.000	Si	Si	Si	Si	Si
Grande	1:5.000 –	Si	Si	Si	Si	Si
	1:10.000					
Media	1:10.000 –	Si	Si	Si	Si	Probable
	1:50.000					
	1:50.000 –	Si	Si	Si	Si	Probable
Regional	1:100.000					
	1:100.000 –	Si	Si	Probable	Probable	No
	1:500.000					
	< 1:750.000	Si	Si	No	No	No

Fuente: Elaboración propia, a partir de SANTACANA (2001) y CROZIER y GLADE (2005)

Por último, la relación entre la escala, el método y la complejidad de los modelos de estudio puede ser apreciada en la figura N° 15.

Figura N° 15: Relación entre las escalas temporal y espacial de análisis de procesos de remoción en masa y la complejidad de los modelos y métodos de estudio.



Fuente: Tomado de CROZIER y GLADE (2005)

En resumen, de forma general y en atención al título y objetivos del presente estudio por una parte, además de lo expuesto en cada uno de los puntos anteriores de este capítulo y lo señalado por CHRISTOFOLETTI (1980) por otra, se puede sostener que la investigación puede situarse dentro de lo que se ha denominado el paradigma probabilista de las ciencias y ser inscrita, al interior del campo de la geomorfología aplicada, más

específicamente aún, dentro de lo que se ha denominado “Geomorfología Ambiental” (SALA y BATALLA, 1996).

De esta manera, conceptual y metodológicamente el estudio está orientado a la utilización del conocimiento actualmente existente en la geografía y geomorfología, para generar información geomorfológica útil, ya sea cuantitativa, cualitativa o gráfica, que permita la evaluación del territorio, con miras a servir como insumo para la toma de decisiones adecuadas, en un proceso de planificación territorial estratégica.

En definitiva se trata de proporcionar instrumentos e información para ser utilizada en procesos de ordenamiento territorial, capaces de dar cuenta y materializar en el espacio geográfico las políticas sectoriales, sociales, culturales, ambientales y económicas de nuestra sociedad.

6.0 METODOLOGÍA

6.1 PLANTEAMIENTO GENERAL

Tal como se relatara en el capítulo I, particularmente en el punto relacionado con la presentación del objeto del presente estudio, además de la exposición general de la geodinámica de la cuenca del río Las Leñas, la investigación aborda también de manera específica el análisis de la susceptibilidad de la misma para experimentar procesos de remoción en masa, focalizándose en la evaluación de una de las componentes de la amenaza.

La caracterización geoecológica y geodinámica de la cuenca se realizó a partir de una exhaustiva revisión y análisis de los antecedentes preexistentes (estudios técnicos, cartografía, artículos científicos, etc.) y la generación de nueva información, a partir de técnicas indirectas particulares para cada variable en estudio. Las tareas asociadas a esta labor son descritas en el acápite sobre la secuencia metodológica de este mismo capítulo, y en algunos casos, son también complementados en el punto correspondiente del capítulo relacionado con la caracterización de la cuenca (Capítulo Tercero).

Respecto de la definición y análisis de la susceptibilidad del terreno para experimentar procesos de remoción en masa, se utiliza la técnica del análisis de probabilidad condicional, desarrollado por CHUNG y FABBRI (1993) y complementado y mejorado por CHUNG y FABBRI (1995, 1999, 2002, 2003, 2005); CHUNG y LECLERC (2003); ZÉZERE *et al* (2004); GUZZETTI (2005) y BONACHEA (2006), entre otros. Como su nombre lo indica, y atendiendo a lo descrito en el capítulo correspondiente a la exposición del marco conceptual de este trabajo, esta aproximación pertenece al ámbito de los métodos probabilísticos.

Los detalles de esta técnica, las fases y procedimientos ejecutados durante la investigación, se exponen en los siguientes puntos.

6.2 ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD DEL TERRENO

La susceptibilidad es la propensión del terreno a experimentar procesos de remoción en masa, es decir, representa la probabilidad espacial de ocurrencia de estos procesos en un punto de la superficie. Como se señaló en el punto anterior, la definición de áreas con diversos grados de susceptibilidad para desarrollar procesos de remoción en masa es abordada a través de la utilización de un modelo de análisis probabilístico condicionado. A manera de introducción de este modelo, se exponen a continuación algunos de los elementos generales del uso de la teoría probabilística, en el ámbito del estudio de los procesos o dinámicas naturales, a partir de lo señalado por AYALA – CARCEDO (2002).

Si se denomina S_i a un proceso de remoción en masa de un volumen determinado que ha sucedido n_i veces en una posición determinada en la que se han sucedido N remociones, la frecuencia absoluta del proceso S_i será igual a n_i y su frecuencia relativa será n_i/N . Así, se denomina *probabilidad* P de S_i al límite al que tiende la frecuencia relativa cuando N tiende a ∞ . En este sentido, la probabilidad corresponde a lo que podemos esperar que suceda a priori, oscilando su valor entre 0 a 1 (muchas veces también representado en forma de % entre 0 y 100).

La probabilidad que involucra más de dos sucesos puede ser de dos tipos: compuesta y condicionada. El primer caso puede observarse cuando una remoción se desarrolla a partir de procesos independientes entre sí (la existencia de una cierta formación litológica en un área determinada y la realización de obras para habilitación de un canal de riego en la misma área, por ejemplo), en dichas circunstancias la probabilidad de que ambas situaciones ocurran, en el mismo momento y espacio, está dada por el producto de ambas probabilidades. Por otra parte, en el segundo caso el desarrollo de una remoción está condicionado a la existencia o desarrollo de otro suceso (remoción como efecto de ciertas condiciones de pendiente en el terreno, como ejemplo para este caso) y se denota por la expresión $P(B/A)$, que se lee, “la probabilidad de B dado A ”.

En general, para expresar matemáticamente las operaciones de la teoría probabilística se utiliza la notación de la teoría de conjuntos, según la cual se pueden expresar la probabilidad compuesta y la condicional de la siguiente manera:

Probabilidad compuesta $P(A \cap B) = P(A) \times P(B)$

Probabilidad condicional $P(B/A) = P(B \cap A) / P(A)$

En el caso de los procesos de remoción en masa, reviste gran interés el uso de ambos tipos de probabilidades, pero particularmente la probabilidad condicional. Respecto de esta última interesa resolver si la ocurrencia de un evento A es capaz de influenciar la probabilidad de ocurrencia de un evento B .

Una probabilidad condicional es el conocimiento sobre la posibilidad de que una hipótesis sea verdadera o falsa dada una pieza de evidencia (GORSEVSKI *et al* 2003, en GUZZETTI, 2005). En términos sencillos, como muestra su formula, esta representa la probabilidad que ocurran B y A simultáneamente dividida por la probabilidad de que ocurra A , es decir, intuitivamente, la probabilidad de estar parados en B , sabiendo que se está parado en A . El hecho de estar parados en A implica asumir que A es cierto. Es decir, se calculan probabilidades a condición de que A ocurra y esto no tiene diferencia a considerar, al menos por un momento, que A es nuestro nuevo espacio muestral y que $P(B/A)$ no es otra cosa que la probabilidad de B , $P(B)$, dentro de ese nuevo espacio muestral. Es decir, $P(B/A)$ es en realidad la probabilidad de que ocurra B en un espacio en el que se está asumiendo que ocurrió A (ZYLBERBERG, 2005).

Siguiendo a BOLSTAD (2004), este tipo de probabilidad puede ser descrito y explicado con más detalle de la siguiente manera:

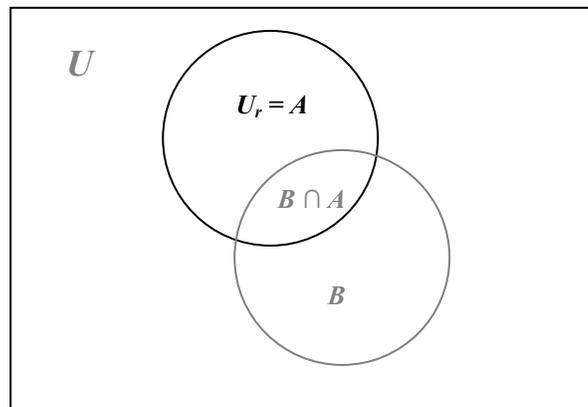


Figura N° 16: Diagrama de Venn N° 1. Fuente: BOLSTAD (2004)

De acuerdo con el diagrama de Venn que se muestra en la figura 16, suponiendo que se dice que un evento A ha ocurrido dentro de un *Universo Muestral* (U). En este caso, y para estos efectos, todo lo que esté fuera de A no constituye más el universo muestral, importando sólo lo que está dentro de los límites de A . *El Universo Reducido* $U_r = A$. La única parte de B que es ahora relevante es la parte que también corresponde a A , es decir $B \cap A$.

Dado que el evento A ha ocurrido, la probabilidad total en el universo reducido debe ser igual a 1. La probabilidad de B dado A es la probabilidad no condicionada de esa parte de B que es también A , multiplicada (o dividida) por el factor de escala $1/P(A)$. Esta última operación, dado que la probabilidad del universo reducido originalmente no es 1 y debe serlo. Así se obtiene la probabilidad condicional del evento B , dado el evento A :

$$P(B / A) = \frac{P(A \cap B)}{P(A)}$$

Vemos entonces que la probabilidad de $P(B / A)$ es proporcional a la probabilidad agregada $P(A \cap B)$, pero ha sido reescalada hacia la probabilidad del universo reducido igual a 1.

Al utilizar este tipo de enfoque se hace explícito y metodológicamente útil el principio del “uniformitarismo” o “actualismo”, constituyendo el elemento principal sobre el cual se funda el análisis condicional.

Expresado de otra forma, la inclusión del principio de actualismo, bajo el enfoque de la probabilidad condicional, permite que los atributos de cada unidad afectada con anterioridad por una remoción (layer, categoría, región, píxel), sean considerados como evidencia de ella, y de esta forma sean interpretados como valores de “probabilidad” o “posibilidad” de encontrar en el terreno (o que este desarrolle para unidades espaciales similares), una remoción, es decir, sea susceptible o presente niveles de favorabilidad para su desarrollo. Se trabaja entonces en base al establecimiento de correlaciones entre la ubicación de los procesos de remoción y una serie de factores condicionantes o parámetros, seleccionados por tener incidencia directa en la inestabilidad de laderas.

La correlación entre remociones y factores permite el establecimiento y análisis de

“Funciones de Favorabilidad” (FF), en las cuales se asume que la probabilidad de ocurrencia de una remoción puede ser medida por las relaciones estadísticas existentes entre remociones pasadas de un cierto tipo y un set de datos correspondientes a los factores condicionantes, los cuales son considerados como variables independientes. De esta manera, la estimación de la susceptibilidad del terreno a desarrollar procesos de remoción en masa, es considerada como la probabilidad condicional agregada que tiene un área desarrollar estos procesos en el futuro, a partir del condicionamiento que establecen las características de los factores físicos de la misma (CHUNG y FABRI, 1993, 1999; ZÉZERE *et al.*, 2004; GUZZETTI, 2005; BONACHEA, 2006).

Siguiendo a CHUNG y FABRI (1999), para la cuenca del río Las Leñas, lo anterior puede ser explicado de la siguiente manera:

La cuenca del río Las Leñas representa una amplia área de estudio A . Adicionalmente, se tienen n capas de información correspondientes al comportamiento espacial, de los n factores condicionantes, considerados como causantes de los procesos de remoción, es decir, que están correlacionados con la ocurrencia futura de remociones en la cuenca A . Si tenemos que la unidad mínima de análisis son los píxeles que forman A , tendremos n píxeles p en A con n valores para cada una de las clases de cada factor, reflejando las características de información de cada capa ($v_1(p)=c_1 \dots v_n(p) = c_n$).

El problema de la estimación de la susceptibilidad entonces consiste en agregar los n valores de p dentro de A como una función, describiendo el aporte de cada uno de ellos para que p sea probablemente afectado por una remoción en el futuro. Haciendo uso de las reglas de la probabilidad condicional, la construcción de este modelo se considera entonces la siguiente proposición:

F_p “ p será afectado por un proceso de remoción en masa del tipo D en el futuro”,

Entonces, la susceptibilidad en cada píxel p es expresada por la siguiente probabilidad condicional agregada:

$$Prob\{F_p | v_1(p), \dots, v_n(p)\}$$

Es decir, la probabilidad de que p sea afectado por un proceso de remoción futura está dada (o condicionada) por los n valores del píxel, siendo $v_1(p)$ el valor de p correspondiente al valor de una de las clases de la primera capa de información y así sucesivamente.

CHUNG y FABBRI (1999) desarrollaron 5 modelos de predicción probabilística para mapear la amenaza de deslizamiento, esto es, 5 modelos matemáticos distintos para calcular la probabilidad condicional agregada que tiene un píxel p de desarrollar procesos de remoción, a partir de la evidencia que puede ser encontrada en el propio píxel.

En este trabajo se ha optado por utilizar el que a juicio de los investigadores mencionados en el párrafo anterior y ZÉZERE *et al.* (2004), GUZZETTI (2005) y BONACHEA (2006), constituye uno de los enfoque más populares y eficientes para desarrollar este tipo de estudios. A saber, el modelo de estimación Bayesiana bajo el supuesto de independencia condicional.

La estimación Bayesiana bajo el supuesto de independencia condicional, como su nombre lo indica, está basada sobre el Teorema (o regla) de Bayes, que es una forma modificada de exponer la probabilidad condicional $P(B/A)$, donde la probabilidad agregada del numerador es obtenida por la aplicación de *la regla de multiplicación* y la probabilidad marginal en el denominador es encontrada usando *la ley de la probabilidad total*, seguida de la regla de la multiplicación (BOLSTAD, 2004). Antes de enunciar la ecuación final del teorema, siguiendo los planteamientos de este último autor, se describen brevemente estos conceptos:

- a. *Probabilidad marginal*: corresponde a la probabilidad simple que tiene de presentarse un evento. Para el caso de los eventos agregados ella puede ser encontrada sumando $P(A \cap B)$ y $P(A \cap \tilde{B})$, por medio del uso de los axiomas de probabilidad. Esto es:

$$A = (A \cap B) \cup (A \cap \tilde{B}), \text{ entonces, al ser ellas disyuntas, } P(A) = P(A \cap B) + P(A \cap \tilde{B})$$

- b. *Regla de multiplicación*: Formalmente, en una probabilidad condicional, se podría

invertir el orden de los eventos A y B , es decir en lugar de $P(B/A)$, la $P(A/B)$. Conforme a lo ya expresado sobre probabilidad condicional esto podría ser:

$$P(A/B) = \frac{P(B \cap A)}{P(B)}$$

Sin embargo, no se considerarán los eventos de la misma forma, puesto que B es un evento no observado (la proposición original es B dado A). Esto es, su ocurrencia o no ocurrencia es un evento no observado, mientras que A es un evento observado que puede ocurrir con el evento B o con su complemento (\tilde{B}). En otras palabras, la probabilidad de un evento A es condicional a la ocurrencia o no ocurrencia de un evento B . despejando las fracciones desde la probabilidad condicional, se tiene que:

$$P(A \cap B) = P(B) \times P(A/B)$$

Esto último, es conocido como la regla de la multiplicación para la probabilidad y expone de forma modificada las relaciones de la probabilidad condicional de un evento observable dado un evento no observable, en una forma que es útil para encontrar la probabilidad agregada de ambos $P(A \cap B)$. Similarmente:

$$P(A \cap \tilde{B}) = P(\tilde{B}) \times P(A/\tilde{B})$$

c. *Ley de probabilidad total*: frecuentemente se tienen más de dos eventos que dividen nuestro universo muestral (clases de formaciones superficiales en una cuenca, por ejemplo). Si se supone que se tienen n eventos B_1, \dots, B_n , tal que:

- la unión $B_1 \cup B_2 \cup \dots \cup B_n = U$, el universo muestral y
- cada parte distinta de los eventos es disyunta de la otra, $B_i \cap B_j = 0$, para $i=1, \dots, n, j=1, \dots, n$ e $i \neq j$.

Entonces se puede decir que el set de eventos B_1, \dots, B_n , dividen (*particionan*) el universo. De esta manera, frente a la ocurrencia de un evento A , este será dividido por los eventos B , tal que $A = (A \cap B_1) \cup (A \cap B_2) \cup \dots \cup (A \cap B_n)$. Si B_i y B_j son disyuntos, entonces $(A \cap B_i)$ y $(A \cap B_j)$ también lo son, por lo tanto:

$$P(A) = \sum_{j=1}^n P(A \cap B_j)$$

Esto es conocido como la ley de la probabilidad total y en términos resumidos indica que la probabilidad de A corresponde a la suma de sus partes disyuntas.

Usando la regla de la multiplicación sobre cada parte agregada se tiene que:

$$P(A) = \sum_{j=1}^n P(A \cap B_j) \times P(B_j)$$

De esta manera, según se expresara con anterioridad, al usar la regla de la multiplicación para encontrar la probabilidad agregada en el numerador y la ley de la probabilidad total en el denominador, la probabilidad condicional puede ser expresada mediante el *Teorema de Bayes*, de la siguiente manera:

$$P(B_i / A) = \frac{P(A / B_i) \times P(B_i)}{\sum_{j=1}^n P(A / B_j) \times P(B_j)}$$

“Este teorema permite ir pasando de unas probabilidades evaluadas a priori a otras a posteriori, condicionadas, en la medida en que van conociéndose mejor los factores condicionantes del suceso cuya probabilidad quiere evaluarse (...)” (AYALA – CARCEDO, 2002).

Esto es fácil de ver al utilizar el ejemplo ilustrado en el diagrama de Venn de la figura 17, tomado de un ejemplo expuesto por el último autor mencionado.

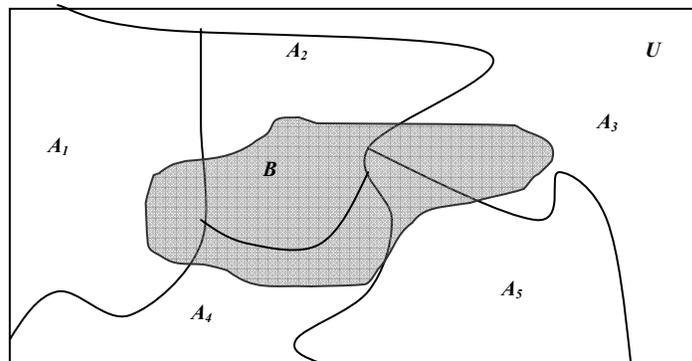


Figura N° 17: Diagrama de Venn N° 2. Ilustración de los teoremas de probabilidad condicional, total y de Bayes. Fuente: adaptado de AYALA-CARCEDO, 2002

“(…) si estamos evaluando la presentación de deslizamientos, suceso B , en un área, la probabilidad a priori de presentación, $P(B)$, sería el cociente entre el área deslizada y el área total, y por el teorema de la probabilidad total podría calcularse, conocidas las probabilidades de presentación en el área de las diversas litologías, $P(A_i)$ y las probabilidades de deslizamientos para cada litología $P(B/A_i)$. Ahora bien, si nos planteamos el problema de calcular la probabilidad de que un deslizamiento cualquiera pertenezca a una determinada litología, $P(A_i/B)$, su calculo sería directo por el teorema de Bayes (…)” (AYALA – CARCEDO, 2002).

De acuerdo con GUZZETTI (2005), dicho teorema puede ser formulado de la siguiente manera:

$$P(A|B) = \frac{P(B|A) \times P(A)}{P(B)} = P(B|A) \times \frac{P(A)}{P(B)}$$

cuyo significado es el siguiente:

“La probabilidad de que un evento A suceda condicionada por la ocurrencia de un evento B , $P(A|B)$, es igual a la probabilidad de ocurrencia del evento B , dado que ha ocurrido A , $P(B|A)$, multiplicado por la probabilidad de ocurrencia del evento A , $P(A)$, dividido por la probabilidad de ocurrencia del evento B , $P(B)$. En esta ecuación, los términos de la izquierda representan la “probabilidad posterior”, el cociente entre las probabilidades de los eventos A y B es la “probabilidad previa”, y la probabilidad condicional en los términos de la derecha representa la “probabilidad” (GUZZETTI, 2005; traducido por el autor)”.

Ahora bien, regresando a la probabilidad condicional agregada, propuestas por CHUNG y FABBRI (1999), y usando el teorema de Bayes, bajo la condición de que los valores $v_1(p), v_2(p), \dots, v_n(p)$ son condicionalmente independientes, dada la proposición F_p (p será afectado por un proceso de remoción en masa del tipo D en el futuro), la probabilidad condicional agregada para cada píxel p , de acuerdo con estos últimos autores, puede ser escrita como:

$$\text{Prob}\{F_p | v_1(p), \dots, v_n(p)\} =$$

$$\frac{\text{Prob}\{v_1(p)\} \dots \text{Prob}\{v_n(p)\}}{\text{Prob}\{v_1(p), \dots, v_n(p)\}} \text{Prob}\{F_p\} \frac{\text{Prob}\{F_p / v_1(p)\}}{\text{Prob}\{F_p\}} \dots \frac{\text{Prob}\{F_p / v_n(p)\}}{\text{Prob}\{F_p\}}$$

Donde la primera componente de la ecuación (el cociente entre $\text{Prob}\{v_1(p)\} \dots \text{Prob}\{v_n(p)\}$ y $\text{Prob}\{v_1(p), \dots, v_n(p)\}$) está integrada por las probabilidades relacionadas a los datos espaciales utilizados y es igual a 1. La segunda componente ($\text{Prob}\{F_p\}$) representa la probabilidad previa de encontrar una remoción en el área de estudio, mientras que la tercera componente, el cociente entre la probabilidad condicional bivariada ($\text{Prob}\{F_p / v_n(p)\}$) y la probabilidad previa, da cuenta de como cada una de las n evidencias, se relacionan con el modelo de predicción.

Tanto el cálculo, como la generación de la información necesaria para ejecutar esta última ecuación se realiza, tal como expone ZÉZERE *et al* (2004) y BONACHEA (2006), de acuerdo con las siguientes consideraciones:

- i) La probabilidad previa de encontrar una remoción en el área de estudio se define por la relación:

$$\frac{\text{Área afectada}}{\text{área total}}$$

- ii) Asimismo, la probabilidad previa de encontrar una clase o unidad definida al interior de uno de los mapas de factores condicionantes dentro del área de estudio está dada por la relación:

$$\frac{\text{Área de la clase}}{\text{área total}}$$

- iii) Entonces, la probabilidad condicional de encontrar una remoción en una determinada clase, de un factor establecido queda definida, de acuerdo con CHUNG y FABBRI (1993) por:

$$1 - \left(1 - \frac{1}{\text{área de la case}}\right)^{\text{área afectada en la clase}}$$

La aplicación de esta última ecuación a cada uno de los factores de manera independiente, entrega valores que pueden ser considerados como valores de favorabilidad de cada categoría de ellos (CHUNG y FABBRI, 1993; REMONDO *et al.*, 2003 en ZÊZERE, 2004).

6.2.1 Factores condicionantes y remociones consideradas

Los factores condicionantes considerados relevantes para el desarrollo de esta investigación son los siguientes:

- Dominio morfoclimático
- Geología
- Geomorfología
- Vegetación y uso del suelo
- Pendientes
- Exposición

Cabe hacer notar que para la estimación de la susceptibilidad de la cuenca no se han incluido la totalidad de los factores utilizados para caracterizar a la misma. En particular, se han excluido parámetros relacionados con la hidrografía y, en el factor geología, la distancia a fallas. Esto se ha debido a las siguientes razones:

- a. Como se verá en el punto correspondiente a la caracterización hidrográfica de la cuenca, ella presenta valores homogéneos en sus parámetros, por lo que no se considera significativa la diferenciación la influencia de esta variable en el análisis integrado.
- b. En el caso de la geología solo se consideró la erodabilidad y comportamiento sísmico de los materiales, por las dos siguientes razones: (i) dada la posición relativa de la cuenca en estudio, respecto del origen de los sismos a escala regional, cualquier punto de ella puede ser considerado a una distancia

equivalente de dicho origen. En tal sentido, que la diferenciación de unidades en su interior solo generaría una redundancia en el análisis; (ii) existe variada coincidencia en la literatura, respecto de la escasa significancia de la distancia a fallas como un factor explicativo de las diferencias espaciales que se producen en la susceptibilidad del terreno para experimentar procesos de remoción en masa.

Por otra parte, dado el carácter regional de la escala de análisis (condicionado por la escala de información de base existente - fotografía aérea escala 1:50.000, por ejemplo) y el ambiente morfoclimático en el que se trabaja, los procesos de remoción susceptibles de ser mapeados y por lo tanto considerados en el análisis de este estudio, son:

- Caídas de rocas (*Rockfall*)
- Deslizamientos rotacionales (*Rotational slide*)
- Deslizamientos de roca (*Rockslide*)
- Flujos de roca (*Rockflow*)
- Flujos de detritos (*Debrisflow*)
- Geliflujión
- Avalanchas de rocas (*Rock avalanche*)
- Avalanchas o flujos de nieve (*Snow flows*)

6.2.2 Supuestos del método

De acuerdo con lo que señala BONACHEA (2006), la utilización de modelos de susceptibilidad basados en este método implica asumir los siguientes supuestos:

- a. Todos los factores condicionantes son bien conocidos y han sido incluidos en el análisis.
- b. Todos los deslizamientos (remociones) ocurridos en el pasado han sido identificados e incluidos en el análisis (o bien una muestra aleatoria y representativa del conjunto).
- c. Los deslizamientos (remociones) futuros ocurrirán bajo condiciones similares a las que han producido los movimientos en el pasado.

- d. Además, el tratamiento matemático requiere que se cumplan una serie de suposiciones, como por ejemplo la independencia de las variables.

Por último, dados los requerimientos sobre diversidad y cantidad de información necesaria para la ejecución del trabajo por un lado, y las facilidades de administración, despliegue, análisis, generación de nueva información y salidas gráficas y digitales de ésta, por otro, ella fue manejada, tanto en las etapas de sistematización y generación de información de base, como las posteriores de análisis y resultados, sobre las plataformas tecnológicas que proporcionan los Sistemas de Información Geográfica.

6.3 SECUENCIA METODOLÓGICA

Etapas 1: Levantamiento, recopilación, revisión, selección y preparación de información de base

- a. Levantamiento de información secundaria:
 - Se procedió a la identificación, recolección y actualización de información de carácter: Topográfica, Geológica, Climática y Vegetacional, provenientes, tanto de estudios académicos y científicos, como otros existentes en diversos Servicios Públicos.
 - Se recolectó información referente a los instrumentos de planificación existentes (PRDU) para el área de estudio, además de antecedentes respecto del uso actual y las proyecciones de uso de la cuenca.
- b. Levantamiento de información primaria:
 - Se realizó una campaña de terreno a la cuenca que permitió, por una parte, obtener información de campo, corroborar antecedentes recolectados a partir de fuentes secundarias y, por otra, comparar y corregir la información elaborada a

partir de fuentes secundarias (corrección de cartografías: geológica; geomorfológica; de vegetación; de remociones, etc.).

Etapa 2: Análisis y elaboración de cartografía de factores de base y remociones en masa

A partir de los antecedentes bibliográficos, las observaciones de campo, el uso de información derivada de las fotografías aéreas e imágenes satelitales disponibles, se realizó un análisis de cada uno de los factores considerados en el estudio y se caracterizó geocológicamente la cuenca. Asimismo, a partir de estos mismos antecedentes y trabajo se construyeron las siguientes capas de información: Geología (formaciones geológicas y tectónica); Geomorfología; Hidrografía; Vegetación; Pendientes; Exposición; Dominio morfoclimático, y; Remociones.

Etapa 3: Cálculo de la probabilidad condicional bivariada y estimación de la susceptibilidad por factor condicionante

Se efectuó el cruce de los factores condicionantes, cuya incidencia en la formación de procesos de remoción en masa se consideró relevante (a la luz de los resultados obtenidos durante la fase de caracterización de la cuenca), con la cartografía de antecedentes (remociones), de acuerdo con la fórmula detallada en el punto anterior para estos efectos. Esto permitió tener una evaluación de la favorabilidad de cada una de las unidades, dentro de cada factor, para experimentar procesos de remoción en masa.

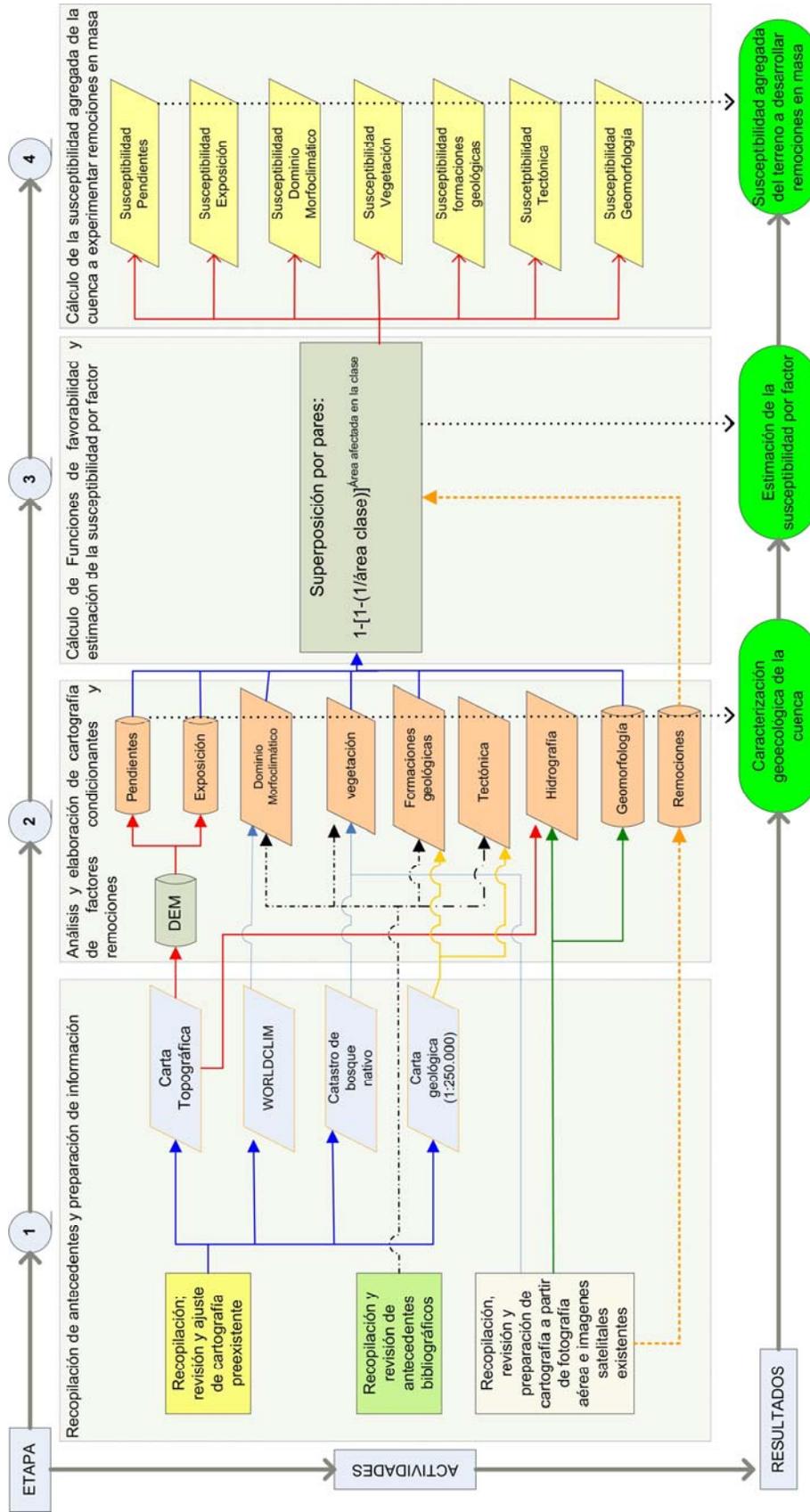
Etapa 4: Cálculo de la susceptibilidad agregada de la cuenca a desarrollar procesos de remoción en masa y conclusiones del estudio

Por último, se realizó un proceso de superposición integrada de los resultados de favorabilidad obtenidos para cada una de las unidades de los factores, situación que dió origen a una carta de susceptibilidad integrada de la cuenca del río Las Leñas para experimentar procesos de remoción en masa. Los valores de la cartografía oscilaron entre 0 y 1, razón por la cual fueron agrupados en una serie de intervalos, de acuerdo con los quiebres naturales detectados, para reflejar el nivel de susceptibilidad agregada de la

cuenca. Los resultados de la operación se comentan en detalle en la sección correspondiente del capítulo 14.

La figura N° 18 ilustra en términos esquemáticos la secuencia metodológica utilizada para llevar a efectos el estudio.

Figura N° 18: Esquema metodológico utilizado durante la investigación



Fuente: Elaboración propia

6.4 MATERIALES Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS

a. Cartografía:

- Cartografía base: Coberturas cartográficas proyecto OTAS (Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable). Base cartográfica, carta topográfica escala 1:50.000 Instituto Geográfico Militar
- Carta Geológica de Chile escala 1:250.000, Hoja “El Teniente”, no publicada.
- Catastro de Bosque Nativo, Región del Libertador Bernardo O`Higgins
- Cartografía de base de Sinopsis Bioclimática y vegetacional de Chile (LEUBERT y PLISCOFF, 2006)
- Coberturas Bioclimáticas proyecto WORLDCLIM

b. Fotointerpretación y análisis de percepción remota:

- Fotogramas Catastro de Bosque Nativo, escala 1:115.000, N°: 27194, 27892 y 27893 del año 2001
- Fotogramas vuelo GEOTEC, escala 1:50.000, “El Palomo”; línea de vuelo 06 A, SAF 2001, N° 017394 y 017395; línea de vuelo 07, SAF 1997, N° 002696 y 002697; línea de vuelo 08, SAF 1997, N° 002717 y 002718
- Estereoscopio, micas transparentes y lápices permanentes
- Imágenes Satelitales Landsat TM y ETM, p233r84, del 17/03/89 y del 12/02/2004, respectivamente

c. Softwares:

- Arcview 3.2 (módulos de trabajo básico y extensiones “3d Analyst”; “Image Analyst”; “Grid Analyst” y “Spatial Analyst”)
- ArcGis 9.0
- ENVI 4.2
- SPSS 12.0
- Microsoft Word, Publisher, Visio y Exel.



Capítulo Tercero: Geodinámica de la cuenca del río Las Leñas

7.0 CLIMA Y DOMINIO MORFOCLIMÁTICO

7.1 MARCO CLIMÁTICO GENERAL

Los antecedentes climáticos disponibles para caracterizar el área de estudio son limitados y se reducen a algunos estudios de escala regional e incluso nacional. Dentro de estos, el Mapa Agroclimático de Chile (Instituto de Investigaciones Agropecuarias – INIA-, 1989), entrega algunos antecedentes sobre las condiciones climáticas generales del área cordillerana de la zona central del país, en la cual, en su zona más alta, define la existencia de un Clima Polar Andino, subtipo Tundra, (Agroclima Cordillera Central) caracterizado por un invierno frío con temperaturas mínimas medias absolutas entre -29°C y -10°C , con una máxima media del mes más frío inferior a 0°C . El verano presentaría una media máxima superior a los 6°C .

De la misma forma, el estudio mencionado, señala que en las partes altas de las montañas (sin plantear una altura referencial) a partir de los 29° y hasta los 52° Latitud Sur, es posible reconocer otro subtipo climático, el Alpino. Este último, caracterizado por temperaturas mínimas absolutas del mes más frío, inferiores a los -29°C , con un promedio de temperaturas máximas diarias del mes más frío menor a $-17,8^{\circ}\text{C}$. El verano se caracteriza por presentar temperaturas medias máximas en los cuatro meses más cálidos superiores a 10°C .

Dado que carece de estaciones y registros meteorológicos de larga o mediana data, la caracterización climática de la cuenca del río Las Leñas solo puede realizarse a partir de modelos climáticos generales, como el señalado en los párrafos anteriores, o mediante la generación de superficies climáticas derivadas por medio de interpolación de datos provenientes de estaciones más o menos adyacentes. No obstante ello, GARREAUD (2002) realizó una serie de mediciones entre los meses de abril a agosto de 2002, de las cuales se entregan con posterioridad algunos antecedentes que ayudan a entender la dinámica climática de la cuenca.

Aunque no muy numerosas, existen diversas clasificaciones que permiten describir las características climáticas principales de un espacio geográfico dado. Según RIVAS –

MARTINEZ (2004) "(...) entre las más conocidas y útiles pueden destacarse las de KÖPPEN (1918, 1931), THORNTHWAITE (1931, 1933), GAUSSEN (1954, 1955), TROLL & PAFFEN (1964), HOLDRIDGE (1967) y WALTER (1970, 1976)". Sin embargo, tal como detalla Este autor, ellas presentan algunos aspectos frente a los cuales sus propuestas no son completamente satisfactorias, entre ellas; la incorporación en una sola categoría de todas las montañas de la Tierra; reconocer un único tipo de clima desértico para todos los desiertos del mundo y; tratar como bioclima mediterráneo únicamente el tipo subtropical templado-calido con abundantes lluvias en invierno y sequía en verano (RIVAS – MARTINEZ, 2004).

En coincidencia con los planteamientos que RIVAS – MARTINEZ (2004) realiza sobre las clasificaciones climáticas existentes y considerando el trabajo realizado en función de esta misma clasificación por HIJMANS *et al.* (2005), la caracterización climática de la cuenca del río Las Leñas se ha realizado a partir de la propuesta realizada por el primero de estos y de acuerdo con los datos proporcionados por el proyecto WORLDCLIM (2005), desarrollado, entre otros, por los segundos.

De acuerdo con los resultados de los índices Ombrotérmico ($Io^4 = 16.66$) y de Continentalidad ($Ic^5 = 11.715$), el bioclima de la cuenca del río Las Leñas corresponde a uno del tipo Mediterráneo pluviestacional – oceánico. Las principales características de precipitaciones y temperaturas de dicho tipo climático pueden ser apreciadas en la tabla N° 8, mientras que su comportamiento anual, en términos gráficos, puede ser apreciado en la figura 19.

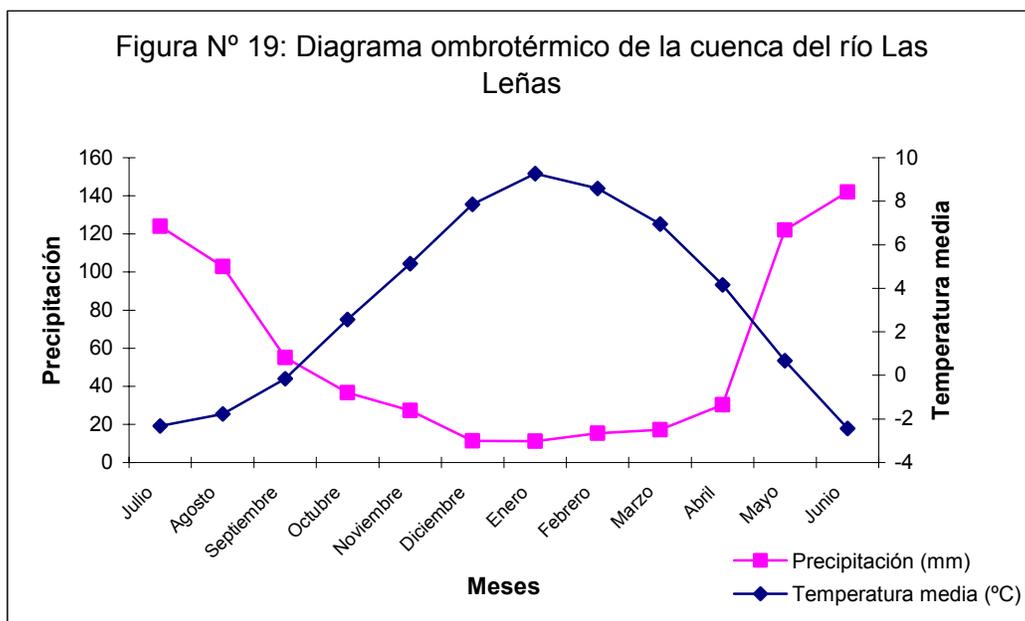
⁴ Io : representa el cociente entre la suma de la precipitación media en mm de los meses cuya temperatura media es superior a cero grados centígrados y la suma de las temperaturas medias mensuales superiores a cero grados centígrados, en décimas de grado.

⁵ Ic : expresa en grados centígrados la diferencia u oscilación entre la temperatura media del mes más calido y la del mes más frío del año.

Tabla N° 8: Estadística de temperatura y precipitación para la cuenca del río Las Leñas

Mes	Precipitación (mm)	Temperatura máx. media	Temperatura mín. media (°C)	Temperatura media (°C)	Oscilación térmica media mensual (°C)
Julio	124,1	3,25	-7,91	-2,33	11,16
Agosto	102,84	4,69	-8,24	-1,77	12,93
Septiembre	55,05	6,92	-7,24	-0,16	14,16
Octubre	36,66	10,07	-4,94	2,56	15,01
Noviembre	27,24	13,21	-2,94	5,13	16,15
Diciembre	11,39	15,96	-0,24	7,86	16,2
Enero	11,22	17,47	1,08	9,27	16,39
Febrero	15,32	16,93	0,25	8,59	16,68
Marzo	17,15	15	-1,08	6,96	16,08
Abril	30,37	11,82	-3,49	4,16	15,31
Mayo	122	7,15	-5,80	0,67	12,95
Junio	142,08	3,06	-7,94	-2,44	11
Total	695,42				

Fuente: Elaboración propia a partir de datos proporcionados por el proyecto WORLDCLIM (2005).



Fuente: Elaboración propia a partir de datos proporcionados por el proyecto WORLDCLIM (2005).

De la lectura de los datos registrados en la tabla y gráfico precedentes pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- a. Los resultados obtenidos a partir de la interpolación de los datos del proyecto WORLDCLIM (2005), entregan valores de temperaturas medias, máxima y mínima, superiores a las descritas por el Mapa Agroclimático de Chile (INIA, 1989).
- b. La cuenca registra precipitaciones en cualquier época del año, cuestión que desde el punto de vista de su habitabilidad, uso productivo o recreativo, significa incorporar en la planificación de su ocupación o uso estrategias para prevenir eventuales situaciones de riesgo generadas a partir de la precipitación como factor detonante de procesos de remoción en masa.
- c. El periodo de precipitaciones más alta, por lo tanto el más restrictivo desde el punto de vista de la ocupación y uso, es el comprendido entre los meses de mayo a agosto.
- d. La temperatura media anual no supera los 10 °C, mientras que la oscilación térmica media en cualquier época del año es superior a 10 °C.
- e. La más alta oscilación térmica se produce entre los meses de noviembre a marzo. Dado que es esperable una mayor disponibilidad de nieve en los primeros meses del periodo noviembre – marzo, es esperable también que la actividad de avalanchas de nieve sea más alta en dichos meses.
- f. No obstante lo anterior, durante el periodo octubre a abril, la temperatura máxima media es superior a 10 °C y la mínima media inferior o levemente superior al punto de congelación. En este contexto, es esperable que este periodo sea el con más alto nivel de actividad de los procesos geomorfológicos inducidos por el ciclo hielo – deshielo (crioclástia) y los cambios de temperatura (termoclástia).

Complementariamente a lo anterior, particularmente en lo relacionado con las precipitaciones, cabe señalar que para el periodo abril a agosto de 2002, GARREAUD registró en la cuenca una precipitación acumulada de 3.000 mm, cifra bastante más alta

que la que se puede desprende de los datos entregados por WORLDCLIM (2005), pero coincidentes en cuanto al período en el cual se producen las precipitaciones más altas. Una explicación para esta diferencia en los indicadores de precipitación podría estar dada por la presencia del fenómeno del niño en el año en cuestión.

Asimismo, GARREAUD (2002) encontró que para el periodo abril – agosto de ese año, los días con precipitaciones muy altas (sobre 70 mm), fueron mucho más del doble de frecuentes en las zonas de alta cordillera que en el valle de la región. Si se toma en cuenta que el indicador de 50 mm/día es considerado como el umbral, por sobre el cual es común la detonación de procesos de remoción en la zona central del país, ello también debe ser considerado un indicador de la actividad geodinámica potencial de la cuenca del río Las Leñas.

7.2 DOMINIO MORFOCLIMÁTICO

La consideración del dominio y/o morfoclimático como un factor relevante para la definición, tanto de la distribución, como de la tipología y mecanismos de detonación de procesos de remoción en masa, se debe al reconocimiento de que la influencia directa e indirecta de las condiciones climáticas sobre el modelado del relieve se traduce en el establecimiento de sistemas morfogenéticos diferenciados, de cuya actuación derivan paisajes morfológicos distintos (MUÑOZ, 1993).

En ambientes de montaña, la definición de pisos morfoclimáticos está estrechamente relacionada con el aumento gradual de la altitud que se produce en ellos. Este aumento de altitud influye de manera directa e indirecta en prácticamente todos los parámetros climáticos de la zona (temperatura, evaporación, régimen de precipitaciones, etc.) y por ende, también sobre los procesos morfogenéticos que definen el paisaje y su grado de dinamismo. Así, existe un aumento gradual en la dinámica del paisaje desde el dominio de baja a alta montaña y al interior de este, entre los pisos periglacial y glacial, condición que define niveles diferenciados de amenaza y riesgo potencial en cada uno de los dominios y pisos mencionados.

En este sentido, la primera consideración para reconocer, caracterizar y evaluar las condiciones morfoclimáticas al interior de la cuenca y su incidencia en la detonación de

procesos de avalanchas, consiste en la determinación de él o los pisos morfoclimáticos presentes en ella.

De acuerdo con la necesidad presentada en el punto anterior, y en virtud de las observaciones realizadas en terreno, se consideró adecuado para realizar dicha diferenciación la aplicación de los criterios de delimitación entre áreas de media y alta montaña establecidos por TROLL, 1972 (en KOTARBA, 1984), los cuales permiten diferenciar estas unidades a partir de:

- a) La identificación y delimitación del límite superior del bosque (*Timberline*).
- b) La identificación y delimitación de la línea de nieves perpetuas (*Snowline*), y.
- c) La identificación y delimitación del límite inferior de la denudación cryonival.

Para reforzar esta tarea, se procedió además a realizar una revisión de los antecedentes bibliográficos disponibles que pudiesen apoyar la determinación de los límites entre pisos al interior de la cuenca. Los principales antecedentes y análisis derivados de esta revisión son entregados a continuación.

7.2.1 Análisis de antecedentes

Uno de los estudios específicos que aborda la cuestión relativa a la definición del límite entre media y alta montaña en la zona de estudio es el realizado por CASTRO *et al* 2003. En él, las autoras luego de un análisis respecto de la aplicación de los criterios planteados por TROLL (1972) y en virtud de las particularidades de su estudio, consideran la definición de los límites entre media y alta montaña, a partir de la aplicación de cuatro criterios distintos a los señalados (línea de vegetación, geomorfología, rangos de pendiente, morfotectónica y estructura). De esta forma, las autoras definen el límite general entre media y alta montaña en su área de estudio, un poco más amplia que la cuenca del río Las Leñas, en 1.800 m.s.n.m. Este límite es 500 metros más alto que la altura mínima de la cuenca del río Las Leñas (1.300 m.s.n.m. en la confluencia con el río Cachapoal). Sin embargo, para el caso particular de la parte alta de la cuenca del río

Cachapoal (incluida la cuenca del río Las Leñas) definen un límite inferior de 1.100 m.s.n.m. entre ambas unidades.

Si bien estas autoras no consideran explícitamente en sus criterios de definición la posición de la línea de nieves, el límite general considerado por ellas en algún grado es coincidente con la estimación realizada por PEÑA y VIDAL (1993, en MOP 1995), respecto de la altura promedio de la isoterma 0°C para esta latitud. Dichos autores fijaron la posición de este parámetro en torno de los 1.640 m.s.n.m. Sin embargo, como se señaló con anterioridad, en consideración de los otros parámetros evaluados por CASTRO *et al* (2003) las autoras finalmente establecen el límite entre media y alta montaña a la altura de la confluencia entre el Río Cachapoal y Los Cipreses (1.100 m.s.n.m. aproximadamente), cuestión que posiciona a la cuenca del río Las Leñas íntegramente al interior del dominio periglacial de alta montaña.

De la misma forma, el análisis regional de los antecedentes entregados por las mismas autoras, da cuenta de un doble desplazamiento en altura y longitud del límite entre media y alta montaña definido por éstas, a partir del extremo norte de la zona de estudio considerada por las mismas. Esto se traduce en que el límite disminuye en altura y se desplaza hacia el oeste en la medida que avanza hacia el sur. Esta situación es consistente con la disminución general de la línea de nieves y el límite superior del bosque producto del aumento de la latitud, registrada por NOGAMI (1976) y COBOS (1997), entre otros autores.

Otro de los estudio específicos existentes para la zona central de la Cordillera de Los Andes, fue el realizado por COBOS (1997), el que, si bien esta orientado a profundizar sobre aspectos relativos al estado de los glaciares de la parte alta de la cuenca del Río Atuel, en la vertiente oriental de Los Andes (Argentina), dada su posición limítrofe con la cuenca del río Las Leñas, entrega algunos antecedentes sobre la posición de la línea de nieve en el área de estudio.

En su trabajo, COBOS (1997) señala la existencia de un gradiente de 600 m en la altitud de la línea de nieves entre las vertientes oriental y occidental de la Cordillera de Los Andes, medida entre el Volcán Guanaqueros (417.312E – 6.177.336N; 4.481 m.s.n.m.; Argentina) y el Volcán Palomo (374.673E – 6.178.464N; 4.850 m.s.n.m.; Chile), cuestión

que localiza la línea de nieves, a la longitud del volcán Palomo, en torno de los 3.500 m.s.n.m (ver figura 20). Asimismo, este autor señala la posición de la línea de nieves en el Cordón Límite (divisoria de aguas entre vertientes oriental y occidental de la Cordillera de Los Andes, límite internacional entre Chile y Argentina y límite oriental de la zona de estudio) en los 3.700 m.s.n.m.

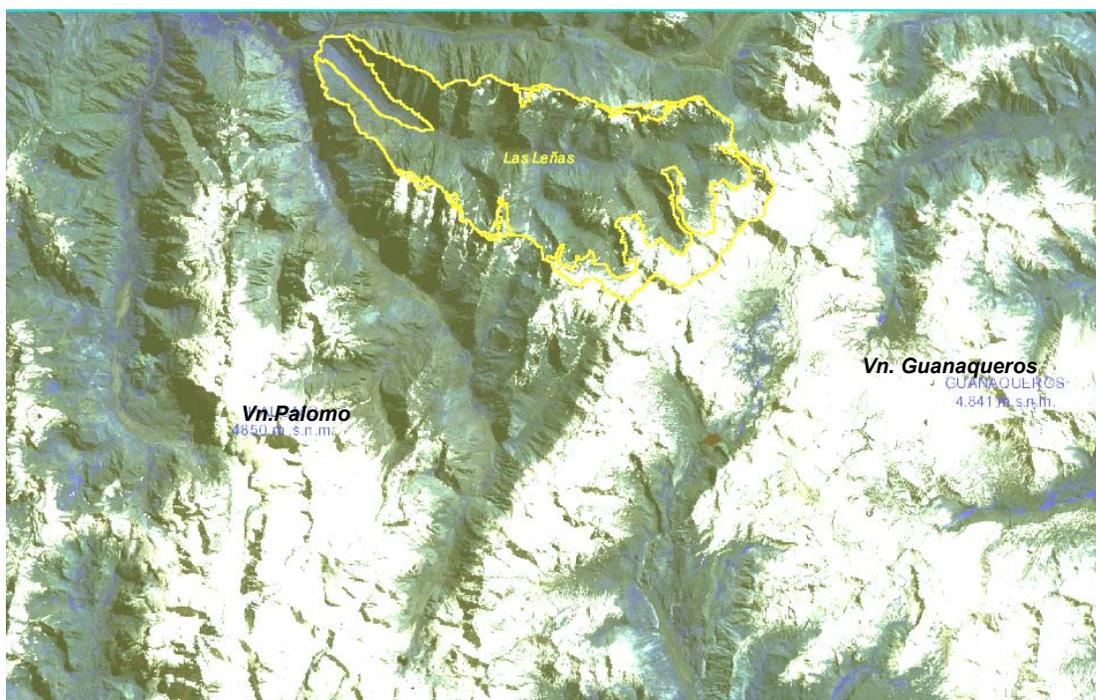


Figura N° 20: Posición de la cuenca del río La Leñas respecto los Volcanes Guanaqueros (Argentina), Palomo (Chile) y la divisoria de aguas entre la vertiente oriental y occidental de la cordillera de Los Andes.

Los antecedentes descritos hasta el momento muestran marcadas diferencias respecto de la posición de la línea de nieves a la latitud del área estudio, se estima que ello puede ser explicada por el carácter regional de los estudios y por la ausencia de estadísticas climáticas para esta zona.

No obstante la diferencia existente en las cifras, también es posible deducir de los datos entregados, que de haber una corrección sobre la posición de la línea de nieves, ella debería ser hacia una posición altitudinal superior.

Respecto del límite superior del bosque (*timberline*), la situación es menos contrastante ya que la variabilidad altitudinal del indicador expuesto por diversos autores es menor. Así,

antecedentes equivalentes o similares, respecto de este parámetro pueden ser encontrados en:

a) CASTRO *et al.* (2003) quienes fijan el límite superior del bosque en los 1.800 m.s.n.m., de acuerdo a los resultados obtenidos mediante el cálculo del NDVI (Índice Normalizado de Diferencia de Vegetación).

b) CONAF – CONAMA (2002), quienes a través del Catastro de Bosque Nativo dan cuenta de la presencia de una cobertura del tipo matorral arborescente hasta aproximadamente los 1.900 m.s.n.m, con presencia en el fondo de valle de especies tales como quillay (*Quillaja saponaria*); Litre (*Lithraea cáustica*) y Peumo (*Cryptocaria alba*), entre otros, y

c) JOBBAGY y JACKSON (2000), los que si bien estiman la altitud del límite superior del bosque para una latitud más elevada (cuenca del río Bio Bio) establecen su altitud en 1.900 m.s.n.m.

Asimismo, los antecedentes entregados por los trabajos de los autores arriba citados, son consistentes con los análisis de imagen satelital, fotografía aérea y observaciones de campo realizadas durante esta investigación.

7.3 MODELO DE ZONIFICACIÓN DE PISOS MORFOCLIMÁTICOS

Para determinar, tanto el límite entre media y alta montaña, como la existencia de diferencias al interior de cada piso morfoclimático se consideró adecuado realizar el análisis de la cuenca de acuerdo con la clasificación de cinturones geocológicos propuesta por KOTARBA (1984, 1987 en GARCIA – RUIZ, 1990). Esto, en el entendido que la diversidad de antecedentes existentes hacen presumir la posición de la cuenca en una situación transicional entre media y alta montaña, pero además debido al requerimiento de antecedentes de mayor detalle capaces de ser utilizados en un análisis integrado con los otros factores considerados en el estudio.

Esta necesidad de profundización de la escala de análisis y precisión de las unidades morfoclimáticas de la cuenca, se lleva a cabo fundamentalmente para resolver las inconsistencias derivadas de:

- a) La variabilidad expuesta por diversos autores sobre la posición de la línea de nieves (*snowline*).
- b) Los antecedentes relacionados con el límite superior de los bosques (*timberline*).
- c) Las observaciones de campo sobre el límite inferior de la actual denudación cryonival en la cuenca, y.
- d) La consideración en torno de la posición relativa de la línea de nieve con respecto al límite superior del bosque, sobre la cual KOTARBA (1984) señala que, según han registrado numerosos autores, usualmente la primera está a una altura superior que la segunda, en sistemas montañosos de ambientes templados.

La situación planteada en el último punto, que de acuerdo a los datos aportados por los estudios mencionados en este capítulo, es difícil de establecer con certeza, pero que según los mismos datos se puede suponer y en cuyo caso establecería un límite entre los ambientes morfogénicos de media y alta montaña igual o superior a 1.800 m.s.n.m ha hecho necesaria la utilización de los criterios expuestos por KOTARBA (1984 y 1987 en GARCIA – RUIZ, 1990) los que se detallan en la siguiente tabla (Nº 9).

Tabla 9: Zonificación vertical de características geológicas en ambientes de montaña

Piso morfoclimático	Periglacial de Alta montaña	Cinturón geológico	Características
		Nival	Innivación prolongada, persistencia de manchas de nieve durante todo el año, presencia ocasional de glaciares de circo, pendientes próximas a la vertical, predominio de áreas muy productoras de sedimentos (cabeceras de avalanchas) y divisorias muy agudas. La vegetación es extraordinariamente dispersa, adaptada a las extremas condiciones climáticas y geomorfológicas.
		Subnival alpino	Se encuentra a su vez dividido en dos; el superior con sistemas de afiladas cumbres ferales, suelos poligonales (estructurales), vegetación pionera y dispersa, mientras que el inferior posee amplios y redondeados interfluvios con vertientes detríticas dentro de circos glaciales, además de pasto denso y solifluxión controlada.
	Subalpino	Corresponde a los sistemas desarrollados en el fondo de valles glaciales, su límite superior coincide con el <i>tree line</i> superior.	
	Media Montaña	Montano alto	Sistema de media montaña sometido a los procesos de erosión – denudación de la morfogénesis periglacial. Su límite superior corresponde al <i>timberline</i> ; vertientes moderadamente profundas a profundas; fondos de valle rellenos con sedimentos glaciales, glaciofluviales y nivofluviales y moderada incisión de canales. Suelos orgánicos de mayor desarrollo y formaciones vegetales de tipo arbórea y arbustiva que define niveles bajos y altos, respectivamente.
Montano bajo			

Fuente: Traducido y adaptado por el autor, a partir de lo desarrollado por KOTARBA (1984) y KOTARBA *et al* (1987 en GARCIA RUIZ, 1990).

7.4 ZONIFICACIÓN GEOECOLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS

En virtud del modelo utilizado, de los antecedentes bibliográficos existentes, de la información fotogramétrica, satelital y de terreno disponible, fue posible distinguir dos pisos morfoclimáticos distintos al interior de la cuenca, Media y Alta Montaña. Por medio de la utilización de los mismos antecedentes e instrumentos, y a objeto de aumentar el nivel de detalle en la diferenciación de ambientes morfogenéticos distintos, se procedió a la clasificación de ellos bajo la noción de cinturones geoecológicos de acuerdo con los antecedentes entregados en el punto anterior.

De esta manera, en la cuenca del río Las Leñas se identificaron tres cinturones geoecológicos distintos. La distribución espacial de estos cinturones puede verse en la figura 24, los antecedentes de su cobertura e importancia relativa son expuestos en la tabla N° 10, mientras que sus principales características son expuestas en detalle a continuación de los mismos.

Tabla N° 10: Cobertura e importancia relativa de los cinturones geoecológicos de la cuenca del río Las Leñas.

Cinturón Geoecológico	Sigla	Superficie (km²)	%
Cinturón geoecológico Montano Alto	MA	8,45	4,87
Cinturón geoecológico Subnival Alpino Superior	SAS	135,01	77,75
Cinturón geoecológico Nival	N	30,18	17,38
Total		173,64	100,00

Fuente: Elaboración propia.

7.4.1 Piso Morfoclimático de Media Montaña

a. Cinturón geoecológico Montano Alto

Este cinturón se desarrolla por debajo de los 1.800 m.s.n.m. y su límite superior corresponde al límite altitudinal del bosque en la cuenca, es la unidad geoecológica de menor representación en la cuenca con 8,47 km², lo que representa el 4,87% de la

superficie total de la misma. La unidad contiene zonas de fondo de valle y se eleva hasta las secciones medias de las vertientes circundantes, tanto de exposición norte, como sur.

El área perteneciente a este cinturón se encuentra relativamente estabilizada por la cobertura vegetal que tiende a la continuidad compuesta por una estratificación de herbáceas, matorrales y árboles. Esta cobertura, en general, es solo interrumpida en algunos sectores por angostos corredores de avalanchas que evacuan materiales provenientes de las zonas altas de las vertientes y cuyo funcionamiento es de tipo estacional y torrencial. Las especies arbóreas que pueden ser reconocidas en el área corresponden a aquellas típicas del bosque y matorral esclerófilo de la zona central de Chile (*Quillaja saponaria*; *Cryptocarya alba*; *Maytenus boaria*, *Lithraea cáustica*, entre otros).

En esta zona, el proceso morfogenético básico, tal como lo señala KOTARBA (1984) es la formación del suelo sobre antiguas coberturas periglaciares, mientras que los procesos erosivos son del tipo discreto (principalmente reptación), como asimismo son comparativamente bajas las tasas de meteorización física y de remoción de materiales de las vertientes. En particular, también se puede hacer notar que el balance de disección de los canales encontrados es positivo, lo que denota que la remoción del material en ellos es igual o mayor que el aporte que reciben los mismos.

Por otra parte, cabe hacer notar que algunos de los procesos de remoción que se observan en esta zona (si bien son de menor escala) tienen alguna relación con la acción antrópica, como por ejemplo, la pérdida del confinamiento natural de algunas de las vertientes por ruptura del perfil de equilibrio de las laderas, producto de la apertura de algunos caminos de acceso a la cuenca.

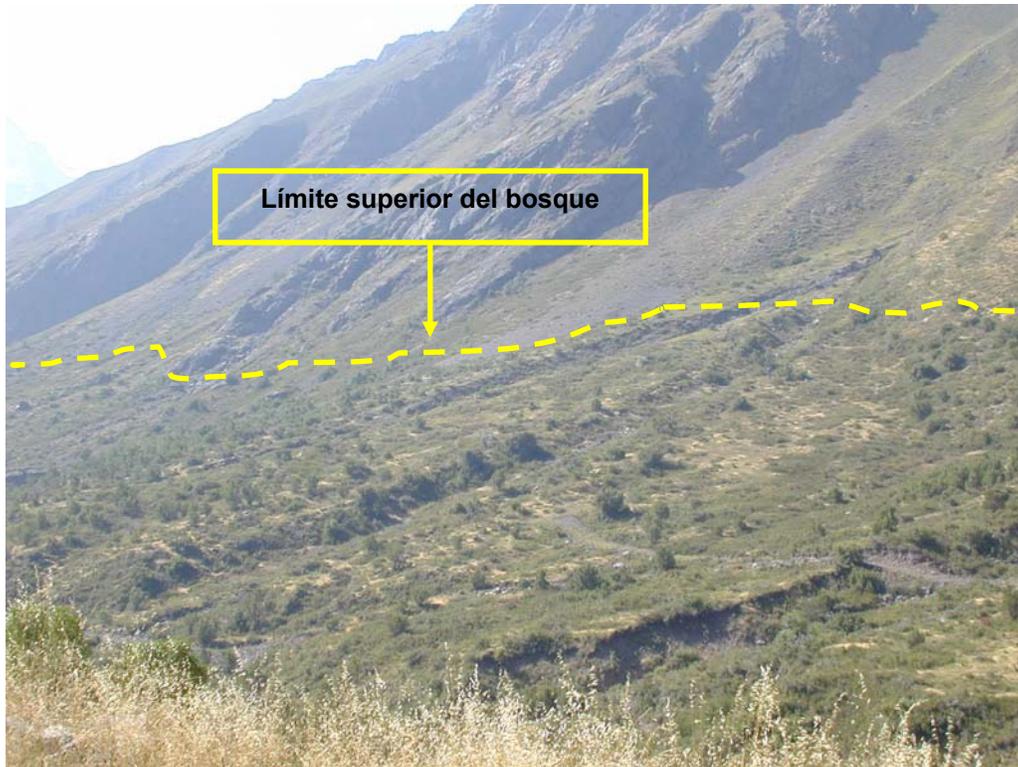


Figura N° 21: Cinturón geoeológico montano alto en la sección baja de la cuenca del río Las Leñas (bajo los 1.800 m.s.n.m.). En la fotografía es posible apreciar el límite superior que alcanza el bosque (*Timberline*), además de una cobertura vegetal continua de herbáceas y matorral.

7.4.2 Piso Morfoclimático de Alta Montaña

a. Cinturón geoeológico Subnival Alpino Superior

Este es el cinturón geoeológico de mayor desarrollo en la cuenca, se extiende desde los 1.800 m.s.n.m hasta los 3.500 m.s.n.m, cubriendo una superficie planimétrica de 135.01 km², lo que representa el 77,75% de la superficie total del cuenca. En el espacio de esta unidad es donde con mayor fuerza se manifiesta la actividad de los ciclos hielo/deshielo y las evidencias morfológicas del mismo. La cobertura vegetal es incipiente y fragmentada, reducida prácticamente a la colonización de especies de gramíneas y herbáceas resistentes a la acción del frío en las zonas bajas de las vertientes y fondo de valle, donde el confinamiento natural de una cuenca cerrada como ésta, favorece su presencia.

La termoclástia y la gelifracción son los procesos de meteorización principales, los cuales se ven favorecidos por el fracturamiento de las formaciones rocosas presentes, derivadas de su fuerte plegamiento. Los materiales, entonces, son relativamente frescos, angulosos y de diversos calibres.

Complementariamente con lo anterior, al ser la disponibilidad de materiales abundante, éstos son transportados a las partes bajas, tanto a través de procesos de avalanchas derivados de la acción de la nieve o el agua, como por procesos gravitacionales puros, generados y potenciados por la alta pendiente que adquieren estas vertientes estructurales y detríticas. Debido a lo anterior, la fisonomía de esta unidad esta dominada por las acumulaciones de derrubios, taludes, conos de deyección caóticos, etc., lo que se traduce en que esta (su fisonomía), tal como lo señalara KOTARBA (1977, en CHARDON, 1984), corresponda o sea asociada al paisaje periglacial por esencia.

Dada la intensidad de los procesos de meteorización y la alta dinámica de los procesos de transporte, tanto gravitacionales puros, como asistidos por agua y/o nieve, esta es una zona cuyo paisaje está en constante modificación y en donde, en general, la producción de materiales es mayor que la capacidad de los colectores para evacuarlos, por lo que el balance de disección de los drenes de diversas jerarquías es negativo.



Figura N° 22: Fisonomía del sistema morfogénico en el cinturón geocológico Subnival Alpino Superior.

b. Cinturón geocológico Nival

El cinturón geocológico nival es la unidad, altitudinalmente, superior registrada en el área de estudio. Se desarrolla a partir y por sobre los 3.500 m.s.n.m. cubriendo una superficie de 30.18 km², lo que la convierte en la segunda unidad en importancia en la cuenca, con una cobertura del 17,38% de la superficie total de la misma.

La presencia y actividad del hielo y la nieve son las características fundamentales de esta zona, elementos que, dependiendo de las condiciones de precipitación anual, pueden o no cubrir completa y/o permanentemente el área. Así, aún en años con bajos montos de precipitación promedio, es posible reconocer espacios que en virtud de su exposición presenten manchones o planchones de nieve o hielo.

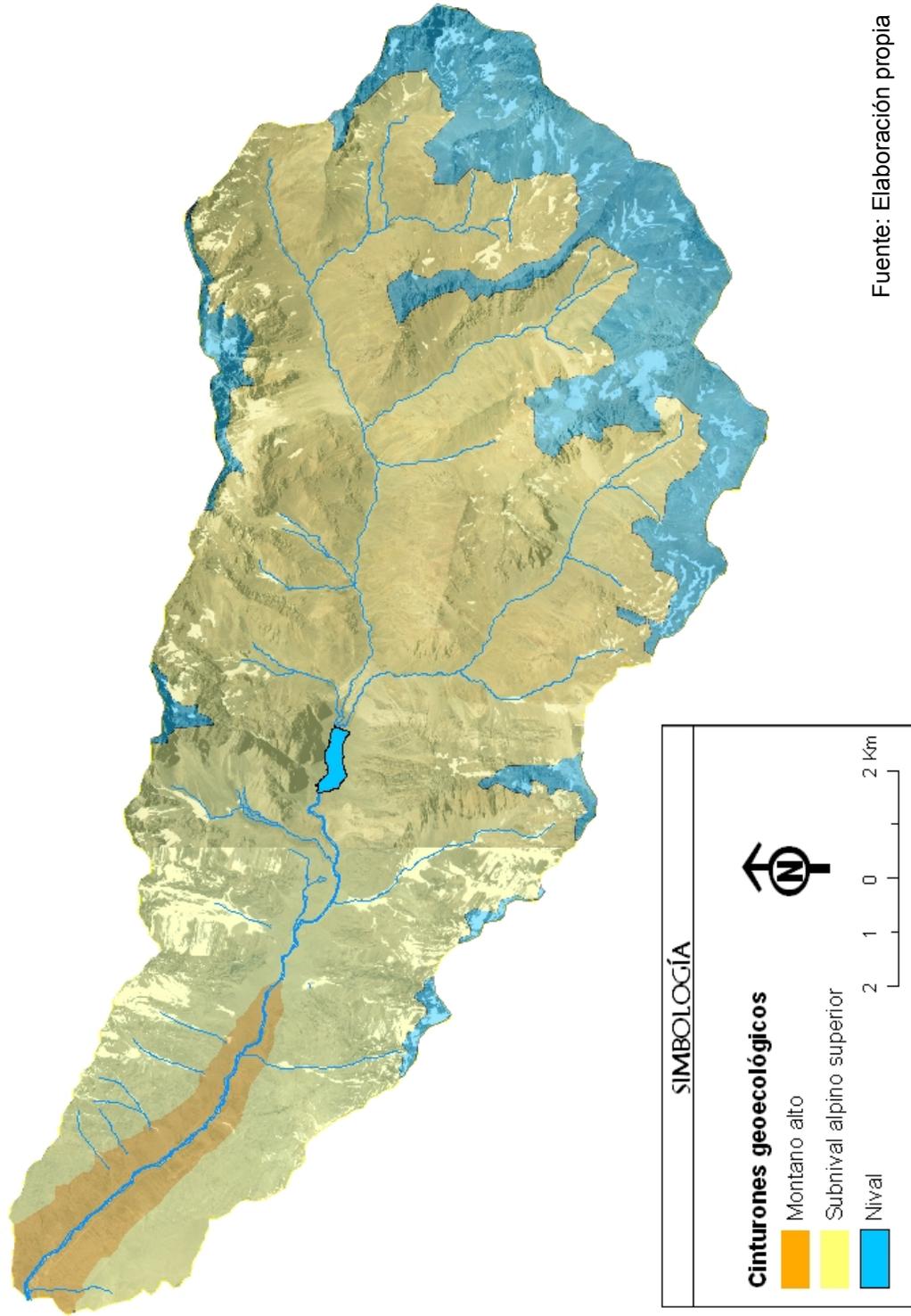
La fisonomía de la unidad esta dominada por paredes rocosas de pendientes cercanas a la vertical, que en general forman parte de antiguos circos glaciares, cuya coalescencia da origen a divisorias de agua de tipo feral. Al igual que en la zona anterior, dominan los procesos de meteorización física, fundamentalmente la gelifracción, la que al debilitar la roca da origen a pronunciadas agujas y produce una fuerte actividad erosiva. Esta se traduce en diversos procesos de avalanchas (caídas de detritos y rocas, fundamentalmente), que convierten las áreas basales de las

vertientes involucradas en zonas de extrema amenaza para las personas y actividades asociadas.



Figura N° 23: Ejemplo del aspecto del límite inferior del cinturón geoecológico nival. Si bien la imagen no corresponde íntegramente a esta zona, ella sirve como ejemplo para tener en consideración el aspecto del límite inferior de esta unidad, el cual presenta características similares (y más pronunciadas) a la zona alta de la imagen.

Figura N° 24: Posición espacial de los cinturones geocológicos de la cuenca del río Las Leñas



Fuente: Elaboración propia

8.0 GEOLOGÍA, TECTÓNICA Y SISMICIDAD

8.1 MARCO GEOLÓGICO GENERAL

Según CHARRIER (1983) luego del retiro del mar, después de la primera transgresión mesozoica que se inicio en el Triásico (hace 230×10^6 años aprox.) y que finalizó en el Jurásico en el borde occidental de América Latina, se acumularon los potentes depósitos de yeso de la Formación Nacientes del Flaco. Particularmente, durante el Kimmeridgiano Inferior. Simultáneamente, se desarrolló un cordón volcánico que proporcionó abundante cantidad de material clástico a las zonas orientales y deprimidas adyacentes. Dichos materiales se acumularon concordantemente sobre los depósitos de yeso mencionados y dieron origen a la Formación Río Damas.

En la vertiente oriental del cordón volcánico se formó un extenso lago, el cual no tuvo aparentemente, en un primer momento, salida al mar. En este lago, contemporáneamente con la formación Río Damas, se acumuló una potente secuencia formada casi completamente por turbiditas de piroclásticos que integra la Formación Leñas Espinoza.

Luego de este relativamente corto primer episodio de depositación continental, se produjo un nuevo y rápido hundimiento del borde occidental del continente originando el segundo ciclo transgresión – regresión generalizado del Mesozoico en este sector andino. El avance del mar, de Oeste a Este, se produjo en primera instancia por las áreas más deprimidas, como era en ese entonces el sector donde se estaba depositando la formación Leñas Espinoza.

A fines del Neocomiano (135×10^6 de años, aproximadamente) se produjo un nuevo levantamiento del continente, provocando un retiro gradual de las aguas marinas desde la vertiente oriental del cordón volcánico. Este levantamiento fue acompañado, en la región, por un importante período de erosión y plegamiento, el que se tradujo en la marcada discordancia que separa a la Formación Coya - Machalí de las unidades más antiguas. Es en esta fase cuando comienza el desarrollo de un importante relieve montañoso en el borde del continente, el que a pesar de sucesivos episodios de intensa erosión y hundimiento general del continente impidió que el mar volviera a cubrir totalmente la región cordillerana. Fue en este relieve montañoso, volcánicamente activo, donde se

generaron los detritos volcánicos, piroclásticos y las coladas calco – alcalinas que conforman las rocas de la Formación Coya Machalí (CHARRIER, 1993).

Un posterior evento de levantamiento del continente, durante el Mioceno inferior, acompañado de fuerte erosión y plegamiento de la formación Coya Machalí y de unidades más antiguas, provocó la depositación, en marcada discordancia angular sobre estas rocas, de volcanitas calco – alcalinas, pertenecientes a la formación Farellones, originadas en un cordón volcánico diferente al mencionado, ubicado más al oriente y con orientación Norte - Sur. Durante el Mioceno superior se produjo un suave plegamiento de esta formación y se inicio su erosión, la que se mantiene hasta la fecha.

Todas las formaciones mencionadas han sido intruidas, probablemente en episodios diferentes, en mayor o menor grado por numerosos plutones, que tal vez sean originados en el complejo batolítico que fue la fuente de los cordones volcánicos aludidos.

A partir del final del Plioceno y principios del Pleistoceno, estas áreas montañosas fueron intensamente afectadas por los procesos de glaciación, los que liberaron y trasladaron importantes cantidades de materiales, que fueron depositados en forma de morrenas. Muchos de estos depósitos morrénicos dieron origen a lagos y lagunas proglaciales posibilitando de esta manera la acumulación de sedimentos en ambientes lacustres. Simultáneamente se inicio el último episodio magmático de esta región, que dio origen a los depósitos del “Volcanismo Andino Joven” (flujos piroclásticos, coladas, lahares, etc.), aparentemente esta actividad estaría ligada con la tectónica de bloques que determino la formación de las unidades morfoestructurales en Los Andes.

Una vez terminada la última glaciación, la gravedad, la actividad periglacial y los procesos fluviales continúan actuando sobre las unidades señaladas, produciendo y transportando detritos desde las zonas más altas, modificando las vertientes y rellenando los sectores de fondo de valles.

8.2 UNIDADES GEOLÓGICAS DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS

A pesar de lo expuesto en el punto anterior, respecto de la evolución del marco geológico global en el que se encuentra inmersa la cuenca del Río Las Leñas, es necesario hacer

notar que el área específica de trabajo ha sido muy poco estudiada, siendo una de las con menores antecedentes en la zona central del país. Esto se traduce en que la información geológica disponible es escasa y corresponde, casi en su totalidad, a estudios particulares de tipo puntual o de pequeña escala.

Dada la restricción señalada, con el objeto de cubrir la carencia de antecedentes cartográficos para el factor geológico en la cuenca, se llevó a cabo la reconstrucción y elaboración de la carta geológica de la cuenca a partir de trabajos preliminares a escalas menores (Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, Hoja El Teniente, edición preliminar no publicada), inéditos, estudios de caso y observación de terreno.

La cuenca del Río Las Leñas forma parte de la unidad denominada "Cordillera Principal", unidad perteneciente a un orógeno desarrollado durante el Mesozoico y Cenozoico, de orientación Norte-Sur y que bordea a América del Sur por el Oeste. Durante la evolución de este orógeno se sucedieron seis fases de plegamiento asociadas a levantamientos generalizados del continente, las que fueron sucedidas por un importante fallamiento de bloques, que dio origen a la configuración morfoestructural actual de la región (CHARRIER, 1983).

Según CHARRIER (1983), la geología de la cuenca está constituida por depósitos sedimentarios y volcánicos, tanto marinos, como continentales, de edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Holoceno, que han sido instruidos por cuerpos macizos y filones granodioríticos de edades posteriores. Así, dentro de este contexto geológico general es posible distinguir las siguientes unidades:

8.2.1 Formación Río Damas

De acuerdo con KLOHN (1960) corresponde a un característico complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones de potentes series de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas, y de esporádicos sedimentos químicos, cuyos materiales han sido depositados fundamentalmente en ambientes terrestre subaéreo y lagunar.

La formación Río Damas subyace a las formaciones Leñas Espinoza y Baños del Flaco en concordancia general, aunque la transgresión marina de estas se extendió sobre un

relieve irregular de la formación Río Damas, estimándose que esta unidad estratigráfica pertenece al Kimmeridgiano. *“Las rocas predominantes en la sucesión de estratos de la formación Río Damas son: areniscas rojas con facies arcillosas y tobíferas; conglomerados y brechas de andesita con matriz arenosa, de coloración rojiza, violácea, verdosa y gris oscura; y brechas efusivas con fragmentos porfíricos con fenocristales de plagioclasa y otros de lava violácea y verdosa con almendrillos y grandes feldespatos tabulares”* (KLOHN, 1960).

Los afloramientos de la formación se extienden casi sin interrupción desde la región del Río Teno, hasta la cuenca superior del Río Maipo. En el área de estudio se ubica en la parte alta de la cuenca del Río Las Leñas, al igual que sucede en las cuencas circundantes del río, Cachapoal por el norte y Cortaderal por el sur. El espesor medio de la formación en las cuencas mencionadas es de 2.500 m., que representa cerca de la mitad de la potencia que la formación presenta en su perfil tipo, en el área de la divisoria de aguas entre los ríos Teno y Tinguiririca.



Figura N° 25: Vista del aspecto de la formación Río Damas a la altura de la confluencia del Estero los Cruceros con el río Las Leñas (396.095 E – 6.191.008 N).

8.2.2 Formación Leñas – Espinoza

Con este nombre se designa una secuencia de sedimentos marinos, de edad Titoniana, integrada por una serie transgresiva de rocas clásticas gris verdosas (lutitas) y una serie

de estratos calcáreos (areniscas calcáreas y calizas) fosilíferos sobrepuestos, de color gris oscuro (KLOHN 1960). El conjunto aflora en el valle del Río Las Leñas, tributario del Río Cachapoal y en el de su afluente, el Estero o Cajón de Espinoza, inmediatamente al este del lago El Yeso.

Los estratos se encuentran en una posición estratigráfica aislada, debido a la existencia de fallas y una discordancia orogénica, por este motivo están en contacto con formaciones que no constituyen su piso y techo normales. Hacia el oeste, la parte inferior de la serie transgresiva esta en contacto, mediante una discordancia angular, con estratos de la formación Coya – Machalí, mientras que hacia el este el contacto se encuentra complicado por una falla inversa que da paso a la formación Río Damas (KLOHN 1960).

Según CORVALAN (1959), el conjunto de la serie transgresiva y de la serie calcárea aparece plegado en un sinclinal angosto, de rumbo norte, truncado por la erosión y cubierto, con marcada discordancia angular por una serie de piroclásticos y efusivos andesíticos, cuya identidad estratigráfica no se ha aclarado, pero que probablemente pertenece a la formación Coya – Machalí. En el flanco occidental del sinclinal, los estratos muestran un buzamiento medio de 45° hacia el este, el que disminuye gradualmente hasta que las capas se presentan horizontales y después con buzamientos suaves al oeste, al alcanzar el flanco oriental de esta estructura, donde los sedimentos fosilíferos se interrumpen por la falla mencionada.

De acuerdo con el mismo autor (1959) *“En el borde occidental de la desembocadura de la quebrada de Espinoza aparecen estratos casi verticales o con buzamientos de 80° a 85° al W. Están representados por conglomerados gruesos de colores muy claros, casi blancos, que llevan encima lavas y brechas andesíticas gris algo oscuras, con algunos mantos de lutitas negras intercaladas”*.



Figura N° 26: Vista de la formación Leñas Espinoza en la confluencia del Cajón de Espinoza con el río Las Leñas (zona derecha de la fotografía).

8.2.3 Formación Coya – Machalí

“La unidad esta constituida exclusivamente por depósitos terrígenos, principalmente sedimentos límnicos y rocas efusivas y piroclásticas, de preferencia andesíticas, con alguna participación de basaltos y traquitas. En el conjunto han intruido macizos y apófisis de diorita andina y filones de pórfidos dioríticos y de basaltos” (KLOHN, 1960).

La formación se extiende desde los 33° Lat. Sur hasta los 34° 45' Lat. Sur y según CHARRIER *et al.* (1997) comprende “(...) dos franjas separadas por depósitos volcánicos de la formación Farellones de edad miocena y se apoya con discordancia angular sobre diferentes unidades mesozoicas”, particularmente en la cuenca del Río Las Leñas, sobre la Formación Leñas Espinoza, constituyendo la primera secuencia sedimentaria depositada discordantemente sobre los estratos cretácicos más antiguos (KLOHN, 1960). A pesar de ello la edad de la formación no ha sido definida con precisión, estimando algunos autores que podría pertenecer al Terciario inferior, sin descartar la posibilidad de que su génesis sea del Cretácico superior (KLOHN, 1960).

La franja occidental de la formación es predominantemente volcánica con predominio de lavas sobre piroclastitas, la franja oriental presenta gruesas intercalaciones sedimentarias

fluviales y lacustres, incluyendo frecuentes depósitos calcáreos. En esta franja los depósitos piroclásticos predominan sobre las lavas (CHARRIER *et al.*, 1997), y ha sido reconocida desde la vega Pejerreyes en el valle del Río Cortaderal, hasta la Cordillera del Coironal al norte del Río Colorado, en la cuenca del Río Maipo.

La formación se encuentra fuertemente plegada y fallada (CHARRIER *et al.*, 1997) y esta compuesta litológicamente por rocas de tipo volcánicas, tales como; “andesitas de color gris rojizo, afaníticas, con fenocristales de feldespato, la mayor parte de los cuales presentan un aspecto turbio; basaltos porfíricos, en parte con grandes fenocristales de coloración gris oscura y rojo grisácea; traquitas porfíricas de color rojo grisáceo; lavas brechosas volcánicas con matriz tobífera; tobas brechosas gris verdosas, rojizas y multicolores” (KLOHN, 1960). Su coloración general es más oscura que la de la formación Farellones, lo que constituye un elemento de diferenciación de éstas en terreno, siendo los colores gris oscuro, azulado y verdoso; rojo grisáceo purpúreo y azul verdoso, prevalecientes en la formación Coya - Machalí.



Figura Nº 27: Fisonomía de la formación Coya – Machalí en la vertiente sur de la zona baja de la cuenca del río Las Leñas. Como se aprecia, la formación esta fuertemente plegada, con estratos casi en posición vertical.

8.2.4 Formación Farellones

La Formación Farellones consiste en “(...) una potente unidad constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas (...)” (KLOHN, 1960). Esta unidad se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular sobre la Formación Coya – Machalí (Formación Abanico) que constituye su piso, mientras que su techo está dado por la Formación Colorado – La Parva, de la cual no se encuentran registros en el área de estudio.

Litológicamente la secuencia está compuesta por lavas (que constituyen la mayor parte), tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. La alternancia de rocas más finas, en tramos de 4 a 5 metros, produce una marcada estratificación en la serie, lo que facilita su distinción de la Formación Coya – Machalí (Abanico), de aspecto más macizo en el terreno. Las tobas de lapilli son de color gris claro con clastos de 4 a 12 mm de diámetro, de riolitas y andesitas porfíricas en una matriz cinerítica fina. Las ignimbritas, por su parte, también son de color gris claro, pero presentan estructura fluidal, con clastos de andesita y obsidiana. Por último las brechas volcánicas contienen fragmentos angulares de más de 2 mm de diámetro.

Dataciones hechas con métodos radiométricos (K/Ar) han establecido rangos de tiempo que permiten asignar a la formación una edad miocena. No se han encontrado fósiles en la secuencia estratigráfica de la formación.

8.2.5 Rocas Intrusivas

Los cuerpos intrusivos de esta región forman, en general, afloramientos reducidos y aislados, por lo que no es posible por lo tanto determinar si pertenecen a un mismo batolito (CHARRIER, 1983). Estos cuerpos plutónicos corresponden a intrusivos de diorita y granodiorita, de edad terciaria, los cuales se encuentran espacialmente dispersos, intruyendo a todas las formaciones. Estos cuerpos representan unidades menores dentro de la cuenca.

8.2.6 Sedimentos Cuaternarios

Bajo esta denominación han sido agrupados los depósitos de sedimentos gravitacionales, glaciales, fluviales, fluvioglaciales y eventualmente glaciofluviovolcánicos, que se encuentran en la cuenca. En general corresponden a materiales que están emplazados tanto en posiciones de flanco e vertiente como fondos de valle, de granulometría variada y de escasa estabilidad. Se encuentran formando parte de taludes de gravedad; conos de deyección caóticos; glaciares de roca; remanentes de morrenas laterales, frontales y de fondo; pequeñas terrazas aluviales; conos de avalanchas y depósitos de remoción en masa. Estos depósitos son de amplia distribución en la cuenca, ocupando planimétricamente la mayor superficie de la misma, lo que da cuenta de la importancia relativa de los procesos erosivos que han tenido lugar durante el Cuaternario, tanto en el Pleistoceno a través del avance y retroceso glacial, como en el Holoceno, con la dinámica periglacial.



Figura Nº 28: Situación de las vertientes gravitacionales cubiertas por materiales de origen cuaternario en la cuenca. Es posible apreciar la potencia de los depósitos, su amplitud espacial y el grado de madurez y estabilidad de los materiales.

A modo de resumen, la distribución espacial de las unidades descritas en este punto puede ser apreciada en la figura N° 29, mientras que la tabla N° 11, y el gráfico asociado, muestran un resumen de las principales características de dichas unidades. Además de ello, reflejan el grado de importancia relativa que cada una tiene, al interior de la cuenca, en función de la superficie que cada unidad ocupa en la misma.

Figura N° 29: Unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas

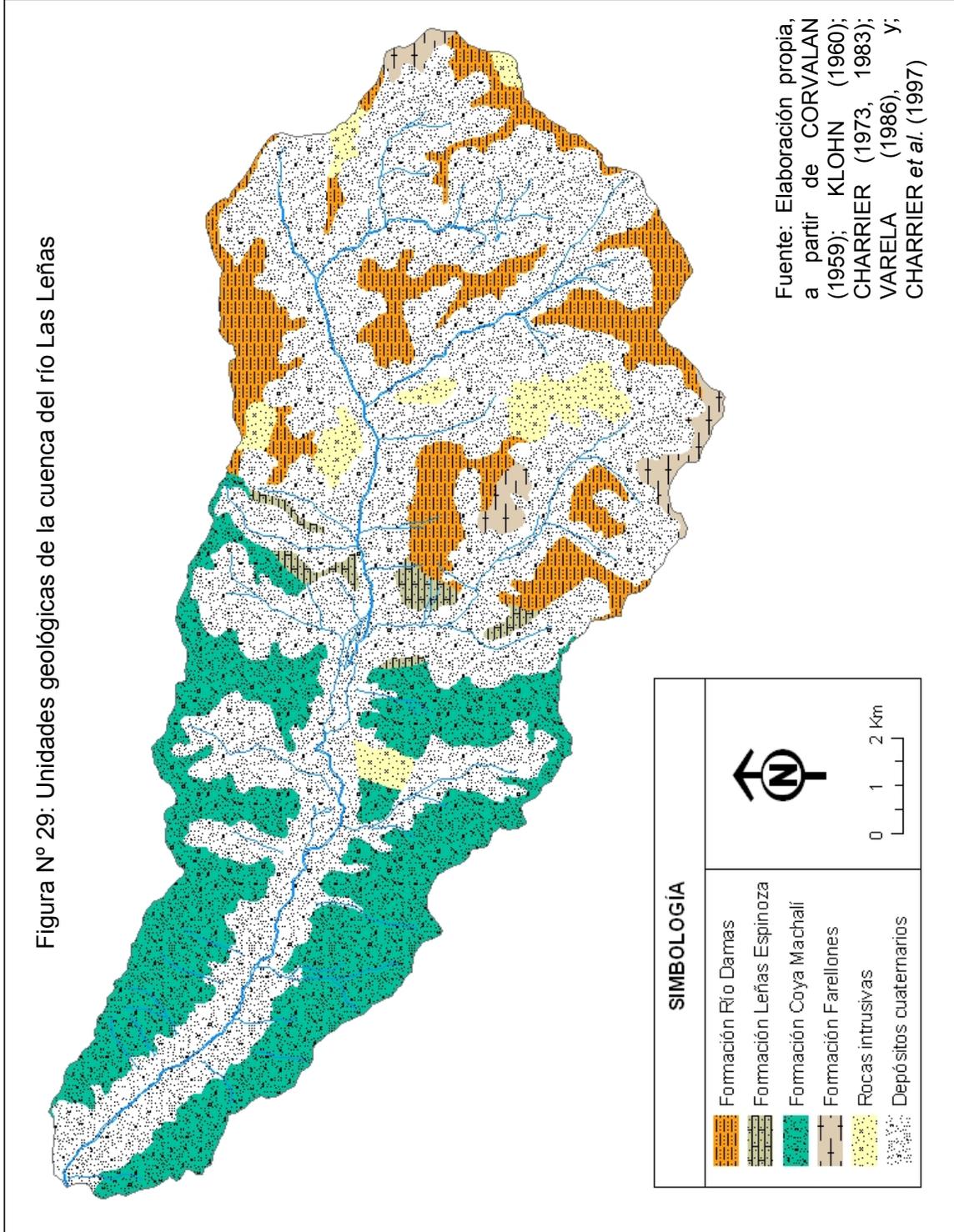
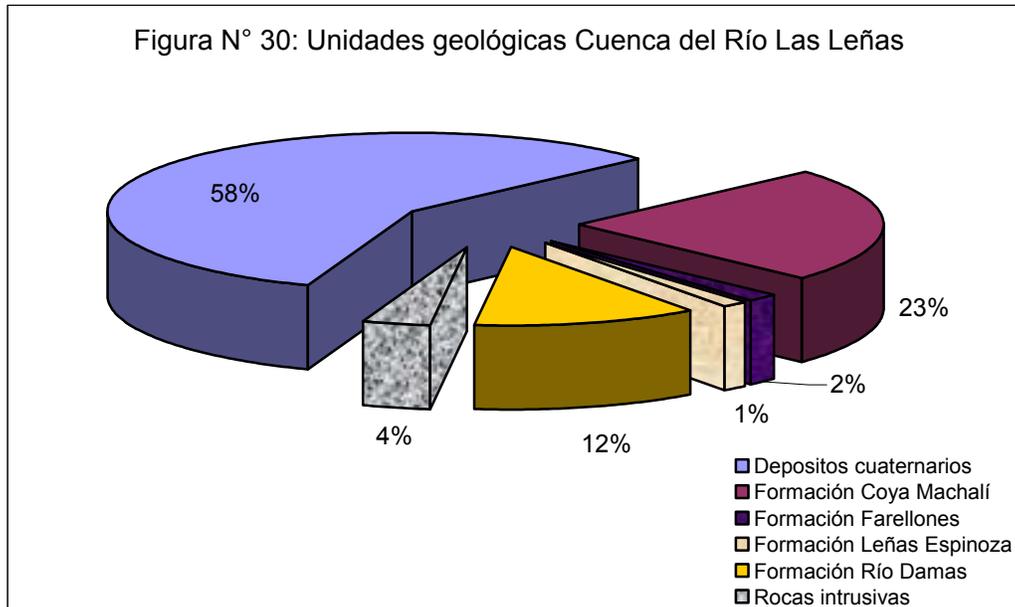


Tabla N° 11: Características principales de las unidades geológicas reconocidas en la cuenca del Río Las Leñas.

Denominación /edad	Área (km ²)	Descripción / Tipo rocas
Formación Río Damas.	21.01km ² (12.1%)	Sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones de potentes series de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas, y de esporádicos sedimentos químicos.
Mesozoica		Las rocas predominantes son: areniscas rojas con facies arcillosas y tobíferas; conglomerados y brechas de andesita con matriz arenosa, de coloración rojiza, violácea, verdosa y gris oscura; y brechas efusivas con fragmentos porfíricos con fenocristales de plagioclasa y otros de lava violácea y verdosa con almendrillos y grandes feldespatos tabulares.
Jurásica		
Kimmeridgiano		
Formación Leñas - Espinoza	2.28 km ² (1.31%)	Sedimentos marinos constituidos por rocas clásticas y estratos calcáreos fosilíferos, dispuestos en un sinclinal angosto, fuertemente plegado, el cual se presume fallado.
Mesozoica		Las rocas predominantes son lutitas, areniscas calcáreas y calizas.
Jurásica		
Titoniana		En el área del sinclinal el color es gris verdoso y gris oscuro, mientras que en el borde occidental predominan los colores claros "casi blanco" de los conglomerados.
Formación Coya – Machalí	40.63 km ² (23.40%)	Depósitos terrígenos (principalmente límnicos), rocas efusivas y piroclásticas, especialmente andesitas, basaltos, traquitas, lavas y tobas.
Mesozoica		Gris oscuro azulado y verdoso; rojo grisáceo purpúreo y azul verdoso. En general es más oscura que la Formación Farellones, lo que constituye un elemento de diferenciación entre ellas.
Cretácica		
Formación Farellones	3.03 km ² (1.74%)	Sedimentos terrígenos; lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas de color gris claro
Cenozoica		
Terciaria		
Mioceno Inferior		
Intrusivos de Diorita y Granodiorita	6.13 km ² (3.53%)	Rocas intrusivas
Sedimentos fluviales y glaciales	100.55 km ² (57,9%)	Sedimentos fluviovolcánicos, depósitos morrénicos y de remoción en masa, taludes de gravedad y conos de deyección.
Cuaternaria		

Fuente: Elaboración propia a partir de la Carta Geológica elaborada para la cuenca, en base a antecedentes de CHARRIER (1973 y 1983), CHARRIER *et al.* (1997), CORVALÁN (1959), KLOHN (1960) y VARELA (1986).



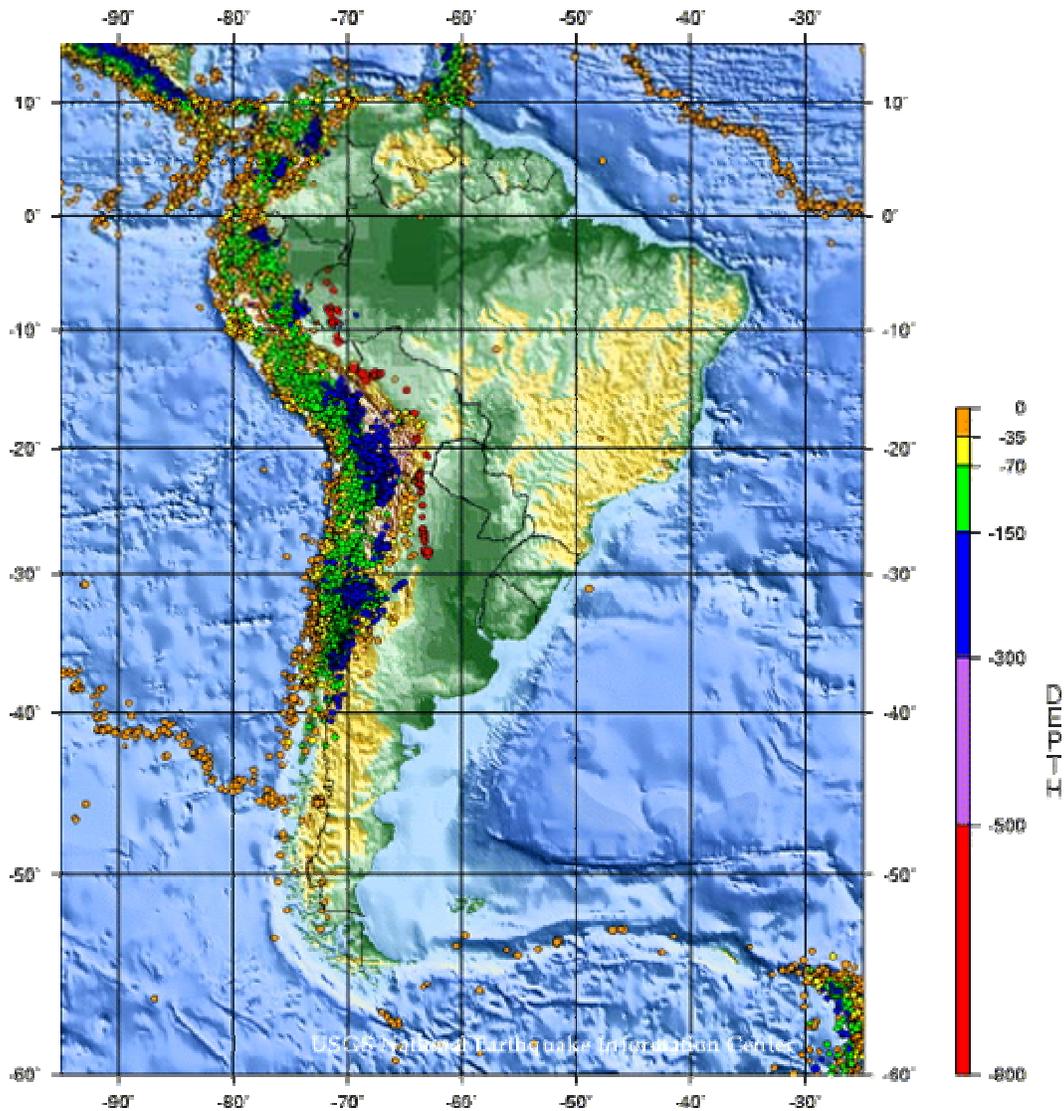
Fuente: Elaboración propia

8.3 TECTÓNICA Y SISMICIDAD DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS

La cordillera de los Andes se origina como producto de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Esta subducción se produce a una tasa aproximada de 6,7 cm/año (NORAMBUENA *et al*, 1999) y convierte al borde occidental del continente sudamericano en una de las zonas de más alta actividad tectónica, sísmica y volcánica del planeta (el terremoto de Valdivia de 1960, con una intensidad de 9.5 M_w sigue siendo uno de los más intensos en la historia registrada de la humanidad). Así, en Chile, la sismicidad esta caracterizada por al menos tres rasgos de importancia: numero de sismos por unidad de tiempo; gran tamaño de los sismos y una diversidad de ambientes tectónicos donde estos ocurren (www.dgf.uchile.cl).

Un ejemplo gráfico de lo expresado en el párrafo anterior puede ser apreciado en la figura N° 31, que representa la actividad sísmica de Sudamérica para el periodo 1990 -2000. En ella se puede apreciar claramente la alta densidad sísmica en la vertiente occidental del continente. Además de ello, es posible apreciar una clara diferencia en la profundidad de origen de los sismos registrados, entre aquellos asociados a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana y los relacionados con la actividad volcánica de la Cordillera de Los Andes. En general, los primeros se originan a mayor profundidad que los segundos.

Figura N° 31: Sismicidad en América del Sur para el periodo 1990 – 2000



Fuente: UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS, 2007).

Como se expresara, en el capítulo relacionado con los antecedentes teóricos de este estudio, la sismicidad, constituye uno de los factores detonantes más relevantes de los procesos de remoción en masa y por ello, en un trabajo orientado al análisis de estos procesos, ella no puede ser obviada.

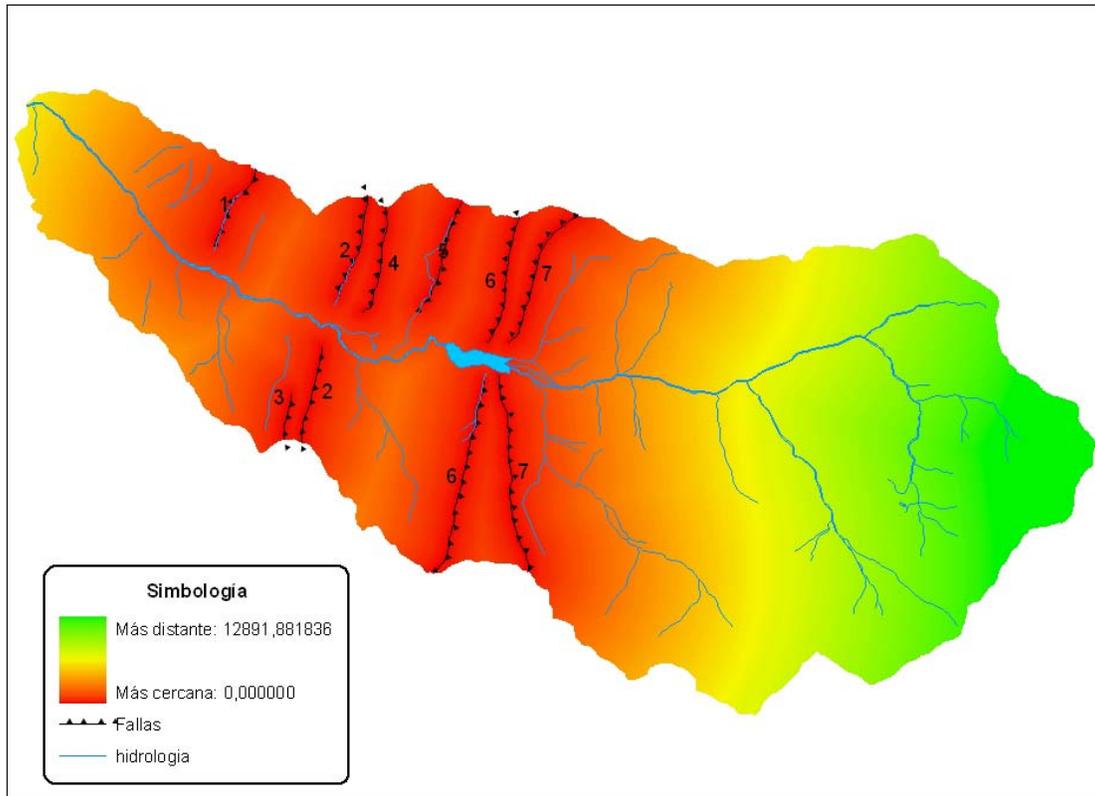
Comúnmente se asume que el origen de muchos sismos (aunque no la totalidad) esta en el fallamiento (BELL, 1999), puesto que es en gran medida, a lo largo de los planos de ruptura en donde se producen los movimientos de la corteza terrestre. El desplazamiento

a lo largo de las fallas puede ocurrir tanto a través de suaves movimientos, como resbalamientos súbitos de los bloques en contacto.

Existe una concentración de la energía en el punto donde se genera desplazamiento en la falla (hipocentro), la cual es irradiada a partir de este en punto a través de ondas primarias (P), secundarias o de choque (S) y superficiales (L). Una vez producido el movimiento en una falla, y en la medida que aumenta la distancia desde esta, la energía disminuye, la duración de la sacudida aumenta y su intensidad decrece. Como es de esperar, esta variación a la baja de la intensidad, implica también, sobre materiales homogéneos, un descenso en las posibilidades de que la sacudida pueda alterar la condición de equilibrio de los materiales de las laderas.

Al revisar los antecedentes utilizados para elaborar la carta geológica de la cuenca del río Las Leñas (CORVALAN, 1959; KLOHN, 1960; CHARRIER, 1983; VARELA, 1986 y; CHARRIER *et al*, 1997), es posible observar que existen en ella 7 fallas principales. Estas fracturan la cuenca en su zona intermedia según se muestra en la figura N° 32, donde se ilustra, además, la distancia existente hacia estas desde cada punto de la cuenca.

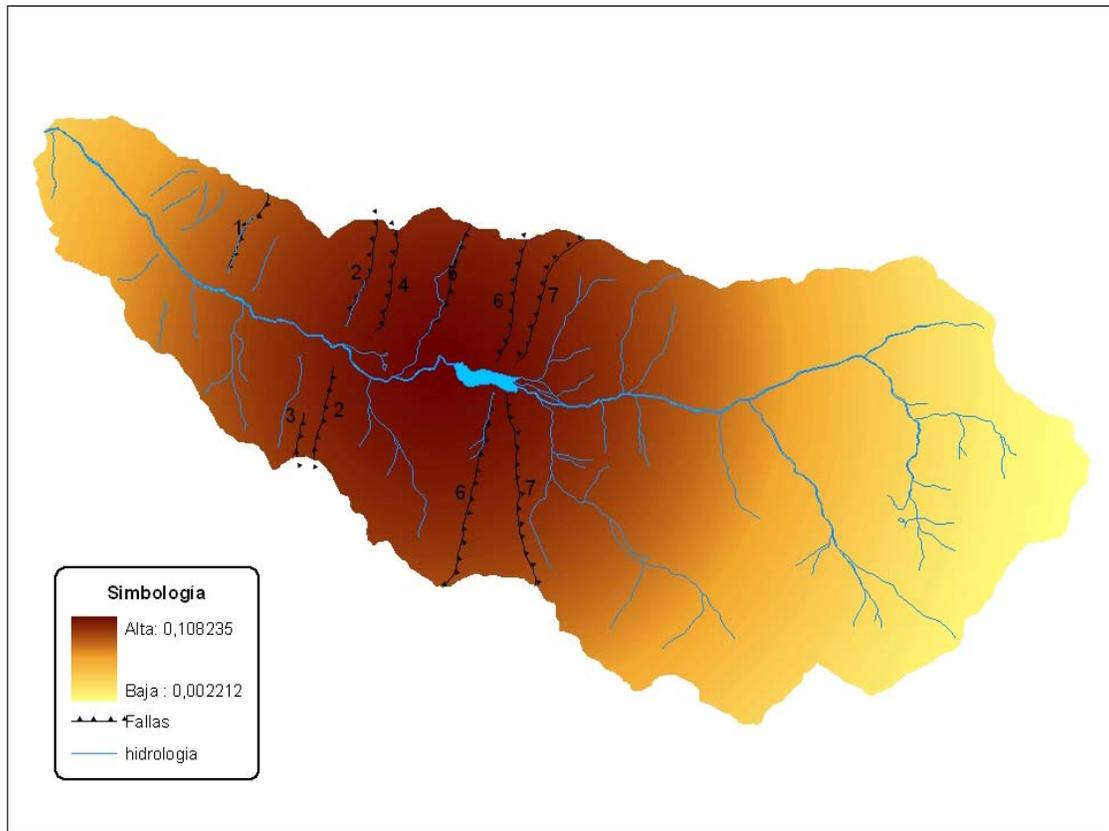
Figura N° 32: Distancia a las fallas desde el resto de la cuenca en el río Las Leñas.



Fuente: Elaboración propia

Esta concentración de fallas en la zona intermedia de la cuenca genera una notable diferencia en la densidad de estas por km^2 en la misma (situación posible de observar en la figura N° 33). No obstante lo anterior, y a pesar del fuerte fracturamiento y plegamiento de la zona, no existe a la fecha un estudio de detalle de las condiciones estructurales de pliegues y fallas el área de estudio.

Figura N° 33: Densidad de fallas por km² en la cuenca del río Las Leñas



Fuente: Elaboración propia

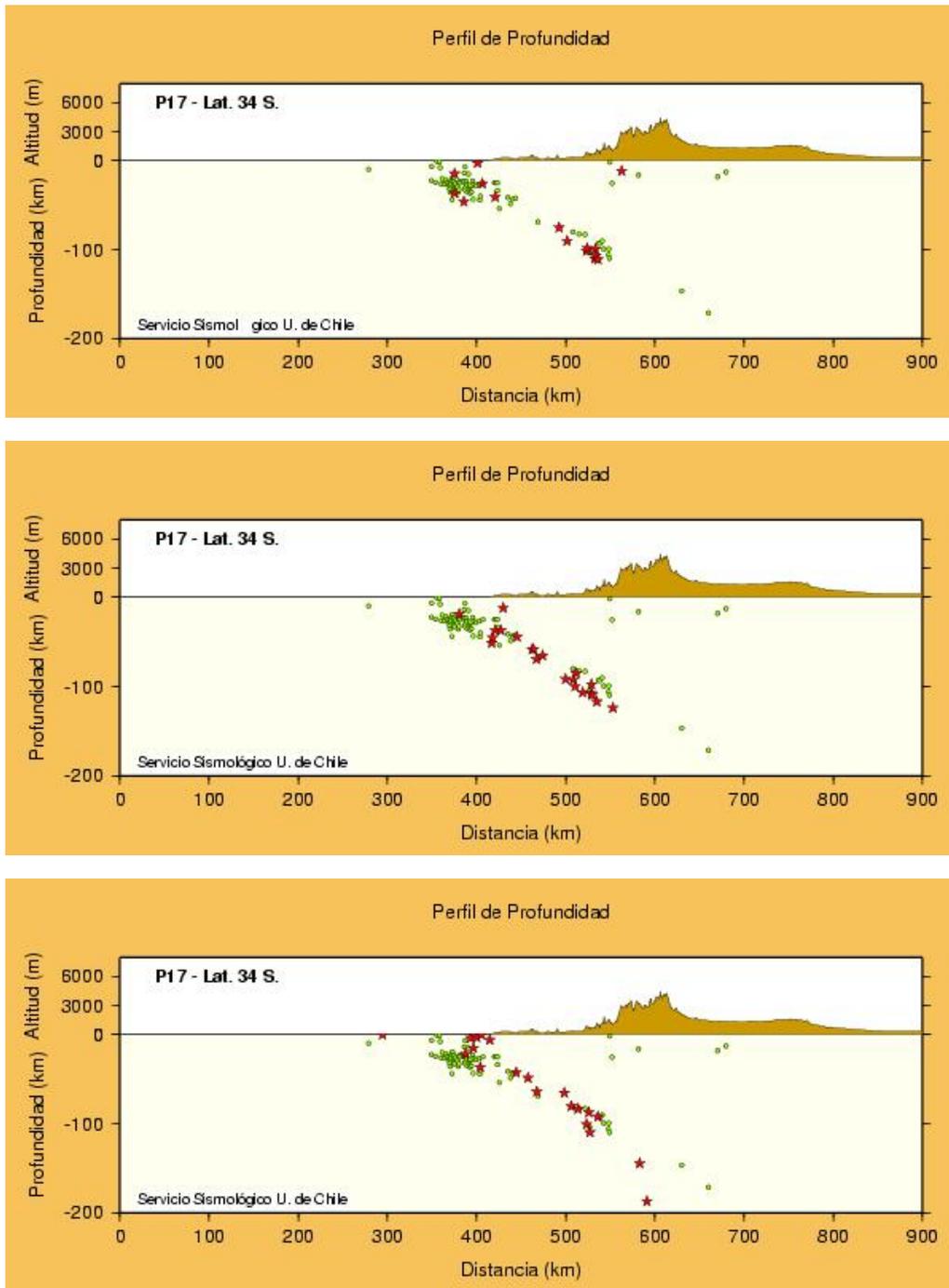
Derivado de lo expresado en el párrafo anterior, durante el desarrollo de esta investigación no existieron datos suficientes para describir el estado de actividad de estas fallas y la implicancia de una hipotética actividad de las mismas. No obstante ello, cabe hacer mención a una serie de observaciones respecto de la zona en que ellas se encuentran emplazadas y de la conexión potencial, o la forma de respuesta de este sistema de fallas frente, a eventos sísmicos de carácter regional.

- En la zona de más alta densidad de fallas se encuentran también algunos de los depósitos de remoción en masa, tanto del tipo avalancha de rocas, como conos coluviales, de más alto volumen desplazado de la cuenca. Estos, descritos en detalle por VARELA (1986), en conjunto con los depósitos de morrenas existentes en el área han obstruido el curso de las aguas del río Las Leñas, dando origen a la laguna El Yeso.

- En una escala de carácter regional, a una latitud y longitud equivalente, es posible apreciar una permanente actividad sísmica superficial. Como ejemplo de ello, se incluyen en la figura 34 tres perfiles sísmicos correspondientes a los meses de febrero agosto y diciembre del año 2000⁶ y en la figura 35, los perfiles correspondientes a los mismos meses para el año 2006. Los antecedentes de estos perfiles reafirman claramente lo señalado por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (2004, en CHAVEZ, 2005), respecto de la existencia de una gran sismicidad ínterplacas, con un promedio de 10 a 15 sismos diarios registrados en las estaciones sismológicas de este servicio, no obstante señala que debido a la profundidad de estos (aproximadamente 100 km) estos tendrían un efecto menor que los sismos superficiales en la detonación de procesos de remoción.
- Tal como señala BELL (1999), los movimientos y sismos producidos en los sistemas de fallas mayores, pueden provocar pequeños desplazamientos en otras fallas no relacionadas, a muchos kilómetros de distancia, y frecuentemente provocar deslizamientos y otros tipos de remociones en masa dentro, de un radio de 40 Km. desde el foco de un temblor o terremoto.

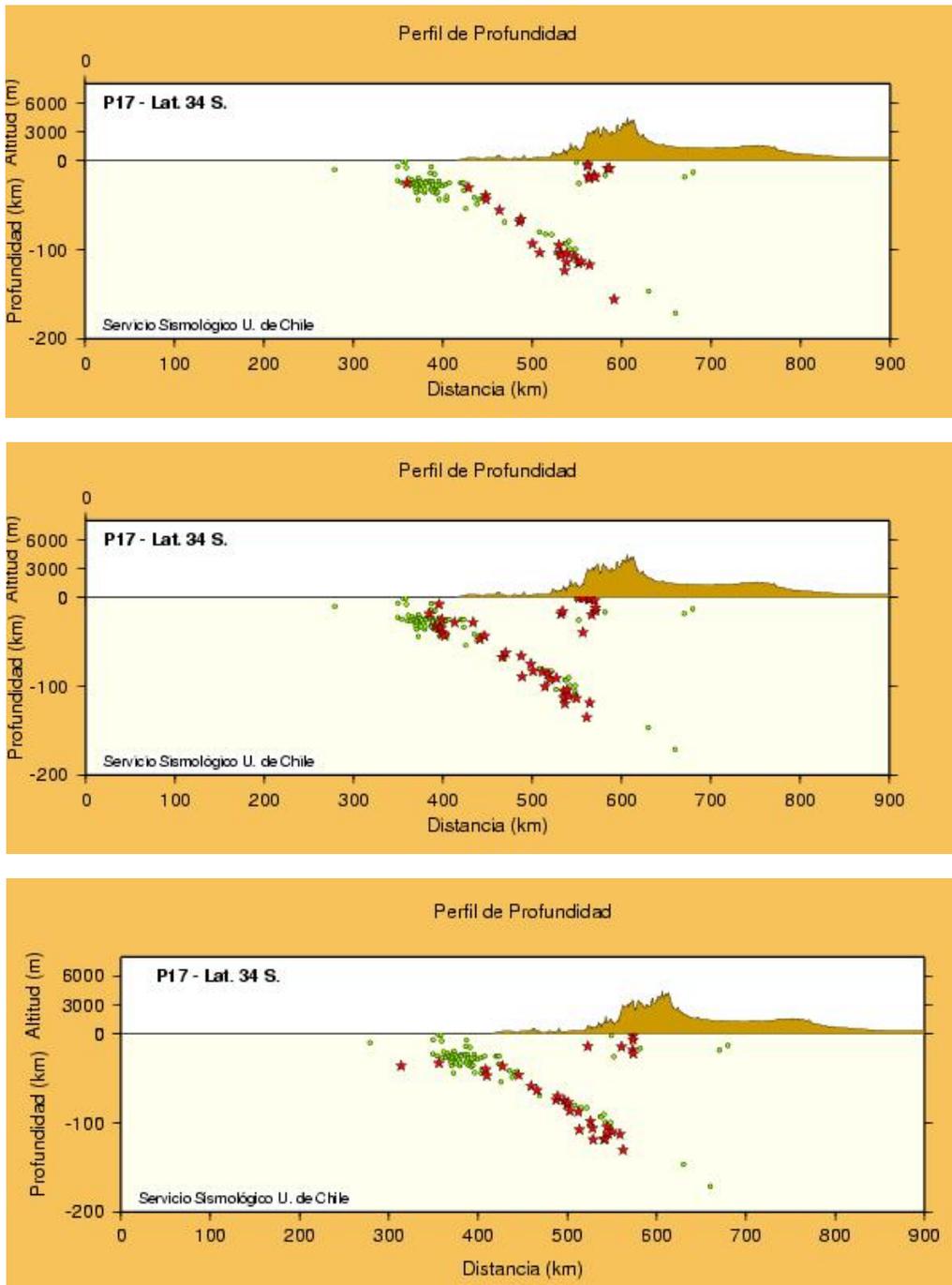
⁶ Se consideró la inclusión de los perfiles correspondientes al año 2000, pues las fotografías utilizadas para la fotointerpretación corresponden a vuelos efectuados durante el año 2001.

Figura N° 34: Perfiles sísmológicos regionales, a la latitud de la cuenca del río Las Leñas, meses de febrero, agosto y diciembre de 2000.



Fuente: Servicio Sismológico Universidad de Chile (<http://ssn.dgf.uchile.cl>, consultada el 11/08/2007)

Figura N° 35: Perfiles sísmológicos regionales, a la latitud de la cuenca del río Las Leñas, meses de febrero, agosto y diciembre de 2006.



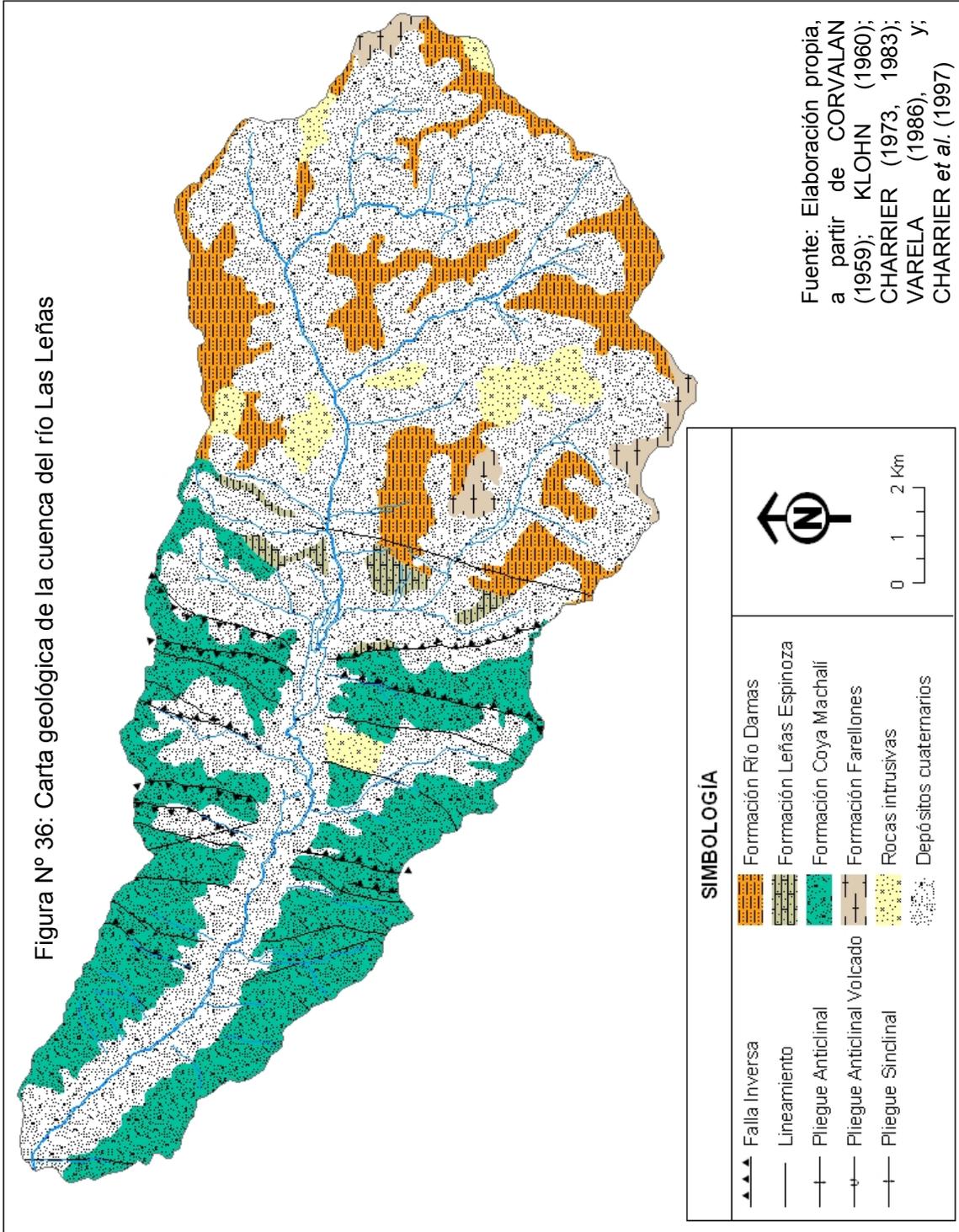
Fuente: Servicio Sismológico Universidad de Chile (<http://ssn.dgf.uchile.cl>, consultada el 11/08/2007)

En el contexto de lo anterior, y a pesar de que no existen datos disponibles para comprobar una hipótesis como la planteada, es dable pensar que, aunque el sistema de

fallas pudiese encontrarse genéticamente inactivo, este tuviese cierto nivel de respuesta frente a eventos sísmicos producidos, tanto en los sistemas regionales de fallas mayores, como en la zona de contacto interplacas.

Por último, una perspectiva gráfica global de los antecedentes detallados en este punto, pueden ser apreciados en la carta geológica elaborada para el área de estudio que muestra la figura 36.

Figura N° 36: Carta geológica de la cuenca del río Las Leñas



Fuente: Elaboración propia, a partir de CORVALAN (1959); KLOHN (1960); CHARRIER (1973, 1983); VARELA (1986), y; CHARRIER *et al.* (1997)

9.0 GEOMORFOLOGÍA

9.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO GENERAL

El río Las Leñas es un afluente altoandino del río Cachapoal, su cuenca de drenaje posee una superficie de 173.6 km² y un perímetro de 67.77 km. En un sentido planimétrico ascendente, la cuenca muestra un estrecho encajonamiento en su parte inferior, donde la altitud del valle es de 1300 m.s.n.m., mientras que las divisorias que la circundan se elevan rápidamente por sobre los 2000 m.s.n.m. con pendientes pronunciadas, tomando las vertientes, tanto norte, como sur una posición de Hog-back, es decir con ángulos de buzamiento de las capas superiores a los 60°, y en general cercanos a la vertical.

Las divisorias de agua que la separan tanto, de la cuenca principal del río Cachapoal, como del río Cortaderal corresponden (en el mismo orden) al Cordón Las Vegas y Cordón Arriaza por el norte y al Cordón de Espinoza por el sur, con rangos de altitudes máximas por el norte y sur en torno de los 3.700 m.s.n.m.. Sin embargo, los rangos máximos de altitud de la cuenca se localizan en la cabecera, en la parte más oriental de la misma, en la divisoria de aguas correspondiente al límite internacional de Chile con la República Argentina, en donde las altitudes se elevan en general por sobre los 4.000 m.s.n.m. con una altitud máxima para la cuenca reconocible en el Monte del Atraveso con 4.590 m.s.n.m.

Como se expusiera con anterioridad, el valle del río Las Leñas se encuentra inserto en dos ambientes morfoclimáticos distintos (media y alta montaña), modelado sobre estructuras de origen sedimentarias de tipo continental y marino fuertemente plegadas y tectonizadas, situación que sumada a la acción de los ciclos de hielo – deshielo propios de estos ambientes periglaciares, proporciona abundantes cantidades de materiales coluviales que son depositados al pie de las vertientes, las que a su vez presentan pendientes pronunciadas y fuertemente excavadas por la actividad paraglaciar.

En general, el valle principal muestra aún la forma clásica de un valle glacial donde la asociación vertiente fondo de valle presenta un perfil transversal en forma de “artesa” o “U”, aunque la intensa actividad paraglaciar y periglacial a retrabajado las vertientes, formando depósitos en la zona de contacto o de base de vertiente que modifican en

alguna medida el perfil transversal, otorgándole a algunas áreas un perfil en “V” característico de los valle fluviales.

Sobre la vertiente norte de la cuenca es fácil distinguir formas heredadas de la última glaciación del Würn –entre 70.000 y 11.000 o 10.000 años aproximadamente (VARELA, 1986; VIVAS, 1984)- y desde la Piedra del Contrabandista (6.192.650 N – 382.000 E) aguas arriba es notoria la sucesión de circos glaciares, que albergaron tiempo atrás glaciares colgantes tributarios de la lengua mayor, que descendía por el valle principal hasta conectar con el glaciar del río Cachapoal. Este tipo de sucesión, si bien también es esperable en la vertiente sur, no es tan fácil de apreciar, producto de que es precisamente hacia el sur donde la cuenca se abre y de donde provienen sus principales afluentes (Cajón de Flores; Cajón de Espinoza; Quebrada El Colorado; Estero Los Cruceros y Estero Balmaceda).

Algunas de las evidencias reconocibles de la pasada actividad glaciar pueden ser observadas en el área de las Lagunillas Borgollones y la Laguna del Yeso, la que es originada a partir de diversas barreras morrénicas y depósitos de remociones en masa que obstruyen el flujo de las aguas del dren principal (VARELA, 1986).

Dada la disposición de la estructura geológica, tanto en la vertiente norte, como en la vertiente sur de la cuenca es posible reconocer algunos patrones en la disposición de las vertientes, asociados al manteo de los estratos, al radio de los pliegues, a los planos de fallas, fracturas, discontinuidades geológicas, etc.. Entre los más destacables de estos, se puede describir el que se observa en la vertiente sur del eje del río Las Leñas, constituido por las vertientes de las cuencas del Estero Balmaceda, Estero Crucero y Cajón de Espinoza. Las vertientes de estas cuencas presentan un patrón tal que de Este a Oeste, la vertiente de exposición Este se encuentra en posición conforme y la de exposición Oeste en posición inversa, siendo notorias las diferencias de rugosidad y aporte de material detrítico entre una y otra posición.

9.2 UNIDADES IDENTIFICADAS

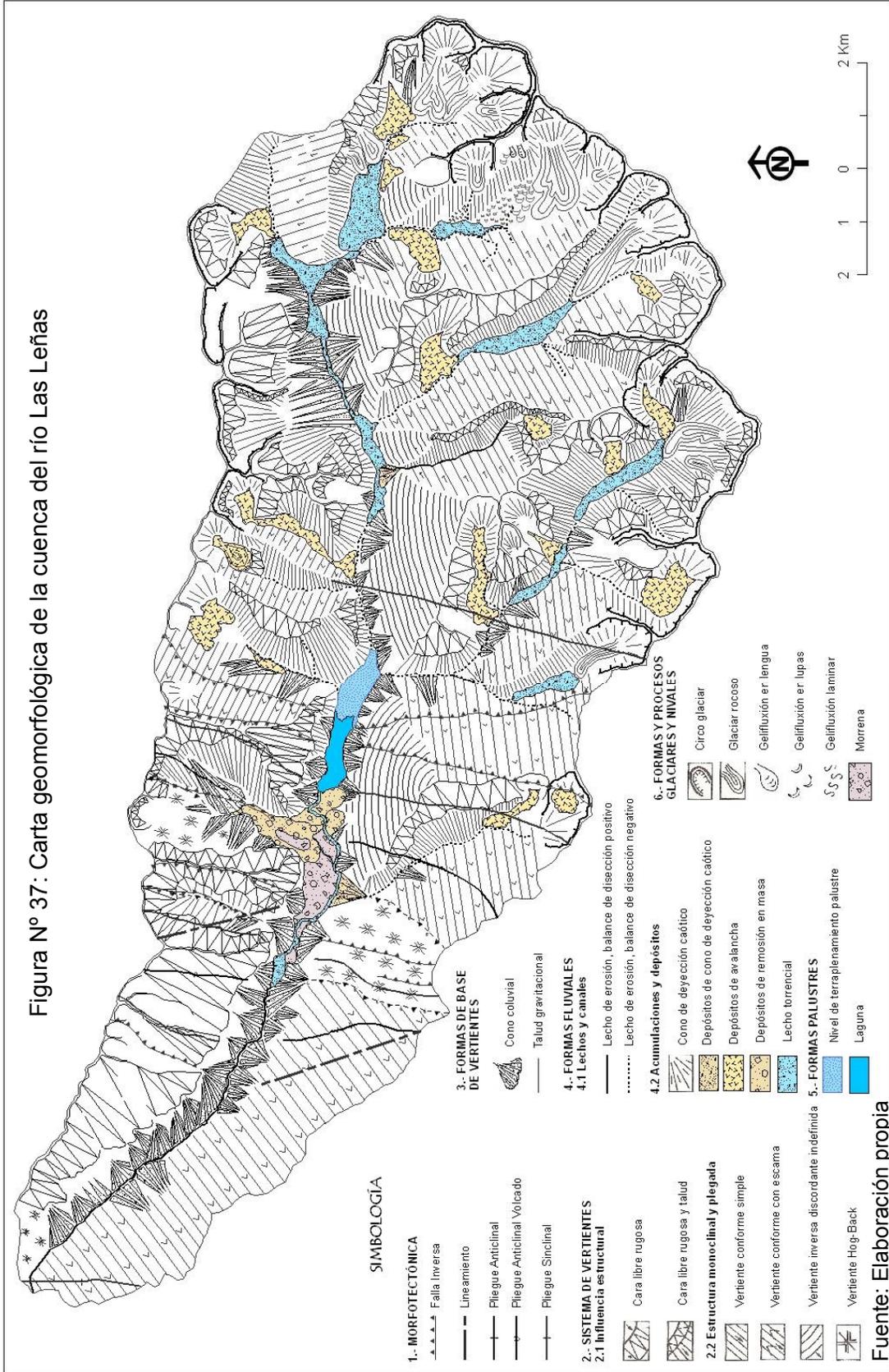
Tal como se señalara con anterioridad, el análisis geomorfológico de la cuenca parte con la elaboración de la carta geomorfológica de la misma, la cual ha sido elaborada en su

mayoría, a partir de la propuesta realizada por ARAYA - VERGARA (1985) y toda vez que ello no ha sido posible, a partir de lo detallado en el sistema clasificatorio ideado por TRICART (1971) para el SERVICE DE DOCUMENTATION ET DE CARTOGRAPHIE GÉOGRAPHIQUES (Francia), en el mismo año. Dado que la concepción cartográfica propuesta por ARAYA – VERGARA (1985) parte considerando a la morfotectónica de bloques como primer elemento a representar en la carta geomorfológica, pero que el análisis de ella (de la morfotectónica) ha sido realizado en el punto relacionado con la geología del área e estudio, esta es sólo representada en la carta geomorfológica, pero no vuelta a discutir en esta sección.

De acuerdo con la consideración anterior, la carta geomorfológica elaborada representa; (1) la morfotectónica; (2) los sistemas de vertiente; (3) las formas de base de vertiente; (4) las formas fluviales; (5) las formas palustres, y; (6) las formas y procesos glaciales y nivales, susceptibles de ser reconocidos y mapeados de manera integrada, a la escala de análisis de este estudio.

De esta manera, la figura N° 37, correspondiente a la carta geomorfológica elaborada para la cuenca del río Las Leñas, expone las principales unidades geomorfológicas identificadas en la misma, de acuerdo con las metodologías cartográficas citadas anteriormente y las prioridades de representación señaladas en el párrafo anterior.

Figura Nº 37: Carta geomorfológica de la cuenca del río Las Leñas



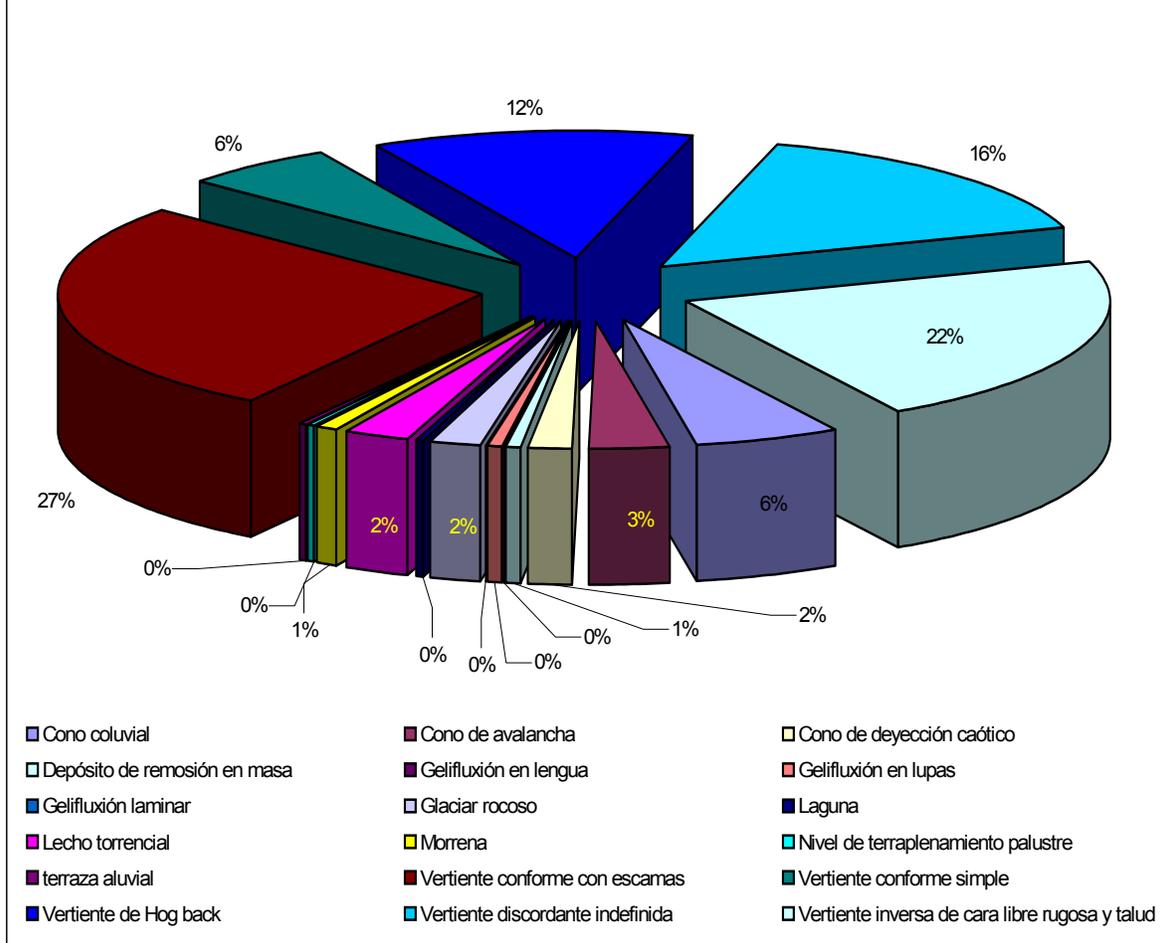
Considerando los objetivos de este trabajo, las unidades geomorfológicas que revisten mayor interés por las características o procesos geomorfológicos que representan y por su amplitud espacial corresponden a las relacionadas con el sistema de vertientes, las formas de contacto, las formas fluviales polifásicas, las acumulaciones y las formas palustres. Estas unidades se exponen, a modo de resumen en la tabla 12 y la figura 38, y se describen en detalle a continuación, poniendo énfasis en su ubicación espacial, sus características principales y los procesos de remoción a los cuales se ven sometidas, entre otros aspectos.

Tabla N° 12: Unidades geomorfológicas de la cuenca del río Las Leñas

Unidades geomorfológicas	Área (m ²)	Área (km ²)	%
Vertiente conforme con escamas	47027406,8	47,0	27,09
Vertiente conforme simple	10282675,0	10,3	5,92
Vertiente de Hog back	21215885,1	21,2	12,22
Vertiente discordante indefinida	27136739,7	27,1	15,63
Vertiente inversa de cara libre rugosa y talud	37546642,2	37,5	21,62
Conos coluviales	9843110,9	9,8	5,67
Conos de avalancha	5226417,2	5,2	3,01
Conos de deyección caóticos	2804393,5	2,8	1,62
Terrazas aluviales	604869,8	0,6	0,35
Lechos torrenciales	4031286,8	4,0	2,32
Morrenas	1342172,9	1,3	0,77
Depósitos de remoción en masa	1057850,4	1,1	0,61
Nivel de terraplenamiento palustre	569484,4	0,6	0,33
Glaciares rocoso	3722770,3	3,7	2,14
Gelifluxión en lengua	39535,1	0,0	0,02
Gelifluxión en lupas	605100,4	0,6	0,35
Gelifluxión laminar	83473,5	0,1	0,05
Lagunas*	488931,1	0,5	0,28
Superficie total cuenca	173.628.745,0	173,6	100,00

Fuente: Elaboración propia (*Se incluye la superficie ocupada por lagunas solo a efectos de completar la superficie correspondiente a la cuenca en su totalidad. No se analiza su caso, pues él es tratado en detalle en sección correspondiente a la hidrografía).

Figura N° 38: Distribución de la superficie por unidad geomorfológica identificada



Fuente: elaboración propia.

9.2.1 Sistemas de vertientes

(i) Vertiente conforme simple: vertiente desarrollada en la misma dirección del buzamiento de las capas, de manera que presentan poca rugosidad, son consecuentes a la estructura. En este tipo de vertiente la disección no altera el aspecto liso de la vertiente. En su definición original, las vertientes conformes simples presentan poca disponibilidad de material para ser evacuado, pero en este caso en particular y debido al ambiente morfoclimático en el que se desarrollan, es posible apreciar bastante material detrítico inconsolidado en las vertientes en cuestión, situación que les otorga un aspecto muy similar a lo que se ha denominado vertiente de Richter. En la cuenca es posible distinguirlas en la ribera sur del río Las Leñas y además en una sucesión de vertientes conforme - inversa separadas por la incisión de los colectores mayores en los estratos de

la formación Río Damas, tanto en la cuenca del estero Balmaceda, estero Los Cruceros y quebrada El Colorado. Considerando los otros tipos de vertientes reconocibles en la cuenca, estas vertientes son las de menor amplitud geográfica, ocupando una superficie de 10.3 km² que representa el 5.9% del total de superficie de la cuenca.

(ii) Vertiente conforme con escamas: vertiente desarrollada en la misma dirección del buzamiento de las capas, de manera que presentan poca rugosidad, son consecuentes a la estructura. Estas vertientes presentan escamas con puntas de espolón apuntando aguas arriba; están separadas por microrelieves o disecciones mayores, incluso con drenaje lineal. La disponibilidad de clastos no parece ser mayor que en el caso anterior, pueden ser reconocidas en la cuenca formando parte de la misma secuencia conforme – inversa descrita para tal caso, aunque ocupan una superficie bastante mayor, siendo el tipo de vertientes de mayor distribución en la cuenca con 47 km², equivalente al 27,09% de la superficie total.

(iii) Vertiente inversa con cara libre rugosa y talud: En la cuenca son parte de la sucesión descrita hasta anteriormente, formada principalmente sobre estratos de la formación Río Damas en la rivera sur del eje principal del río Las Leñas y que es posible reconocer en la parte alta de la cuenca por sobre los 2.200 m.s.n.m.. Estas vertientes son anaclinales y, por lo tanto, al ser incididas producen mayor rugosidad rocosa dadas las diferencias de dureza de las capas. Como los planos de estratificación son disectados en forma discordante, la tendencia a la erosión es mayor. Este tipo de vertiente es el segundo en importancia, en cuanto su amplitud geográfica, ocupando una superficie de 37,5 km² en la cuenca, es decir el 21,6% de la superficie total de la misma.

(iv) Vertiente discordante indefinida: Es un tipo de vertiente monoclinal que esta fuera de la posición conforme o inversa, es decir, se exponen transversalmente al buzamiento de las capas. Por el nivel de incisión, el grado de rugosidad y los montos de materiales que producen, en la cuenca son bastante similares a las vertientes de posición inversa. En atención a que el objetivo de esta investigación es generar una herramienta especialmente útil para la prevención de desastres naturales, a lo que es posible observar en las fotografías aéreas utilizadas y a los antecedentes obtenidos de la campaña de terreno, las vertientes discordantes son asimiladas acá a las vertientes inversas de cara libre rugosa y talud en cuanto a su capacidad para producir materiales y al nivel de

susceptibilidad de desarrollar procesos de vertientes capaces de provocar riego para la población, su infraestructura y actividades asociadas. La superficie abarcada por este tipo de vertientes es de 27, 1 km², es decir el 15,6 % de la superficie total de la cuenca.

(v) Vertiente de Hog-Back: Se observan desde confluencia del río Las Leñas con el río Cachapoal hasta aproximadamente la altura de la confluencia de la quebrada Borgollones y el Cajón de Flores con el río Las Leñas, en la vertiente norte y sur, respectivamente. Estas presentan un buzamiento muy marcado, casi vertical, de las capas lo que hace que la vertiente muestre gran rugosidad y potentes taludes de material inconsolidado al pie de las mismas, ocupan una superficie de 21,2 km², representando el 12,2% de superficie de la cuenca.

9.2.2 Formas de base de vertiente o de contacto

Corresponden a aquellos depósitos originados por materiales provenientes de las partes altas de las vertientes y transportados, ya sea por gravedad pura o por asistencia del agua u otro medio, a las zonas más bajas. De este tipo, por la escala de trabajo empleada y el dominio morfoclimático del estudio sólo fue posible reconocer conos coluviales y taludes gravitacionales, de los cuales se describen sus principales características a continuación.

(i) Conos coluviales: Estos se ubican casi en su totalidad en la vertiente norte y sur del eje principal del río Las Leñas. Es la geoforma de contacto entre sistemas de vertientes de Hog-back, discordantes indefinidos e inversos más común del área. Estos depósitos basales ocupan una superficie total de 9.8 km², lo que representa el 5.67% de la superficie de la cuenca.

De acuerdo con su posición geográfica (altura y exposición fundamentalmente) y su posición topología (relación con otras geoformas y sus procesos asociados), además de sus materiales de origen, estos depósitos presentan marcadas diferencias en su geometría, calibre de sus materiales y grado de actividad/estabilización. En general, pueden identificarse a grosso modo 4 zonas o pisos en donde las diferencias entre estos depósitos son mayores, las cuales se describen a continuación:

- Confluencia del Río Las Leñas – Laguna del Yeso. En este segmento los conos coluviales se encuentran relativamente estabilizados producto del desarrollo de una cubierta vegetal de densidad diferenciada, que va desde algunas zonas de bosque y matorral esclerófilo abierto en las zonas bajas hasta una rala cubierta herbácea en las zonas altas. A pesar de ello, y dado que estos depósitos son correlativos a la actividad desarrollada en las zonas altas, estos se encuentran frecuentemente incididos por la actividad de flujos de detritos fácilmente apreciables, sobretodo, en la vertiente Norte del río Las Leñas. La geometría de los depósitos presenta una marcada concavidad basal y pendientes relativamente menores que los depósitos de las zonas más altas.



Figura N° 39: Vista vertiente Norte de la Cuenca del río Las Leñas en el segmento comprendido entre la confluencia de este con el río Cachapoal y la Laguna del Yeso. Nótese el grado de estabilización de los conos coluviales producto de la colonización por vegetación, puede verse la degradación de la vegetación desde arbórea a herbácea en relación a su emplazamiento desde la zona distal de los conos hasta el ápice de los mismos. Al pie de la fotografía puede verse la alta cubierta herbácea y alguno de los arbustos (zona izquierda inferior de la fotografía) que colonizan la vertiente Sur de la cuenca a la misma altura, en donde se presenta una situación similar de estabilización, pero sobre conos de mayor pendiente y un perfil geométrico más rectilíneo.

- Sector de la Laguna del Yeso. Tanto en la riera Norte como Sur de la laguna se aprecian potentes depósitos de materiales inconsolidados, de calibres incluso superiores a 2 m de longitud en sus ejes y fuertes pendientes (superiores a 35°). La posición de los depósitos coincide con una de las zonas de mayor plegamiento y fractura presentes en la cuenca y en general el ápice de los conos de mayor dimensión esta asociado a alguno de los lineamientos del área. Tanto la magnitud de

los depósitos, el calibre de los materiales y la presencia de otros tipos de depósitos originados por procesos de remoción en masa, como la asociación de los conos con los fracturamientos del área hace suponer que la actividad tectónica y sísmica han tenido en el pasado y tienen en el presente un grado importante de responsabilidad en la formación y dinámica de estos depósitos.



Figura N° 40: Vista de la parte suroriental de la Laguna del Yeso. A la derecha de la fotografía puede verse la zona distal de uno de los conos coalescentes de la vertiente Sur de la laguna. Como muestra la gráfica el depósito posee una fuerte pendiente, granulometría de calibres diferentes (con algunos elementos capaces de obstruir por sí mismos completamente el camino existente en el área, el cual es constantemente sometido a mantenimiento) y ningún elemento estabilizador, lo que permite inducir una juventud relativa de los materiales y la actividad reciente, como actual, de los procesos que han formado el depósito.



Figura N° 41: Vista de la zona suroccidental de la Laguna del Yeso. Como se aprecia en esta imagen y en la anterior, en toda la zona alrededor de la laguna existen depósitos de conos coluviales coalescentes inmaduros, actualmente activos.



Figura N° 42: Vista del sector noroccidental de la Laguna del Yeso. En la imagen se puede apreciar claramente la zona del ápice de un potente depósito coluvial. Este expande su abanico a partir de un punto localizado en el eje de una fractura. Además de la acción puramente gravitacional, pueden verse algunas señales de actividad de *debris flow* en el cono.

- Sector entre la Laguna del Yeso (aguas arriba) hasta la confluencia del río Las Leñas con el estero Los Cruceros. En este segmento los conos coluviales en ambas vertientes del eje del río Las Leñas disminuyen sus pendientes, el calibre de sus materiales y presentan algún grado de colonización, relativamente homogéneo, por

parte de una vegetación de tipo herbáceo, la cual va disminuyendo conforme aumenta la altura hasta prácticamente desaparecer a la altura de la confluencia entre el río Las Leñas y el estero Los Cruceros (2.400 m.s.n.m.). En la observación y análisis de fotografías aéreas y de una imagen satelital (Landsat 7 del 23/03/87) es posible apreciar que no existe vegetación por sobre los 3.000 m.s.n.m., situación que es coincidente con las observaciones de terreno.

En esta zona los conos ocupan posiciones coalescentes, con pendientes rectilíneas. Lo anterior permite que en ocasiones estos conos presenten aspecto de “delantales” más que de abanicos bien perfilados, los materiales son ostensiblemente más finos que en la zona anterior y frecuentemente los conos son erosionados por la acción de los *debris flows*.



Figura N° 43: Morfología, materiales, grado de estabilización y actividad en los conos coluviales del sector Laguna del Yeso. Como se aprecia en la gráfica la geometría del cono refleja una pendiente relativamente rectilínea (del orden de los 30°) y materiales parcialmente homogéneos, cuestión que da cuenta de algún grado de selección en los mismos, por lo tanto la presencia de otros procesos de erosión y acumulación además de los derivados puramente de la acción de la gravedad. Por otra parte, también es posible apreciar el grado de estabilización del depósito producto de la presencia de una cubierta herbácea, como asimismo los canales de erosión provocados por procesos de avalanchas.

- Zona aguas arriba de la confluencia entre el estero Los Cruceros y el río Las Leñas. Como ya hemos señalado a partir de este punto y aproximadamente a partir de los 3.000 m.s.n.m. desaparece completamente la vegetación y la dinámica periglacial se hace mucho más evidente. Los conos coluviales observados en esta zona están

formados por materiales inconsolidados, poseen fuertes pendientes (sobre 35°) y perfil geométrico rectilíneo. Estos depósitos son en gran medida formados por la acción de la gravedad pura, aunque es posible reconocer en la mayoría de ellos la acción de los *debris flow*. Una característica particular de esta zona tiene que ver con el desarrollo de muchos conos coluviales a partir de las paredes de los circos glaciares, glaciares rocosos del área ubicados en las partes más altas de las vertientes. Esto se traduce en la formación de potentes depósitos y de gran desarrollo vertical que cubren de detritos desde las zonas altas hasta el fondo de valle las vertientes.



Figura N° 44: Vista de la configuración típica de los depósitos ubicados por sobre los 3000 m.s.n.m.. En la zona alta pueden distinguirse vestigios de las antiguas paredes de algunos pequeños glaciares hoy inexistentes. Sin embargo, muchos de aquellas antiguas áreas de acumulación de circos glaciares sirven hoy para los mismos fines a glaciares rocosos.

(ii) Taludes gravitacionales: Durante la fase de terreno fue posible apreciar en todos los sistemas de vertientes la existencia de *taludes gravitacionales*, los cuales, dada la escala de representación cartográfica (1:50.000) no es posible representar adecuadamente. A pesar de lo anterior, se puede señalar que su desarrollo es muy importante en aquellas zonas de contacto de sistemas de vertientes en posición inversa y discordante. Esto, se estima que se debe fundamentalmente a las siguientes razones:

- para el caso de las vertientes en posición concordante, dada la relativamente menor rugosidad de estas, la disponibilidad de materiales existentes es menor y en aquellos casos donde existe el desarrollo de un talud, estos tienden a desarrollar pendientes

menores o similares a la del buzamiento general de los estratos de la vertiente presentando una morfología similar (como se señaló en puntos anteriores) a la de las denominadas vertientes de Richter, y.

- para el caso de las vertientes de Hog-back, dada su posición casi vertical y la erosión diferencial que sufren los estratos, estos desarrollan a partir de los límites inferiores de erosión de cada estrato incidido formas cónicas muy claras, que no corresponden a taludes gravitacionales, sino a conos coluviales muy bien definidos.

9.2.3 Formas fluviales polifásicas

(i) Terrazas aluviales: El desarrollo de terrazas aluviales en la cuenca es prácticamente inexistente, siendo posible distinguir solo un número reducido de pequeñas unidades, que en total cubren 0.6 km² de la cuenca (0.35 %), configuradas a partir del socavamiento de algunos depósitos al pie de las vertientes involucradas. Dentro de estas las de mayor desarrollo y amplitud superficial corresponden a una serie de unidades ubicadas en la zona media del estero Balmaceda y en su confluencia con el río Las Leñas.

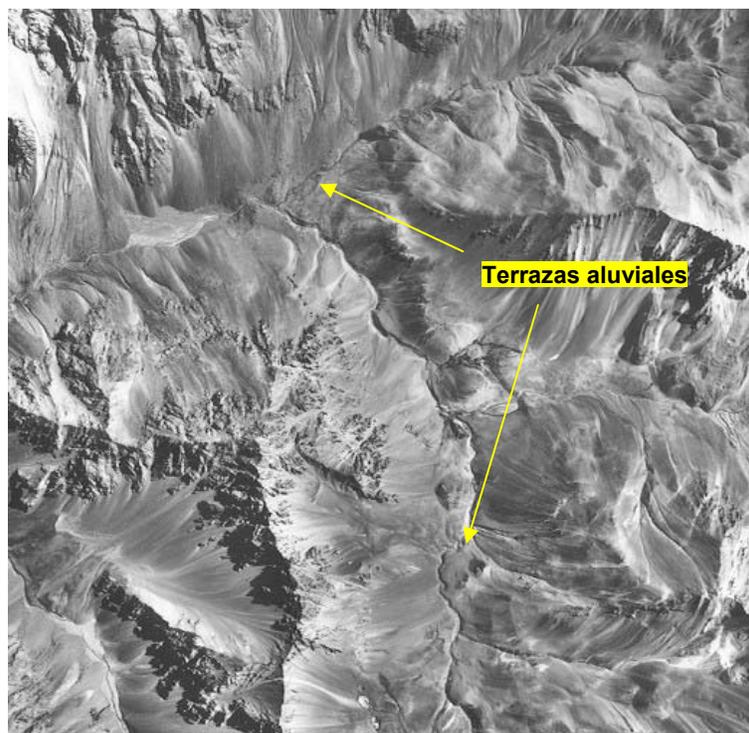


Figura N° 45: Vista de 2 pequeñas terrazas aluviales en la cuenca del río Las leñas.

(ii) Lechos y canales: En la cuenca es posible reconocer tanto lechos de erosión con balance de disección positiva, como negativa. En general la distinción entre el balance esta dada por el cambio de nivel de base del sistema de drenaje de la cuenca introducido por la Laguna del Yeso. Así, aguas abajo de la laguna el balance de disección es positivo, mientras que, a excepción del curso de una pequeña subcuenca en la vertiente sur del eje hidráulico principal, aguas arriba de la Laguna del Yeso, el balance de disección es negativo.

(iii) Acumulaciones y depósitos de fondo de valle:

(a) *Depósitos de avalanchas de roca y detritos*: Corresponden a acumulaciones de grandes dimensiones que pueden ser identificadas en la zona de la Laguna del Yeso y que ya han sido descritos en detalle por VARELA (1986). Consisten de cuatro grandes acumulaciones, de las cuales una fue originada por la dinámica de las vertientes de la quebrada Borgollones y tres por la dinámica de la vertiente Sur del río Las Leñas en una longitud próxima.

Según describe VARELA (1986) el depósito más antiguo (posición central de la vertiente sur) es el que presenta los materiales de menor calibre, con diámetros entre 5 a 20 cm., y algunos elementos aislados mayores que alcanzan diámetros de 2 m. promedio, mientras que los tres depósitos restantes presentan calibres entre 0.2 y 5 m., con algunos bloques excepcionalmente mayores que pueden alcanzar hasta las 12 m.

La superficie que ocupan estos depósitos es de 1.1 km², que representa el 0,61% de la superficie total de la cuenca. Cabe señalar que tanto la concentración de estos depósitos en un área relativamente pequeña y la posición de sus área de detonación, coinciden con una zona de fuerte plegamiento y fracturamiento de las vertientes, lo que hace suponer que el origen de los mismos puede estar asociado con una eventual mayor actividad sísmica de esta área.

La edad de todos los depósitos ha sido estimada en el Holoceno, considerando desde el Holoceno Inferior, para el depósito más antiguo, al Holoceno Superior a subreciente para los depósitos más modernos.

(b) *Lechos Torrenciales*: Los depósitos originados a partir de la dinámica torrencial de las vertientes de la cuenca del río Las Leñas se encuentran fundamentalmente ubicados en las áreas de fondo de valle de los afluentes de este localizados aguas arriba de la Laguna del Yeso. Además de las condiciones de encajonamiento que se dan en la cuenca, aguas abajo de la mencionada laguna, la presencia de este tipo de depósitos, parece estar relacionada con el cambio en el nivel de base de la red hidrográfica provocado por la presencia de la Laguna del Yeso. La superficie ocupada por estos depósitos es del orden de los 4.0 km², es decir un 2.32 % de la superficie total de la cuenca, cuestión que solo debe ser considerada como referencial dada la movilidad estacional de estos depósitos.

(c) *Depósitos de avalancha de nieve*: Con esta denominación se hace referencia a aquellos depósitos directamente originados a partir de la dinámica de avalanchas en la concepción más tradicional de este concepto, es decir, avalanchas de nieve. Cabe señalar que, tal como señala BLIKRA y NEMEC (1998) las avalanchas de nieve son capaces de transportar grandes montos de detritos rocosos de diversos calibres y en la cuenca, estos depósitos están fundamentalmente en las zonas más altas de la misma, por sobre los 2.800 m.s.n.m., casi exclusivamente en vertientes de exposición Oeste y Sur. La superficie que ocupan asciende a 5.2 Km² que representa el 3.01% del área de estudio.

(d) *Conos de deyección caóticos*: Solo dos conos de deyección caóticos fueron reconocidos en la cuenca, ambos en la vertiente sur del río Las Leñas, uno aguas arriba de la Laguna del Yeso y otro, aguas debajo de esta. La superficie que ocupan estos depósitos es del orden de 2,8 km² y su origen se debe presumiblemente a la dinámica torrencial de las dos pequeñas subcuencas que les alimentan de material detrítico.

9.2.4 Formas palustres

(i) Nivel de terraplenamiento Palustre: Esta unidad es reconocible en el área oriental de la Laguna del Yeso, formando un continuo espacial con ella. Corresponde a una zona plana que abarca prácticamente la totalidad de la extensión del fondo del valle, ocupada alternativamente, tanto por las aguas de la laguna, al parecer básicamente en periodos de

fuerres precipitaciones y/o deshielos, como por el delta que forma el río Las Leñas al ingresar a la laguna. Los materiales de la unidad presentan una gradación de finos a gruesos en la medida que se alejan de la laguna, aguas arriba del curso del río Las Leñas. Esto parece deberse fundamentalmente a dos razones; por un lado a que existe un porcentaje de material fino que se deposita por decantación de las aguas en las áreas que, alternativamente, con mayor frecuencia es ocupado por las aguas de la laguna y, por otro a que en la zona más oriental de esta unidad se encuentra la confluencia del cauce del Cajón de Espinoza con el río Las Leñas. Así, tanto los materiales arrastrados por el río Las Leñas, como por el cauce del Cajón de Espinoza son depositados en esta zona, produciéndose un proceso de arrastre y lavado de los materiales por parte de las aguas de estos dos cauces, en forma permanente, provocando el aspecto turbio de las aguas de laguna (dado el contenido de sedimento en suspensión) y el aumento en el tamaño de los materiales, hacia la zona más oriental de la unidad descrita.



Figura N° 46: Área de terraplenamiento palustre localizada en la zona oriental de la Laguna del Yeso. En la parte inferior derecha de la fotografía puede verse un segmento del camino que hoy existe hacia el paso fronterizo Las Leñas, como se aprecia en la fotografía este se emplaza sobre la unidad analizada lo que lo vuelve altamente vulnerable, tanto frente a eventos de crecida del río Las Leñas o Cajón de Espinoza, como al aumento del volumen de agua de la laguna. Los materiales gruesos observados en la parte inferior de la fotografía al interior de la laguna provienen de una remoción en masa ocurrida sobre la vertiente sur de la cuenca.

9.2.5 Formas glaciales y nivales

(i) Circos glaciares: Si bien es posible apreciar en toda la parte alta de la cuenca evidencias de la acción glaciaria, tal que en cada una de las subcuencas de la misma es posible reconocer en sus cabeceras la existencia de un circo glaciario de grandes dimensiones (atribuible en primera instancia a lo que se ha denominado glaciación interna), la totalidad de estos ha sido con posterioridad retrabajados (durante la glaciación externa), generando circos glaciares de menores dimensiones al interior de los primeros. Es así que, a partir de la longitud media de la cuenca hacia el oriente (aproximadamente a la longitud de la Laguna del Yeso) fue posible reconocer 18 circos glaciares.

Un elemento muy característico de la localización de los circos glaciares mapeados es que la gran mayoría (14 de 18) se encuentran ubicados en la vertiente sur de la cuenca del río las leñas. Cada uno de estos presenta paredes prácticamente en posición vertical y con gran aporte de materiales hacia las zonas más bajas.

La posición más occidental de parte los circos mapeados y el origen asignado por VARELA (1986) a la Laguna del Yeso, permite apoyar la idea de este autor, respecto de la tributación de estos glaciares a una lengua mayor que se extendía por el valle principal. Esta, en una de sus fases de retroceso, fijo su frente (morrena frontal) a la altura de la quebrada Borgollones. Posterior al retroceso de la lengua mayor, estos glaciares habrían quedado en posición de glaciares colgantes y reducidos a un contexto más local en cada subcuenca hasta desaparecer.

(ii) Glaciares rocosos: A través de la fotointerpretación realizada para la elaboración de la carta geomorfológica de la cuenca del río Las Leñas fue posible identificar la existencia de 12 glaciares rocosos ubicados en las zonas altas de la cuenca y que ocupan una superficie de 3,7 km² (2.14% de la superficie total de la cuenca). La altitud inferior de estos glaciares fue estimado en 3.000 m.s.n.m.

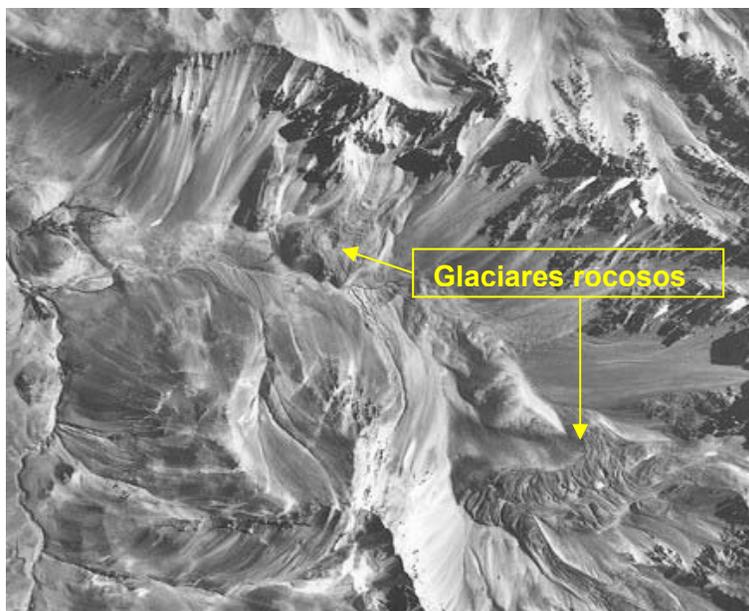


Figura N° 47: Detalle del desarrollo de glaciares rocosos a partir de las vertientes de un antiguo circo glaciar en el Cajón Los Moscos, zona alta de la cuenca del río Las Leñas.

(iii) Morrenas: Si bien en un ambiente periglacial como este es esperable encontrar variados elementos derivados de la acción glaciar del Cuaternario, la dinámica de las vertientes y la escala de análisis son factores que impiden reconocer nítidamente los depósitos morrénicos esperables en el área. Por estas razones, y reconociendo que en un trabajo de terreno de mayor detalle debería ser posible detectar una cantidad mayor de depósitos de este tipo, solo fue posible reconocer los depósitos morrénicos de mayor envergadura y aquellos que ya han sido detectado por otros estudios en la cuenca.

La mayor parte de los depósitos de este tipo reconocidos se encuentran ubicados en el área aguas abajo de la Laguna del Yeso. Estos, junto a los depósitos de remoción en masa descritos en los puntos siguientes, conforman la barrera de materiales que impide la libre circulación de las aguas drenadas de las zonas altas de la cuenca y que dan origen a la formación de la Laguna del Yeso.

Según VARELA (1986) los depósitos mencionados corresponderían, tanto a una morrena de fondo originada durante el último máximo glacial Würn (aproximadamente entre 70.000 y 20.000 años atrás), como a morrenas frontales de una fase de retroceso posterior de la lengua glaciar que ocupara el valle del río Las Leñas, tentativamente asimiladas al finigacial Würn (entre 20.000 y 11.000 años aproximadamente).

De acuerdo con la descripción realizada de los depósitos, por parte del mismo autor mencionado (VARELA, 1986), ellos corresponden a acumulaciones diamícticas con bloques y bolones de diámetros entre 0.5 y 3.0 m., de formas angulosas a subredondeadas, en parte aborregados y con desarrollo de cicatrices glaciarias en superficie. Estos bloques y bolones se encuentran englobados en una matriz de clastos menores con diámetros del orden de los 0.1 a 0.5 m., de formas subredondeadas a angulosas y un agregado de arena arcilla de colores pardo rojizos en proporciones similares, que representan aproximadamente el 50 % del depósito. La composición de los depósitos es más bien heterogénea e incluye materiales de origen volcánico, sedimentario y rocas intrusivas plutónicas.

Por otro lado, la segunda zona donde es posible reconocer depósitos de este tipo corresponde a la confluencia del Cajón Los Moscos con el Estero Balmaceda (399.890 E – 6190570 N) en la zona alta de la cuenca. La granulometría de los materiales constituyentes de la morrena no ha sido descrita, pero es esperable que tanto el diámetro, como la edad de los mismos sea menor a los del área de la Laguna del Yeso, en atención a que estos corresponderían a una fase posterior de retroceso de las lenguas glaciarias de la cuenca.

La superficie total ocupada por los depósitos morrénicos mapeados corresponde a 1.3 km², es decir 0.77 % del total.

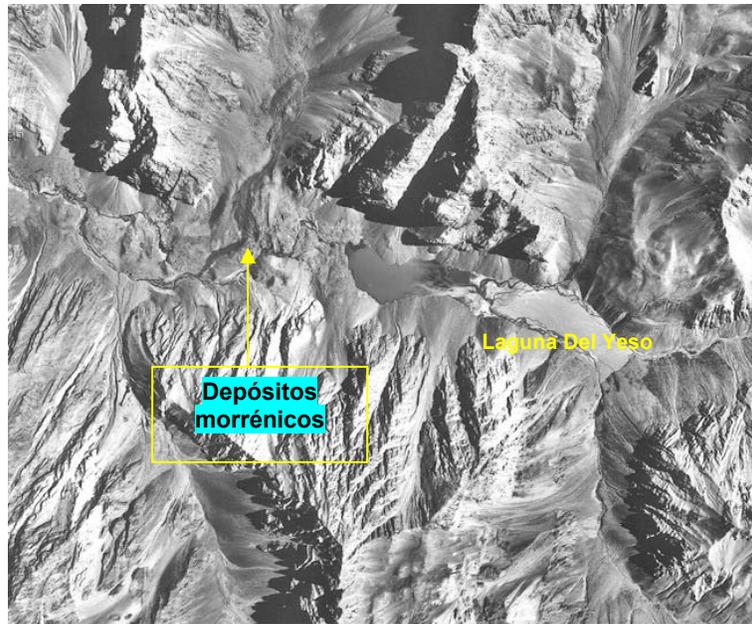


Figura N° 48: Zona con depósitos morrénicos asociados al retroceso glaciar de finales del Würn y que dieron origen a la Laguna del Yeso.



Figura N° 49: Zona superior de uno de los depósitos morrénicos que conforman la barrera queda origen a la Laguna del Yeso. Desde ella pueden verse, tanto la diversidad de los materiales constituyentes de la morrena (zona inferior de la fotografía), como aguas debajo de la laguna (zona media superior de la fotografía) la disección de los depósitos morrénicos y de remoción en masa por parte del cauce principal del río Las Leñas.

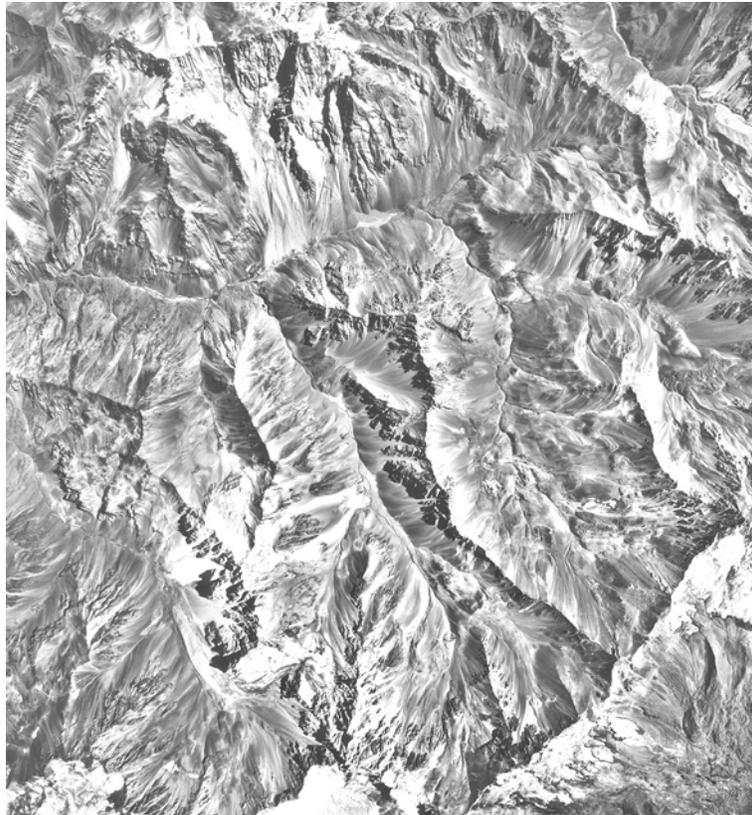
(iv) Depósitos de gelifluxión: Bajo esta categoría pueden ser agrupadas los tres tipos de gelifluxión existentes en la cuenca (en lupa, en lenguas y laminar). Estos movimientos son los de menor reconocimiento en la cuenca, solo reconocibles en su parte alta por sobre

los 3.250 m.s.n.m., ocupando un espacio en la vertiente oriental del estero Balmaceda, con una superficie total de 0,7 km², equivalentes al 0,4% de la superficie de la cuenca.

9.3 PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

En términos generales, se puede señalar que en todas las áreas de la cuenca ubicadas por sobre el límite vegetacional, o lo que es equivalente, inmersas en ambiente morfoclimático de alta montaña, es posible apreciar procesos de remoción, desde sus tipos más simples (gravitacional puro) a los de mayor complejidad. Esto, puede ser observado en la figura 50, correspondiente a una sección de una de las fotografías aéreas utilizadas durante este estudio, la cual muestra la situación morfodinámica de la cuenca en su en la sección más alta, al Este de la Laguna del Yeso.

Figura N° 50: Situación morfodinámica de la parte alta de la cuenca del río Las Leñas



Fuente: Extraído de fotograma 002718, vuelo GEOTEC, SAF (1997).

Como se puede apreciar en la imagen, existe una alta actividad de los procesos deposicionales del tipo gravitacional, deducible a partir de la gran cantidad de conos y

taludes de materiales provenientes de las partes superiores de las vertientes, principalmente de sus caras libres. Por otra parte, también es posible apreciar que gran parte de los depósitos existentes en la zona de contacto entre el sistema de vertientes y el fondo de valle se encuentran incididos por canales o afectados por procesos de remoción en masa de menor escala. Para que ello suceda, obviamente, estos últimos debieron producirse con posterioridad a los primeros, es decir, en términos relativos serían más jóvenes.

La situación descrita en el párrafo anterior podría definir un escenario en la cuenca, equivalente al descrito por CURRY (1999) y BALLANTYNE (2002), respecto de la naturaleza y origen de los depósitos de materiales de mayor envergadura. Sobre esto, BALLANTYNE (2002) señala que numerosos autores, para diversas regiones del mundo, han observado que taludes de grandes volúmenes al pie de paredes rocosas (caras libres) deglaciadas, en el Pleistoceno Superior o Holoceno temprano, son inconsistentes con las tasas actuales de acumulación producidas por remociones en masa (particularmente *rockfalls*). Esto implica, necesariamente, una actividad más acelerada en el pasado, por lo que se ha concluido que las tasas de acumulación por remociones debió ser mucho más alta en el período inmediatamente posterior a la deglaciación (RAPP, 1957; LUCKMAN, 1981; GARDNER, 1982; JOHNSON, 1984, 1985; HIETARANTA y LIIRA, 1995; MARION *et al.*, 1995, y; MUÑOZ *et al.*, 1995 en BALLANTYNE 2002; CURRY, 1999).

Como se explicara en la metodología de este estudio, dada la escala de análisis espacial de la investigación, ella esta orientada a estudiar la dinámica de los procesos de remoción en masa, susceptibles de ser reconocidos en ambiente morfoclimático de media y alta montaña, correspondientes a las tipologías de caídas, flujos, deslizamientos y avalanchas.

De manera particular, durante la fase de fotointerpretación fue posible reconocer y mapear los siguientes procesos: caídas de rocas; deslizamientos de detritos; flujos de detritos; avalanchas de roca; avalanchas de nieve, y; geliflujión en sus diversos tipos. Cabe señalar que, como forma de dimensionar de la manera más cercana posible la superficie comprometida o afectada por estos procesos, se considera no sólo el área

donde estos se detonan, sino también los canales o talvegs por donde se evacuan los materiales y el área donde dichos materiales se depositan.

La cobertura superficial de los procesos de remoción en masa puede ser apreciada en la tabla N° 13, mientras que la distribución espacial de los mismos, excepto caídas de rocas, se encuentra ilustrada en la figura 51. No se incluyó de manera específica la ubicación de los procesos de caídas de rocas, dada su gran cobertura espacial, puesto que ella corresponde de manera casi exacta a los límites de las unidades de sistemas de vertientes en posición inversa, discordante y *hogback*. Las razones de esta coincidencia son detalladas en el punto correspondiente a su descripción.

Tabla N° 13: Superficie cubierta por procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas.

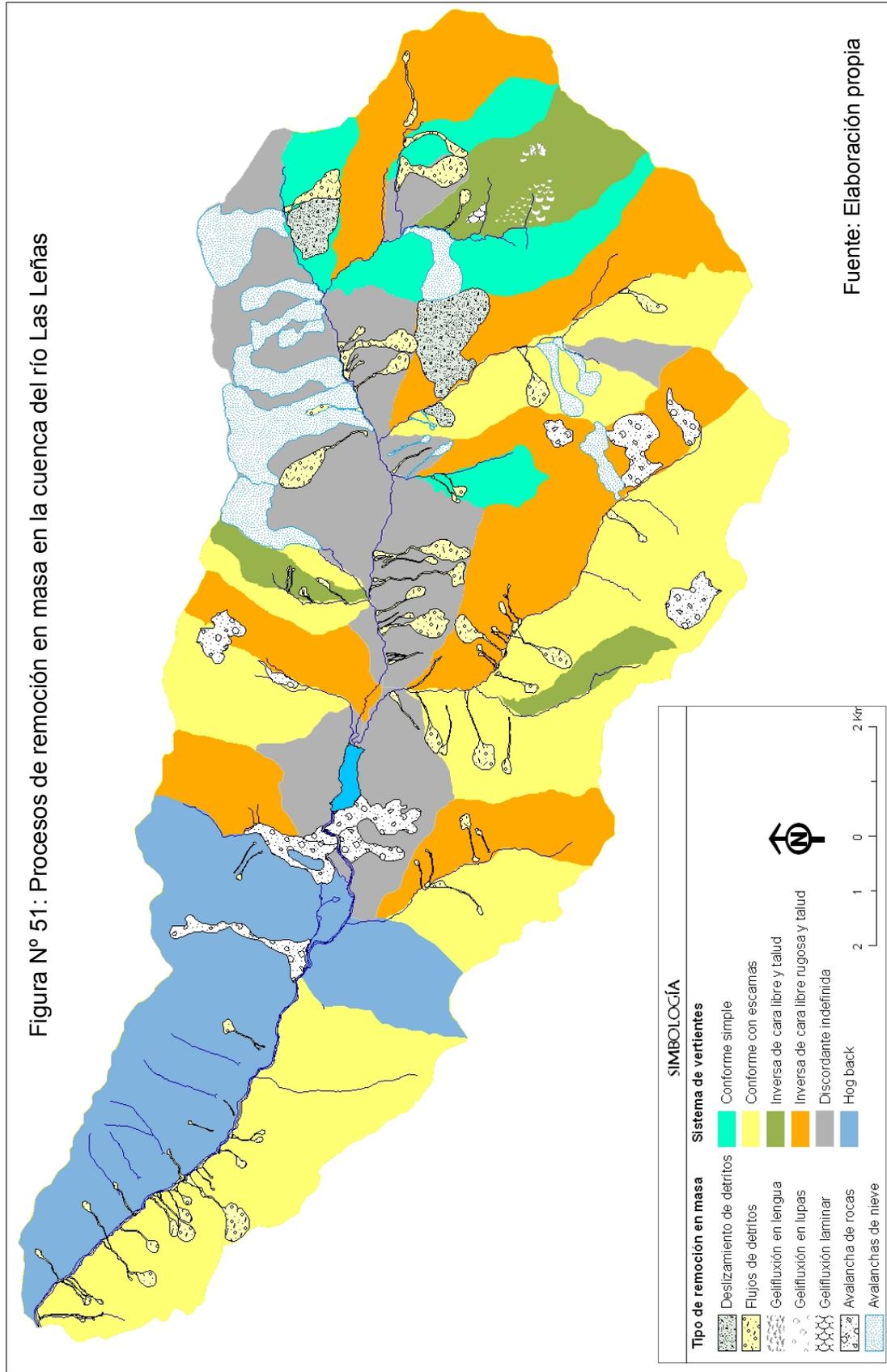
Proceso de remoción	Superficie afectada (km²)	% de la superficie afectada	% de la superficie de la cuenca (173, 63 km²)
Caídas de rocas	85,8	80,10	49,42
Avalancha de rocas	4,67	4,36	2,69
Flujos de detritos	5,37	5,02	3,10
Deslizamiento de detritos	2,60	2,43	1,50
Gelifluxión en lengua	0,04	0,04	0,02
Gelifluxión en lupas	0,11	0,10	0,06
Gelifluxión laminar	0,07	0,07	0,04
Avalanchas de nieve	8,51	7,94	4,90
Total	107,18	100	61,73

Fuente: Elaboración propia

Existe en la cuenca, una predominancia muy marcada de los procesos de remoción del tipo gravitacional, particularmente, caídas de rocas, las cuales cubren 85,8 km² y representan más del 80% de la superficie afectada por remociones en masa en la cuenca (49,4% de la superficie total de la misma). Luego de este tipo de movimientos, los procesos de remoción de mayor relevancia son: avalanchas de nieve con 8,5 km² (7,9% de la superficie afectada y 4,9% de la superficie de la cuenca); flujos de detritos con 5,3 km² (5% de la superficie afectada y 3,1% de la superficie de la cuenca); avalanchas de rocas con 4,6 km² (4,3% de la superficie afectada y 2,6% de la superficie de la cuenca), y;

deslizamientos de detritos con 2,6 km² (2,4% de la superficie afectada y 1,5% de la superficie de la cuenca). Los procesos de geliflucción en lupa, geliflucción laminar, y; geliflucción en lengua ocupan superficies menores al 1% de la superficie de la cuenca tal como se aprecia en la tabla 13 y figura 51. Las principales características de estos movimientos se encuentran detalladas en los puntos siguientes.

Figura N° 51: Procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas



9.3.1 Caídas de rocas (*rockfalls*)

Como se aprecia en la carta geomorfológica de la cuenca en estudio (figura N° 37), esta presenta una superficie considerable de caras libres expuestas y potentes taludes de detritos asociados a ellas. Esto conlleva, por una parte, que las unidades de vertientes con caras libres expuestas (inversas, discordantes, *hogback*) ocupen una superficie equivalente al 49,4% de la superficie total de la cuenca (ver tabla 12), y por otra, que exista o haya existido una intensa actividad de remociones en masa, del tipo caídas de rocas (*rockfall*), para generar los depósitos de dichas unidades.

Si se considera que sólo los sistemas de vertientes en posición inversa, discordante o *hogback* poseen caras libres expuestas y que las caídas de rocas comprenden, de acuerdo a BLIKRA y NEMEC (1998) y COROMINAS (2007), no sólo una masa de rocas, sino también una roca en forma particular (fragmento), que es liberada abruptamente desde una pared rocosa y que por efecto de la gravedad rueda, salta o se desliza hacia posiciones más bajas, entonces se puede decir que este tipo de procesos afecta a todas estas unidades, o lo que es lo mismo, al 49,4% de la superficie de la cuenca. De manera análoga, si se considera que las vertientes en posición conformes están desprovistas de caras libres en su parte superior, por lo tanto no pueden desarrollar caídas de rocas, entonces la superficie libre de este tipo de procesos en la cuenca representa el 33% de la superficie de la misma.

9.3.2 Avalanchas de nieve (*Snowflow o snow avalanches*)

A pesar de que la carga de sedimentos en una avalancha de nieve puede ser muy variada, como efecto de la densidad de la misma, la disponibilidad de materiales y la posición geomorfológica y topográfica en la que se desarrolle, estos movimientos tienen la capacidad de transportar grandes montos de detritos rocosos, incluyendo grandes bloques (BLIKRA y NEMEC, 1998).

El efecto de las avalanchas de nieve es reconocible en toda la parte alta de la cuenca del río Las Leñas, no obstante, se han mapeado en este trabajo los sectores en los cuales los depósitos originados por estos procesos son más relevantes. Así, es posible reconocer 15

sectores afectados recurrentemente por avalanchas de nieve, los cuales comprometen una superficie de 8,5 km².

La mayor frecuencia de avalanchas de nieve se registra en el sector alto de la cuenca, sobre una vertiente en posición discordante indefinida, con pendientes superiores a 25° y con orientación general sur. Otra característica importante de esta zona es la alta frecuencia de pequeños circos nivales y glaciares en su zona de mayor altitud (ver figura 37), cuestión que presumiblemente facilite la acumulación de nieve, en una primera etapa de la precipitación, y provoque el desplazamiento de grandes volúmenes de esta una vez perdida su condición de equilibrio.

9.3.3 Flujos de detritos (*debris flows*)

En términos de frecuencia, luego de las caídas de rocas, son los procesos más comunes en la cuenca, pudiendo ser registrados 74 eventos a la a escala de trabajo utilizada, los cuales cubre una superficie equivalente a 5,3 km² de la cuenca (3,1%)

Si bien estos procesos pueden ser observados prácticamente en la totalidad de la cuenca, su frecuencia es mucho más alta en los sectores bajos de la misma, sobre vertientes en posición conforme y de *hogback*, en el área de influencia del cinturón geoecológico montano alto y aguas arriba de la Laguna del Yeso, en el flanco sur del eje principal del río Las Leñas, sobre depósitos cuaternarios de las formaciones Río Damas y Leñas Espinoza, en vertientes en posición discordante indefinida.

9.3.4 Avalanchas de roca

Fueron identificados 11 movimientos de este tipo en la cuenca, los cuales cubren un área de 4,67 km², ocupando el cuarto lugar en importancia relativa de los reconocidos en el área de estudio.

La mayoría de estos movimientos se encuentran localizados en la zona intermedia del curso hídrico principal de la cuenca y el mecanismo de depositación, además de las características de sus materiales han sido descritos por VARELA (1986). Los materiales removidos pertenecen fundamentalmente a la formación Coya Machalí y han sido

desplazados, al menos inicialmente, desde vertientes en posición discordante indefinida, cara libre rugosa y talud y *hogback*. Un elemento importante de este grupo de avalanchas de rocas es que se encuentra en un área fuertemente plegada y fallada de la cuenca, cuestión que puede haber incidido en la detonación de las mismas.

Otro porcentaje importante de estos procesos se encuentra localizado en la parte alta del Cajón de Espinoza, sobre materiales de la formación Río e intrusitos granodioríticos en vertientes con posiciones conformes con escamas e inversas con cara libre rugosa y talud.

9.3.5 Deslizamientos de detritos (*debris slide*)

Fue posible reconocer en la cuenca 3 deslizamientos de detritos, del tipo rotacional. Uno de ellos fue identificado en la confluencia del estero Balmaceda con el río Las Leñas y dos en un área cercana a la confluencia del estero Los Cruceros con el río La Leñas, las vertientes opuestas de este.

Los materiales sobre los cuales se desarrollan estos procesos corresponden a detritos de origen cuaternario, provenientes de la meteorización de la formación Río Damas y su posición geomorfológica, de este a oeste, es sobre vertientes en posición conforme simple, inversa con cara libre rugosa y talud e inversa con escamas, respectivamente.

No obstante la superficie total mapeada de estos procesos en la cuenca, sólo representa el 2,4% de los procesos identificados, dada la intensa cobertura detrítica que presentan algunos sistemas de vertientes de la cuenca, por una parte, y el fuerte plegamiento que presenta algunas de las formaciones geológicas de la misma, es esperable que en un análisis de mayor escala puedan ser reconocidas áreas con presencia de estos procesos.

9.3.6 Gelifluxión en lupa, laminar y en lengua

Corresponden a los procesos de menor cobertura espacial detectados en la cuenca, presumiblemente debido a la escala de trabajo empleada. Sólo ocupan el 0,1% de la superficie de la cuenca y se ubican a altura media del estero Balmaceda, en su vertiente este. Geomorfológicamente se ubican sobre vertientes en posición inversa de cara libre y

talud (en la posición del talud), en exposición oeste, sobre pendientes inferiores a 25° y, a juzgar por la textura de la fotografía aérea, a partir de materiales detríticos de tipo fino, provenientes de la meteorización de la formación Río Damas.

10.0 HIDROGRAFÍA

10.1 MARCO GENERAL

La cuenca del río Las Leñas es una cuenca alto andina, tributaria de la cuenca del Río Cachapoal, cuya superficie planimétrica de 173,6 km². En términos generales se puede decir que la cuenca posee una forma clásica de espátula y una red de drenaje de tipo dendrítica, con una diferencia de altura entre el punto de confluencia con el Río Cachapoal (6.197.150 N – 379.881 E; 1.300 m.s.n.m.) y la parte más alta de la divisoria de aguas en el Monte el Atravesado (6.187.859 N – 403.218 E; 4.590 m.s.n.m.) de 3.290 m.

Uno de los rasgos fundamentales en la hidrografía de la cuenca tiene que ver con la presencia, en el valle principal de la misma, a partir de los 6.191.853 Norte y 389.290 Este y por sobre los 2.150 m.s.n.m. de la Laguna del Yeso, cuerpo lacustre de 387.976 m², que modifica el nivel de base de los cursos de agua de la parte superior de la cuenca y define dinámicas diferenciadas y particulares para cada una de las zonas ubicadas por encima y bajo de la misma.

En el sentido de lo anterior, se puede plantear que, al parecer, las diferencias más marcadas en la dinámica hidrográfica de la cuenca tienen que ver con la diferencia en los niveles de disección que presenta el drenaje por sobre y bajo la Laguna del Yeso, a partir de la influencia que esta ejerce sobre el nivel de base de la red de drenaje de la cuenca. Un elemento probatorio de esta tesis es el hecho de que aguas arriba de la Laguna del Yeso es posible apreciar, tanto en el eje hidráulico principal, como en los ejes de las subcuencas aportantes, balances de disección en general negativos en los lechos de erosión, mientras que aguas abajo de la laguna el balance de disección es positivo.

10.2 CARACTERÍSTICAS HIDROMORFOMÉTRICAS DE LA CUENCA

Si bien no se cuenta con registros específicos respecto de caudales y precipitación para la cuenca, a partir del análisis de la cartografía topográfica, los modelos de elevación digital generados, la fotografía aérea, la imagen satelital y las observaciones de terreno, se calcularon una serie de parámetros hidromorfométricos para estimar la erosividad de la cuenca, en el entendido que dichos parámetros reflejan la dinámica hidrológica de la misma y esta constituye un factor relevante en el desencadenamiento de procesos de remoción en masa. Dichos parámetros, se resumen en la tabla siguiente (14).

Tabla N° 14: Parámetros hidromorfométricos de la cuenca del río Las Leñas.

Parámetro	Valor
Superficie planimétrica de la cuenca	173, 6 km ²
Superficie real	361,7 km ²
Perímetro	67.775,8 m
Longitud total de los cauces de la cuenca	88.801,4 m
Número de orden del dren principal (Strahler)	3
Densidad del drenaje (Horton)	0.46 km/km ²
Frecuencia del Drenaje (Horton)	0.14
Índice de torrencialidad	0.07
Longitud del dren Principal	27.772 m
Índice de compacidad (Gravelius)	1.44 ⁷
Pendiente media (Finsterwalder)	0.66 (66%)
Índice de potencialidad erosiva	0.00

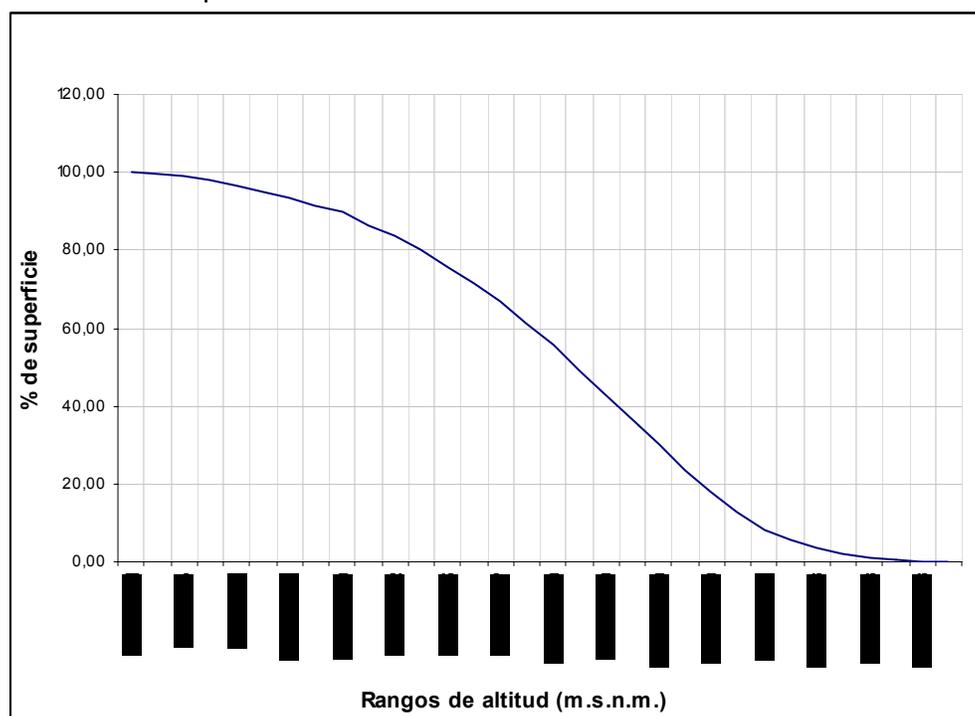
Fuente: Elaboración propia

Una de las cifras que primero llama la atención en la tabla precedente, dice relación con la diferencia existente entre el área planimétrica y la superficie real de la cuenca que asciende a 361,7 km². Dicha diferencia es de 188.1 km², es decir, más del doble de la superficie planimétrica. Si se considera que los relieves “maduros” o “seniles” tienen valores cercanos entre la superficie planimétrica y real, entonces se puede deducir que la cuenca del río Las Leñas corresponde a una cuenca “joven” o con un relieve muy joven.

⁷ El índice de Compacidad de Gravelius refleja el grado de acercamiento de una figura geométrica hacia el círculo, correspondiendo el valor 1 a un círculo perfecto y los valores mayores a figuras con grados ascendentes de deformación (alargamiento).

La situación descrita en el párrafo anterior se ilustra de manera esquemática en la figura 52, correspondiente a una simulación de la curva hipsométrica de la cuenca, en la cual queda muy claro el perfil convexo de la misma. Según LLAMAS (1993), citando a STRAHLER (1963), este tipo de perfiles denota un gran potencial erosivo de una cuenca frente a otras con perfiles de tipo más rectilíneo o cóncavo que debieran ser consideradas como cuencas más bien sedimentarias.

Figura N° 52: Curva hipsométrica de la cuenca del río Las Leñas



Fuente: Elaboración propia.

No obstante la convexidad de la curva hipsométrica de la cuenca, otro de los valores que llama la atención es el relacionado con la densidad del drenaje, el cual solo alcanza a 0,46 km/km².

La densidad del drenaje es una de las características que ha sido reconocida como fundamental a la hora de determinar la presencia de controles topográficos, litológicos y vegetacionales sobre la red del drenaje de una cuenca. Tal como señalarán SMITH y STOPP (1979, en FERRANDO, 1994) "(...) La densidad del drenaje... es uno de los factores que controlan la velocidad del escurrimiento a continuación de un periodo de

precipitaciones (...)” “(...) con una alta densidad de drenaje... el escurrimiento responde más rápidamente a la precipitación y el hidrógrama resulta más empinado (...)”.

El valor del indicador de densidad del drenaje es considerado típico de redes de drenaje gruesas y es frecuente en áreas de terrenos permeables y baja intensidad de lluvia. Al asociar este valor con los resultados de los indicadores de torrencialidad y potencialidad erosiva, por una parte, y el hecho de que un porcentaje muy importante de la cuenca se encuentra por sobre los 1.640 m.s.n.m., altura definida por PEÑA Y VIDAL (1993, en MOP, 1995) como altura promedio de la ubicación de la línea de nieves para esta latitud, se puede explicar lo señalado en puntos anteriores, respecto de la existencia de una importante sección de la red de drenaje con balance de disección negativo, aguas arriba de la Laguna del Yeso en la cuenca.

Por último, considerando lo señalado en los puntos anteriores no llama la atención la baja o prácticamente nula potencialidad erosiva de la cuenca mostrada por el índice correspondiente, originado, por cierto, en los bajos valores de frecuencia, densidad y torrencialidad de la red de drenaje.

10.3 ANÁLISIS DE UNIDADES HIDROGRÁFICAS

En el marco de los estudios de amenaza y riesgos naturales, la revisión de la literatura sobre la materia, muestra que existen al menos dos enfoques para abordar la inclusión de la hidrografía como factor condicionante de los procesos de remoción en masa en el territorio:

- a. Considerar que existe un relación directa entre la susceptibilidad del terreno a desarrollar procesos de remoción en masa y la distancia que existe entre el punto en que dicho proceso se desarrolla y la localización de los cauces hídricos de la cuenca, tal que: a menor distancia, mayor susceptibilidad.
- b. Considerar la respuesta hidrológica de una cuenca frente a un evento de precipitaciones como el factor principal de la influencia de esta en la alteración de las condiciones de equilibrio morfodinámico de la misma. El objeto de este enfoque es, en palabras de FERRANDO (1994), identificar aquellas unidades

hidroespaciales que, dentro de una cuenca hídrica, pueden presentar un comportamiento más agresivo y que, por lo tanto, podrían contribuir a la generación de aluviones o bruscas crecidas, frente a la ocurrencia de fenómenos detonantes.

Dado que la utilidad del primer enfoque ha sido relativizada por BONACHEA (2006) y que FERRANDO (1992, 1994) ha planteado la utilidad del segundo enfoque en cuencas altoandinas de nuestro país, se ha seleccionado este último para la búsqueda y determinación de diferencias hidrográficas al interior de la cuenca en estudio.

En el contexto de lo anterior, se realizó la definición de las subcuencas del río Las Leñas (la cual es posible de apreciar en la figura 53) y se procedió al cálculo del índice de potencialidad erosiva de cada una de ellas. De esta forma, se consiguió caracterizar morfométricamente cada microcuenca definida, de acuerdo con los resultados que se exponen en la tabla 15.

Figura N° 53: Red hidrográfica e índice de potencialidad erosiva de la cuenca del río Las Leñas

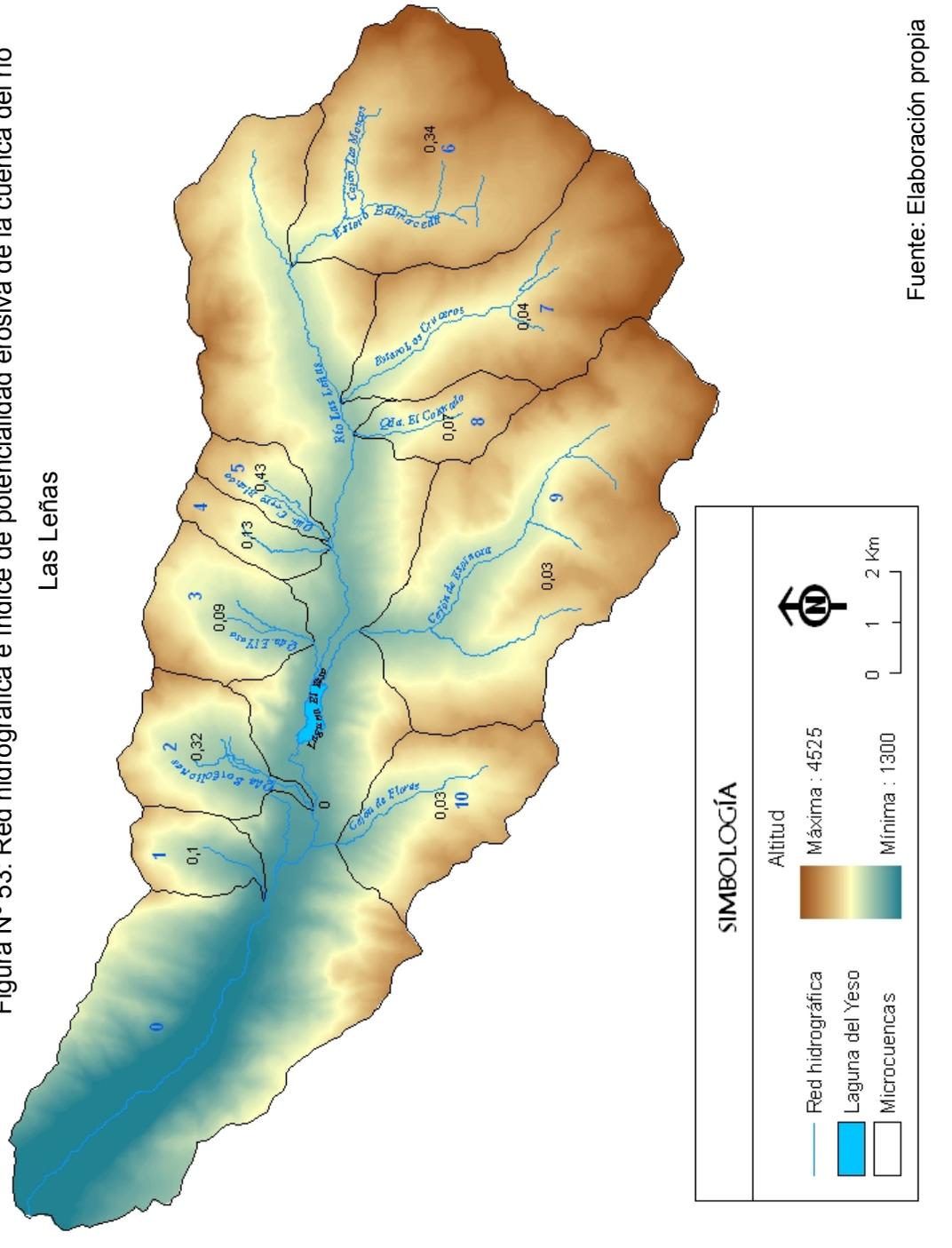


Tabla N° 15: Parámetros morfométricos por unidad de análisis hidrográfico de la cuenca del río Las Leñas.

Subcuenca	Area en Km ²	N° de drenes	Longitud del dren principal (m)	Longitud total de los drenes (m)	Densidad del drenaje
1	3,67	1,00	1782,05	1782,05	0,49
2	6,74	5,00	1865,62	5099,02	0,76
3	7,17	2,00	2694,83	3785,03	0,53
4	2,82	1,00	2139,37	2139,37	0,76
5	2,78	2,00	2062,45	3172,19	1,14
6	21,39	6,00	4896,96	34465,78	1,61
7	17,18	3,00	5563,05	8225,74	0,48
8	3,82	1,00	2373,29	2373,29	0,62
9	30,03	4,00	8980,91	15449,74	0,51
10	9,56	1,00	4309,20	4309,20	0,45

Fuente: Elaboración propia

Continuación tabla N° 15: Parámetros morfométricos por unidad de análisis hidrográfico de la cuenca del río Las Leñas.

Subcuenca	Frecuencia del drenaje	Índice de torrencialidad	Índice de compacidad	Índice de Finsterwalder	Índice de Potencialidad erosiva
1	0,27	0,13	1,22	0,90	0,10
2	0,74	0,56	1,30	0,73	0,32
3	0,28	0,15	1,13	0,69	0,09
4	0,35	0,27	1,36	0,64	0,13
5	0,72	0,82	1,30	0,68	0,43
6	0,28	0,45	0,70	0,53	0,34
7	0,17	0,08	1,35	0,60	0,04
8	0,26	0,16	1,32	0,61	0,07
9	0,13	0,07	1,30	0,63	0,03
10	0,10	0,05	1,26	0,73	0,03

Fuente: Elaboración propia

Los datos presentados en la tabla 15 y la figura N° 53 ratifican, por una parte, el alto grado de correlación teórico esperable entre el tamaño de la cuenca y la longitud total de su red de drenaje ($r = 0.914$), asimismo nos indican que este último (la longitud de la red de drenaje) depende en un 83% ($r^2 = 0.836$) de la primera y, por otra, evidencian que no existe gran diversidad en el comportamiento hídrico de las unidades hidroespaciales de la cuenca del río Las Leñas.

Prueba de lo anteriormente señalado es que, el análisis de los resultados de la media aritmética y desviación estándar del Índice de torrencialidad de las subcuencas del río Las

Leñas, muestran un bajo grado de dispersión de los mismos ($S = 0,39$), cuestión que indica la inexistencia de diferencias significativas al interior de la cuenca.

No obstante lo señalado, y sin desconocer esta homogeneidad hidrográfica relativa, también se puede apreciar en los datos de la tabla 15, que las microcuencas con mayor potencial erosivo en el área de estudio corresponden a: la Quebrada Borgollones (2); Quebrada Cerro Blanco (5), y; Estero Balmaceda (6). De estas tres subcuencas, el caso más llamativo es de la Quebrada cerro Blanco, pues corresponde a una pequeña unidad hidroespacial, ubicada en la vertiente norte del curso principal del río las Leñas, que presenta el mayor índice de potencialidad erosiva de toda la cuenca, como producto de su relativamente alta densidad y torrencialidad del drenaje.

Dado que esta situación no es esperable en una cuenca de estas dimensiones, cabría en posteriores análisis de mayor escala estudiar con mayor detalle esta situación, a efectos de reafirmar o corregir el indicador.

11. VEGETACIÓN

11.1 MARCO VEGETACIONAL GENERAL

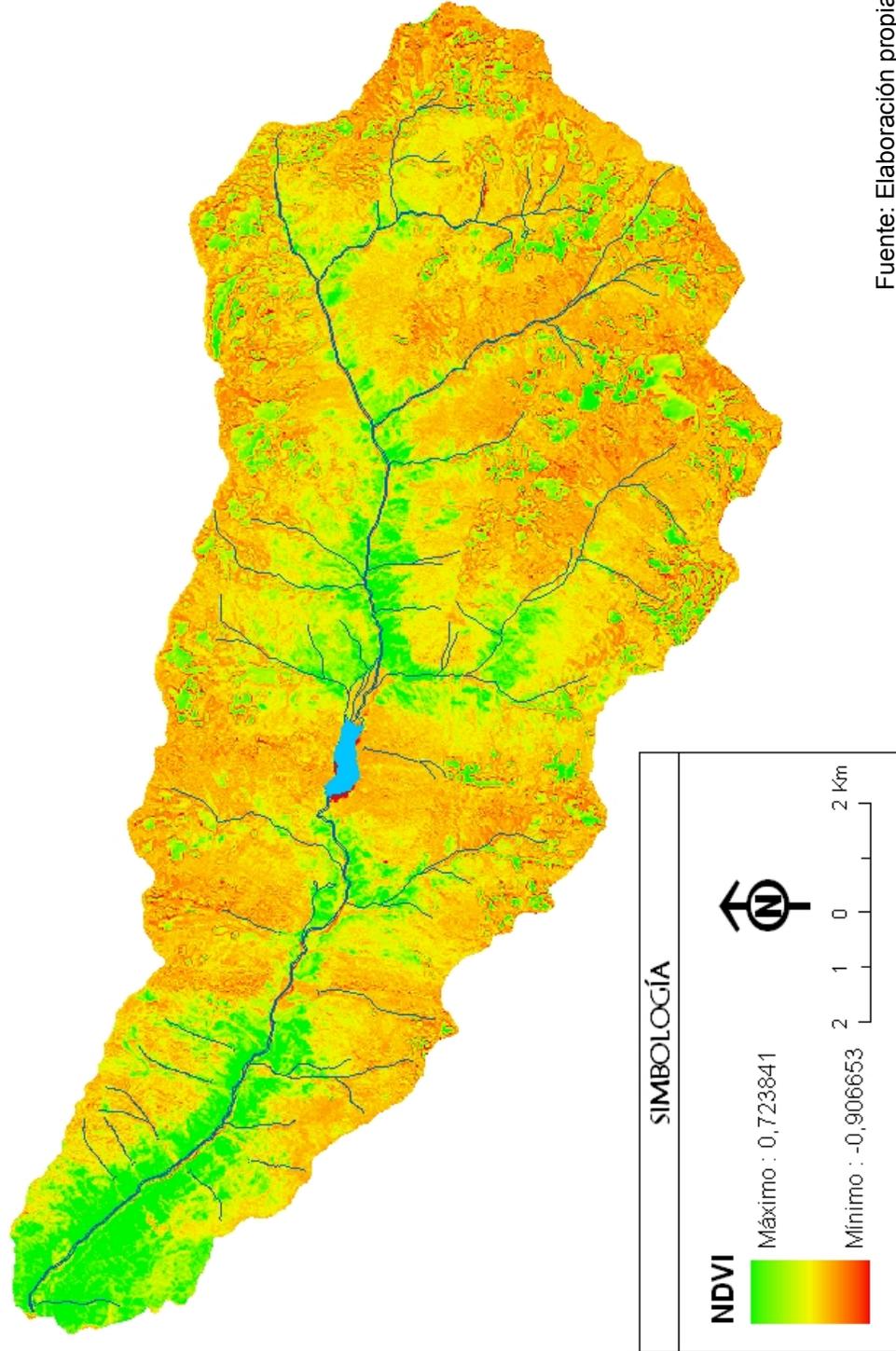
Dado que la mayoría de la superficie de la cuenca se encuentra inserta en un ambiente morfoclimático periglacial de alta montaña, la cobertura espacial de la vegetación es escasa, restringiéndose básicamente a las zonas de fondo de valle de las áreas de menor altitud de la cuenca. Esta situación puede ser fácilmente apreciada en la figura N° 54, que da cuenta de los valores del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado (NDVI) del área de estudio. El índice fue calculado a partir de una imagen satelital Landsat ETM del 26 de diciembre de 1999, según la fórmula corregida del indicador propuesta por GUYOT y GU (1994; en CHUVIECO, 2002), descrita en la siguiente expresión:

$$NDVI_{TM} = \frac{ND_{IRC} - 0,801 ND_R}{ND_{IRC} + 0,801 ND_R}$$

Donde:

- $NDVI_{TM}$ = Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado para imágenes Landsat TM.
- ND_{IRC} = Número digital de la banda del infrarrojo cercano (banda 4).
- ND_R = Número digital de la banda roja (banda 3).

Figura N° 54: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado de la cuenca del río Las Leñas.



Fuente: Elaboración propia

Por otra parte, respecto de las formaciones vegetales que pueden ser reconocidas en el área de estudio, ellas corresponden, según la clasificación de GAJARDO (1995), al Matorral Esclerófilo Andino y a la Estepa Alto – Andina de la Cordillera de Santiago, ambas insertas en la Sub – Región de Los Andes Mediterráneos, Región de la Estepa Alto Andina.

La primera de estas formaciones (el Matorral Esclerófilo Andino) puede ser reconocida en la zona inferior de la cuenca ocupando tanto la vertiente de exposición norte, como la de exposición sur y a partir del fondo del valle (donde presenta su mayor desarrollo), hasta el área de los ápices de los conos y taludes de materiales que recubren y que, en alguna medida, ayudan a estabilizar. Esta formación responde, tal como lo señala el autor mencionado y como fue posible de apreciar en terreno, “(...) a un patrón de distribución que esta esencialmente determinado por el relieve, en el cual se fijan pisos altitudinales muy estrechos, siendo importante la influencia de la exposición” (GAJARDO, 1995).

En un análisis de mayor escala, durante el año 2002 se realizó la actualización del “Catastro de Bosque Nativo” (CONAF – CONAMA, 2002), el que dio cuenta de numerosa información, referente al uso del suelo, cubierta vegetal, especies presentes, pendientes, exposición, entre otras, a escala 1:50.000. Si bien en la zona de la depresión intermedia y las áreas más densamente pobladas de la región, la información del catastro puede tener variaciones importantes a la fecha, en las áreas despobladas y sin actividades económicas intensivas permanentes o estacionales (el área cordillerana, por ejemplo) los cambios registrados son menores. Por esta razón la información registrada en 2002, se considera válida para análisis de este tipo en la actualidad. Adicionalmente, se puede señalar que esta base de datos contiene la información de mayor profundidad y nivel de detalle existente, sobre cubierta vegetal existente a la fecha, para la cuenca en estudio.

Los principales antecedentes que acá se detallan, corresponden al análisis del campo “Uso Actual” de esta base de datos, el que da cuenta de las diversas categorías de ocupación del espacio en la cuenca, especialmente aquellas referidas al tipo de vegetación reconocible por unidad. La elección de este campo se fundamenta en que él representa una de las condiciones más dinámicas y sensibles a cambios de corto plazo (ya sea por propia evolución o por acción humana) que influyen en los procesos erosivos

(WASER *et al.*, 2000; CLERICI *et al.*, 2002). Así, es capaz de registrar cambios en plazos muy frecuentemente entre 1 a 5 años, al contrario de otras variables, tales como la información climática que debe ser revisada o actualizada cada 10 a 20 o la información referente a características morfológicas y geo-pedológicas, que puede ser considerada estable en periodos razonablemente largos, en torno de los 20 a 50 años (WASER *et al.*, 2000).

11.2 UNIDADES IDENTIFICADAS (USO ACTUAL)

- (i) **Matorral Semidenso:** de los terrenos en los que se aprecia cubierta vegetal es el con mayor superficie cubierta (12 km²), en la cuenca puede ser reconocido desde el nivel inferior (1.300 m.s.n.m.) hasta los 2.800 m.s.n.m., con cambios de asociaciones vegetales y pérdida de biodiversidad en la medida que se asciende en la cuenca. Está constituido por las asociaciones de especies que a continuación se señalan, en orden ascendente:
- a. De 1.300 – 1.400 m.s.n.m.: Duraznillo (*Collihuaja integerrima*), *Heliotropi sp*; Mata barrosa, Horizonte (*Tetraglochin alatum*), Duraznillo, fundamentalmente en exposición Sur.
 - b. De 1.400 – 1.600 m.s.n.m.: Duraznillo, *Heliotropi sp*; Mata barrosa, Horizonte, Duraznillo; Duraznillo, Avena barbata, Coironcillo (*Stipa sp*), sólo en exposición Sur.
 - c. De 1.600 – 1.800 m.s.n.m.: Mata barrosa, Horizonte, Duraznillo; Duraznillo, Avena barbata, Coironcillo; Mata barrosa, zarcilla (*Berberis empetrifolia*), Hierba blanca; Guindilla (*Valenzuela trinervis*), Horizonte. Solo en exposición Sur.
 - d. De 1.800 – 2.000 m.s.n.m.: Mata barrosa, zarcilla (*Berberis empetrifolia*), Hierba blanca; Duraznillo, Avena barbata, Coironcillo; Guindilla, Horizonte. Solo en exposición Sur.
 - e. De 2.000 – 2.200 m.s.n.m.: Mata barrosa, zarcilla (*Berberis empetrifolia*), Hierba blanca; Guindilla, Horizonte. Solo en exposición Sur.

- f. De 2.200 – 2.400 m.s.n.m., sin presencia.
 - g. De 2.400 – 2.600 m.s.n.m.: principalmente Mata barrosa, zarcilla (*Berberis empetrifolia*), Hierba blanca y una mínima presencia de Guindilla, Horizonte. Solo en exposición Sur.
 - h. De 2.600 – 2.800 m.s.n.m.: Mata barrosa, zarcilla (*Berberis empetrifolia*), Hierba blanca, solo en exposición Sur.
- (ii) **Matorral Abierto:** se ubica por sobre los 1400 m.s.n.m. y hasta los 2800 m.s.n.m., la especie dominante con presencia en sectores de exposición, tanto norte, como sur es Mara barrosa, con especies secundarias tales como Hierba blanca, Coiron (*Stipa pogonathera*) y zarcilla (*Berberis empetrifolia*). En la zona más alta (entre los 2.600 y 2.800 m.s.n.m.) es posible apreciar una asociación de Guindilla y Pasto sedilla (*Koeleria phleoides*).
- (iii) **Matorral Arborescente Muy Abierto:** se desarrolla entre los 2400 y 2600 m.s.n.m., en terrenos tanto de exposición Norte, como Sur, y esta constituida por la asociación de Frangel (*Kageneckia angustifolia*), Horizonte y Guindilla.
- (iv) **Matorral Pradera Abierto:** es posible reconocerlo entre los 1.400 y 1.800 m.s.n.m., indistintamente en terrenos de exposición Norte como planos siendo constituida por la asociación de Duraznillo y Pasto sedilla, donde la primera es la especie dominante.
- (v) **Matorral con Suculenta Abierto:** puede ser reconocido en vertientes de exposición Norte, mientras que su distribución en altura es desde los 1.600 a los 2.000 m.s.n.m.. La única asociación vegetal reconocible es de Duraznillo y Chagual (*Puya chilensis*), donde la primera es la especie principal.
- (vi) **Matorral con Suculentas Semidenso:** es reconocible entre los 2000 y 2800 m.s.n.m., esta constituida (en la cuenca) por Duraznillo como única especie y es observable tanto en sectores planos, como de exposición Norte y Sur.

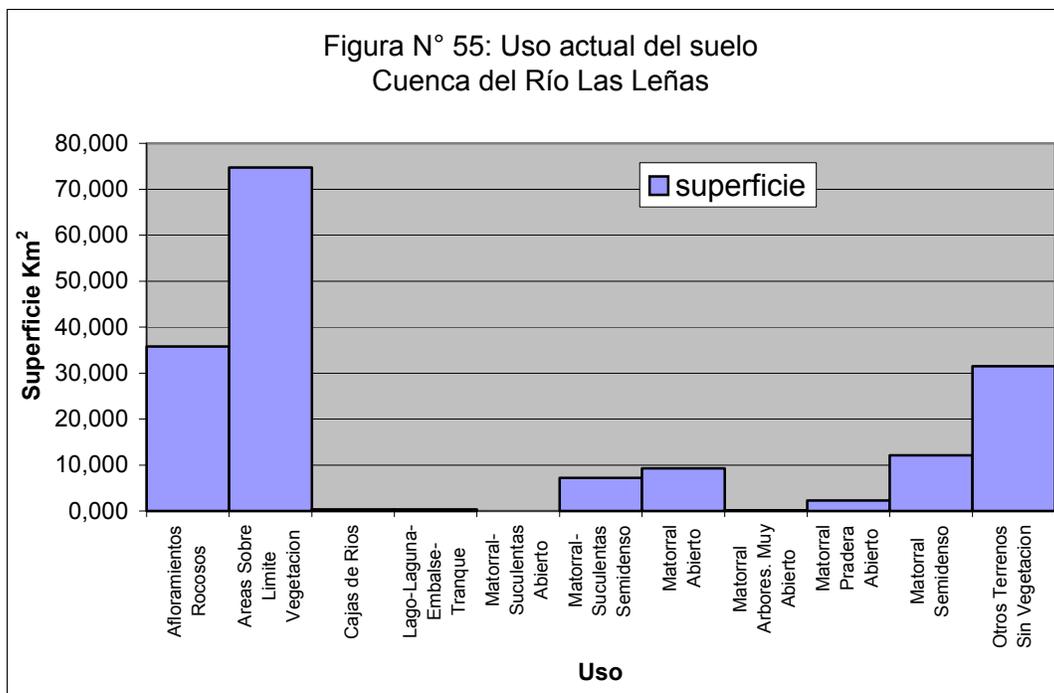
La superficie restante de la cuenca no presenta vegetación alguna y se distribuye entre Afloramientos rocosos; Áreas sobre el límite de vegetación, Cajas de ríos; Lagos, lagunas, y Otros terrenos sin vegetación.

La tabla N° 16 y figura siguiente (55) muestran los valores de superficie ocupados por cada categoría al interior de la cuenca.

Tabla N° 16: Uso del suelo en la cuenca del río Las Leñas.

Uso Actual	Área (m²)	Área (km²)	%
Afloramientos Rocosos	35.796.414	35,796	20,62
Áreas Sobre Limite Vegetación	74.723.475	74,723	43,04
Cajas de Ríos	321.956	0,322	0,19
Lagos - Lagunas	338.103	0,338	0,19
Matorral-Suculentas Abierto	9.671	0,010	0,01
Matorral-Suculentas Semidenso	7.203.731	7,204	4,15
Matorral Abierto	9.288.583	9,289	5,35
Matorral Arbores. Muy Abierto	120.729	0,121	0,07
Matorral Pradera Abierto	2.274.493	2,274	1,31
Matorral Semidenso	12.087.273	12,087	6,96
Otros Terrenos Sin Vegetación	31.466.876	31,467	18,12
Total	173.631.310	173,631	100,00

Fuente: Elaboración propia, a partir de Catastro de Bosque Nativo (CONAF – CONAMA, 2002).

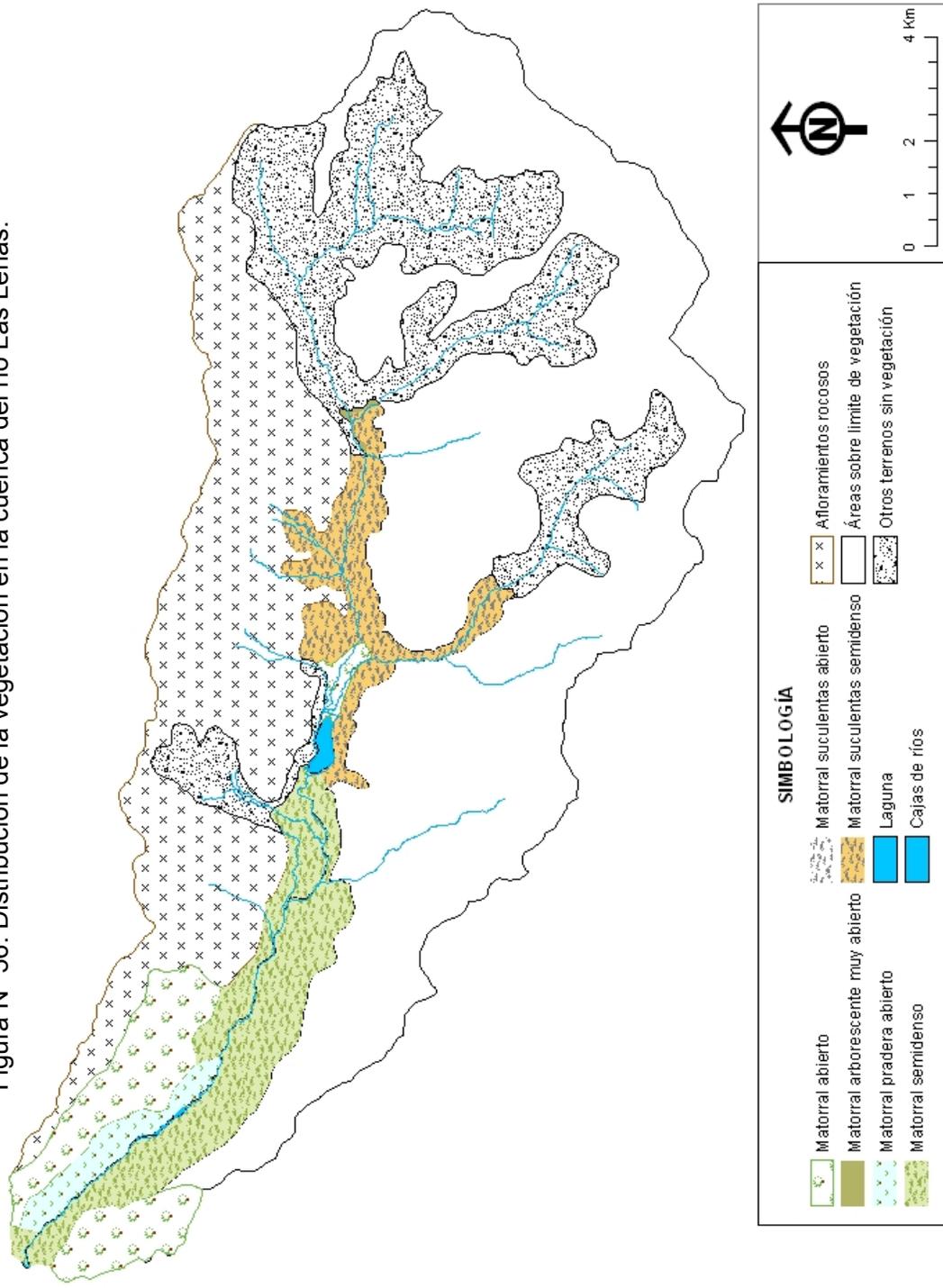


Fuente: Elaboración propia.

Podemos observar, tanto en la tabla anterior, como en su representación gráfica que el **82.16%** del total de superficie de la cuenca se encuentra sin cubierta vegetal, o lo que es igual, solo un 17.84% de la superficie en estudio se encuentra con algún nivel de recubrimiento vegetal. Cabe señalar además que, en aquellas áreas que presentan presencia de algún tipo de vegetación, no necesariamente esta se encuentra recubriendo homogéneamente la superficie en cuestión, situación que es fácil de observar en la figura 54 (NDVI). Esto último se traduce en que el nivel de protección o estabilidad que pueda generar la cubierta vegetal sobre las vertientes, varia, tanto entre las categorías descritas como al interior de las mismas.

En resumen, la gran mayoría de la cuenca no se encuentra cubierta por vegetación, coincidiendo las áreas desprovistas de ella con las zonas altas y de vertientes de la misma, localizándose la escasa vegetación presente en las zonas de fondo de valle y en el área cercana a la confluencia con el Río Cachapoal, tal como puede verse en la figura N° 56.

Figura N° 56: Distribución de la vegetación en la cuenca del río Las Leñas.



Fuente: Elaboración propia

12.0 PENDIENTES

12.1 MARCO GENERAL

Como se dijo en capítulos anteriores, la gravedad es una de las principales fuerzas que participan en el ciclo erosivo y por ende, en el desarrollo de movimientos en masa en la superficie del globo. La fuerza de gravedad se encuentra permanentemente actuando sobre todos los cuerpos en la superficie de la Tierra, en cualquier lugar de ella.

Sobre un plano horizontal, la fuerza de gravedad atrae los cuerpos hacia el centro del planeta impidiendo que estos se muevan en el sentido del plano (figura 57 (a)). En planos inclinados, esta fuerza será descompuesta en dos vectores, uno perpendicular a la superficie de reposo y otro tangencial a la misma, de los cuales dependerá la situación de equilibrio del cuerpo sobre la superficie (figura 57 (b)).

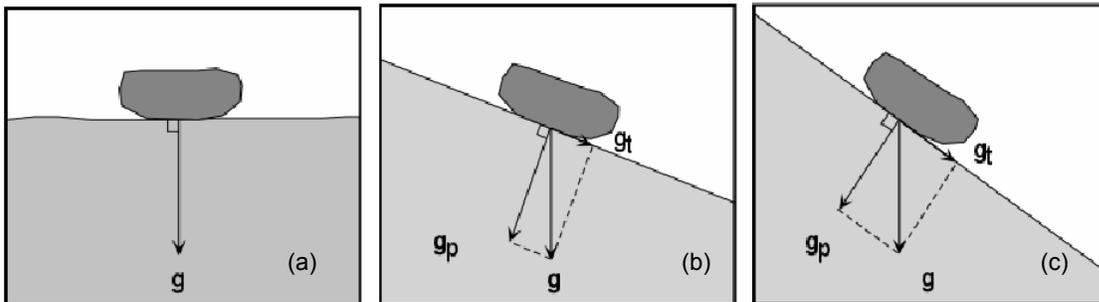


Figura N° 57: Esquema general de la influencia de la gravedad en el desplazamiento de partículas sobre un plano horizontal y sobre planos inclinados.

Fuente: <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol204/slopestability.pdf>

La componente perpendicular de la gravedad (g_p) ayuda a mantener los cuerpos en el lugar de la superficie, mientras que la componente tangencial (g_t) empuja los cuerpos hacia abajo, en forma paralela al plano inclinado. Esto quiere decir que en la medida que aumenta la inclinación del plano (mayor pendiente), también aumenta la componente tangencial y disminuye la componente horizontal y eventualmente, una vez que se supera el límite de equilibrio entre las fuerzas que mantienen el objeto en su lugar (componente perpendicular) y aquellas que lo empujan hacia abajo (componente tangencial), el objeto se pondrá en movimiento (figura 57 (c)).

Al actuar permanentemente sobre las condiciones de estabilidad de las vertientes y por ende, sobre su nivel de susceptibilidad (aislando el resto de los factores y variables involucrados), se puede decir que existe una relación directa entre la pendiente del terreno y la susceptibilidad de las vertientes (a > m > susceptibilidad o viceversa). Este hecho hace imprescindible el análisis de las pendientes en la definición de niveles de susceptibilidad natural del paisaje, a objeto de obtener antecedentes, entre otras, sobre las siguientes materias:

- Las posibilidades de fallas de vertientes, es decir de superación del límite de equilibrio de las mismas (o factor de seguridad), a partir del cual se activan o detonan procesos de remoción.
- El diseño y efectividad de las medidas de prevención frente a la dinámica de los mismos.
- La influencia de variaciones en parámetros críticos de la vertiente (tales como su geometría, las propiedades de sus materiales constituyentes y las condiciones de humedad del terreno) en la estabilidad de la misma.

Al igual que otros factores internos que afectan la estabilidad del terreno, la pendiente influye sobre las tipologías, los mecanismos y los modelos de ruptura de las mismas (FERRER, 1987 en SANTACANA, 2001 y HAUSER, 1993), de tal forma que su estudio ha sido una preocupación constante de los investigadores dedicados al análisis del paisaje y su dinámica morfogénica.

Tal como se señaló en puntos anteriores, los paisajes de montaña, especialmente aquellos insertos en dominios y pisos morfoclimáticos periglaciares, presentan fuertes pendientes y dadas sus condiciones ambientales, una alta dinámica morfogénica. Esto ha significado que hasta la fecha se hayan desarrollado numerosas investigaciones orientadas a definir el límite de equilibrio de vertientes, frente a tales o cuales procesos, las que si bien se estructuran sobre la base de ciertos rangos comunes, no han conseguido a la fecha consensuar una clasificación única para tales efectos, producto de la complejidad y heterogeneidad de los factores que intervienen en cada posición

geográfica en particular (características de los materiales, humedad del sustrato, exposición, etc.)

12.2 DETERMINACIÓN DE UNIDADES DE PENDIENTE

En consideración de lo anterior, para clasificar las pendientes de la cuenca del río Las Leñas se elaboró una clasificación mixta a partir de los trabajos de ARAYA & BORGEL (1972); YOUNG (1975); FERRANDO (1993) y DE PEDRAZA (1996), en la que se detallan los rangos de pendientes más recurrentes en las clasificaciones analizadas y los procesos morfogenéticos vinculados a dichos rangos. Los resultados se exponen en la siguiente tabla:

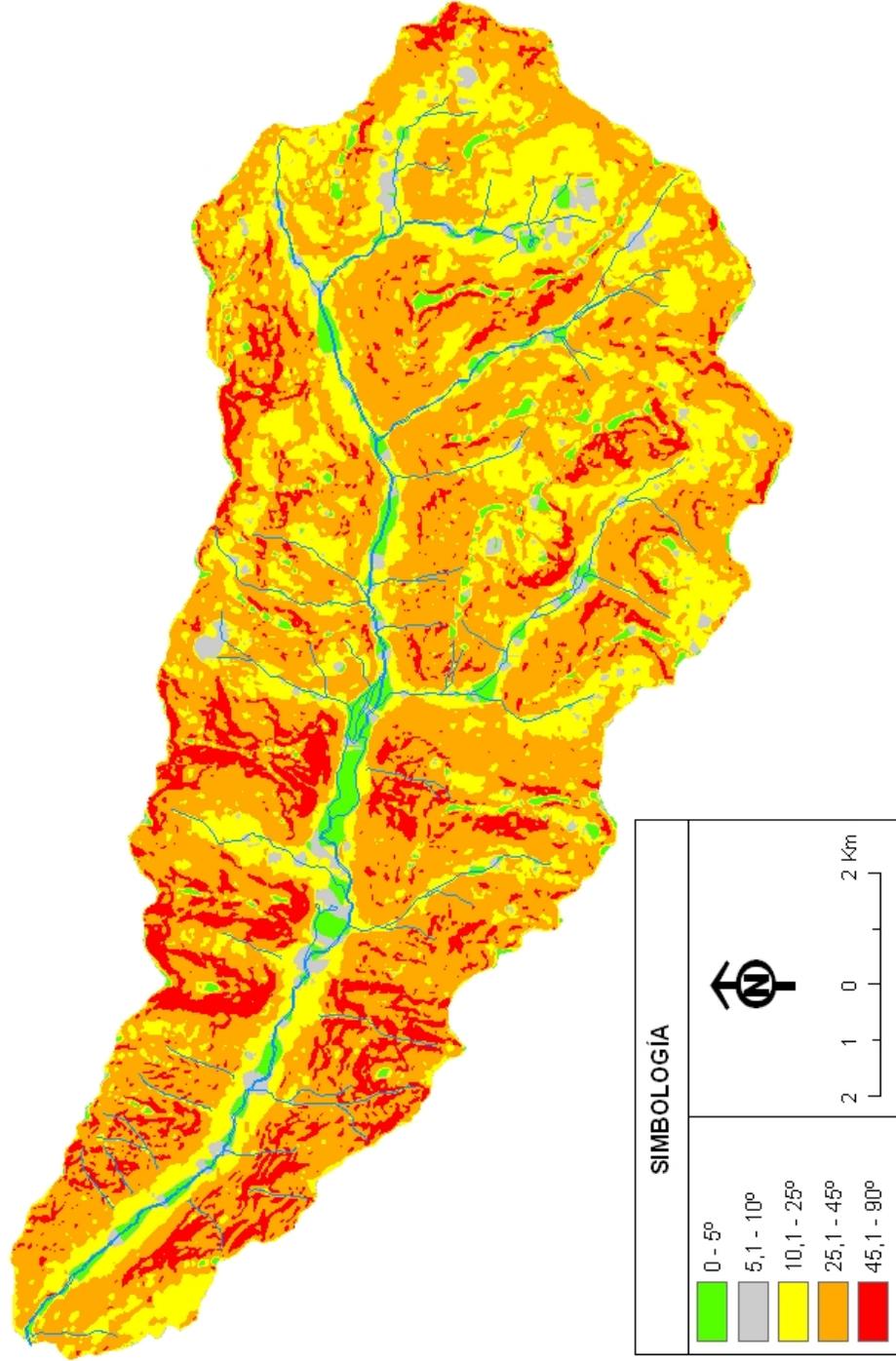
Tabla N° 17: Clasificación de pendientes por rangos y procesos morfogenéticos asociados

Rangos de pendientes	Fisiografía	Dinámica
0 – 5°	Plana, (loma, fondo de valle, terraza y hombrera-rellano)	Ligero lavado. Arroyada en manto y estancamiento de la escorrentía, soliflucción fría. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo. Muy baja susceptibilidad.
5° - 10°	Glacis	Arroyada en manto, a veces en surco. Flujo atenuado. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo y baja susceptibilidad.
10° - 25°	Cuesta, cono de deyección coluvial y/o aluvial	Deslizamientos y flujo, arroyada en surco. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo y susceptibilidad media.
25° - 45°	Talud coluvial, cono de deyección caótico	Caídas, avalanchas, deslizamientos y flujos. Arroyada con acaravamientos. Dificultades para la evolución del suelo y alta susceptibilidad.
45° - 90°	Escarpe (acantilado, cornisa, arista-cresta)	Caídas, colapsos y avalanchas, corredores de derrubio frecuentes. Arrollada en reguero concentrado, torrenteras. Escaso a nulo desarrollo del suelo y muy alta susceptibilidad

Fuente: Elaboración propia a partir de ARAYA & BORGEL (1972); YOUNG (1975); FERRANDO (1993) y DE PEDRAZA (1996)

En función de los rangos detallados en la tabla anterior, se construyó la carta de pendientes de la cuenca, la cual puede ser apreciada en la figura 58.

Figura N° 58: Carta de pendientes de la cuenca del río Las Leñas



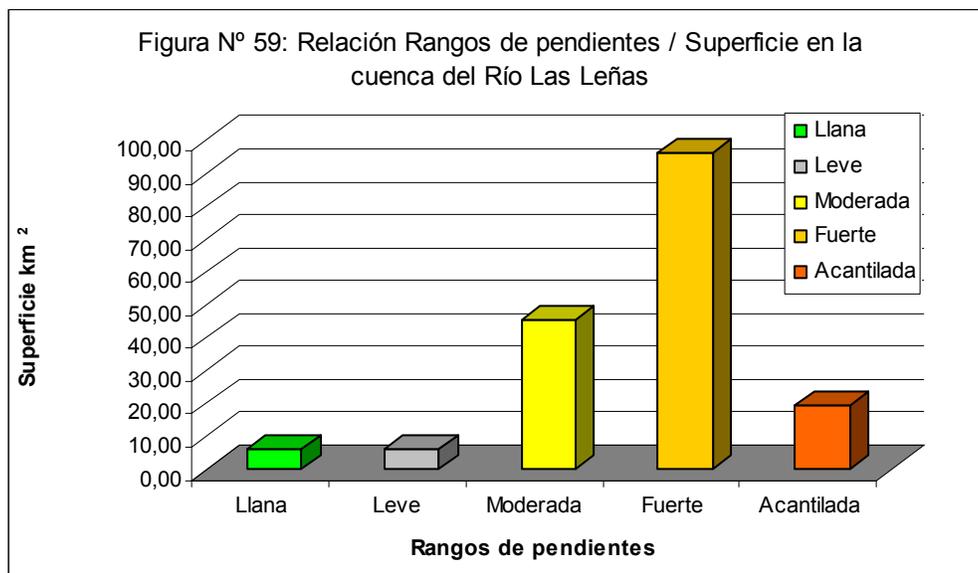
Fuente: Elaboración propia

En atención a lo que puede ser observado en la cartografía generada, las pendientes de la cuenca del río Las Leñas se distribuyen de la siguiente manera:

Tabla N° 18: Relación rangos de pendientes / superficie en la cuenca del río Las Leñas

Tipo de pendiente	Rango	N° Celdas	Km ²	%	Frecuencia acumulada
Llana	0 - 5°	10102	6,31	3,64	3,64
Leve	5 - 10°	9818	6,14	3,54	7,17
Moderada	10 - 25°	72663	45,41	26,17	33,34
Fuerte	25 - 45°	153742	96,09	55,36	88,70
Acantilada	Sobre 45°	31369	19,61	11,30	100,00
Total			173,56	100	

Fuente: Elaboración propia



Fuente: Elaboración propia

Como se aprecia en la tabla y gráfico anteriores (18y 59, respectivamente), el rango de pendientes con mayor frecuencia en la cuenca es el rango entre 25 y 45°, el que cubre una superficie de 96,09 km², lo que representa un 55,36% de la superficie total de la misma, mientras que los de menor cobertura espacial son los rangos entre 0 a 5° y 5 a 10° con 6,31 y 6,14 km² respectivamente, sumando en conjunto, solo un 7,17% de la superficie del área de estudio.

Sobre el 66% de la cuenca presenta pendientes por sobre 25°, cifra considerada por numerosos autores (además de los citados en la tabla 17, INNES, 1983 y COSTA, 1984 en CURRY, 1999) como el umbral por sobre el cual se producen condiciones adecuadas para la generación de caídas, avalanchas, deslizamientos, flujos y arroyada con acarcavamientos o canales, entre otros procesos de remoción. Esta situación determina un alto a muy alto grado de susceptibilidad esperada de esta zona, mientras que solo el 7,17% de la superficie de la cuenca presenta condiciones de muy baja y baja susceptibilidad derivadas de su pendiente, fundamentalmente en el área correspondiente al fondo de valle del curso principal del río Las Leñas y de sus afluentes.

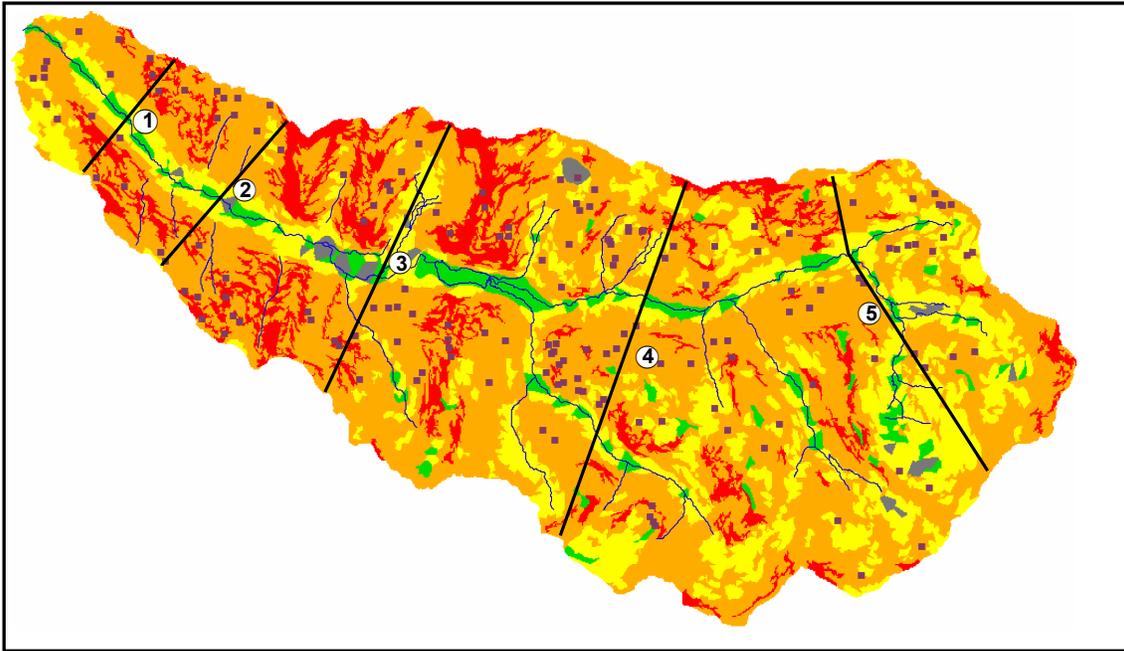
La situación descrita en los párrafos anteriores, puede ser observada en cinco perfiles topográficos generales, que se han elaborado a modo de ejemplificar gráficamente el relieve de la cuenca y cuyas principales características se sintetizan en el la tabla 19 y desde la figura 60 a la 65.

Tabla N° 19: Características principales de los perfiles elaborados.

Perfil	Extensión (m)	Elevación inicial (m.s.n.m.)	Elevación final (m.s.n.m.)	Pendiente promedio (°)	Pendiente máxima	Elevación mínima (m.s.n.m.)	Elevación máxima (m.s.n.m.)
1	4083,0	2515,8	2527,9	32,4	65,9	1500,0	2554,3
2	5172,8	2951,7	2930,9	29,4	61,4	1700,0	2951,7
3	7563,2	3103,9	3603,6	22,4	62,6	2050,0	3603,6
4	9765,2	3542,4	3586,8	24,8	64,2	2350,0	3586,8
5	8221,6	3474,3	3962,6	16,3	67,4	2680,5	3962,6

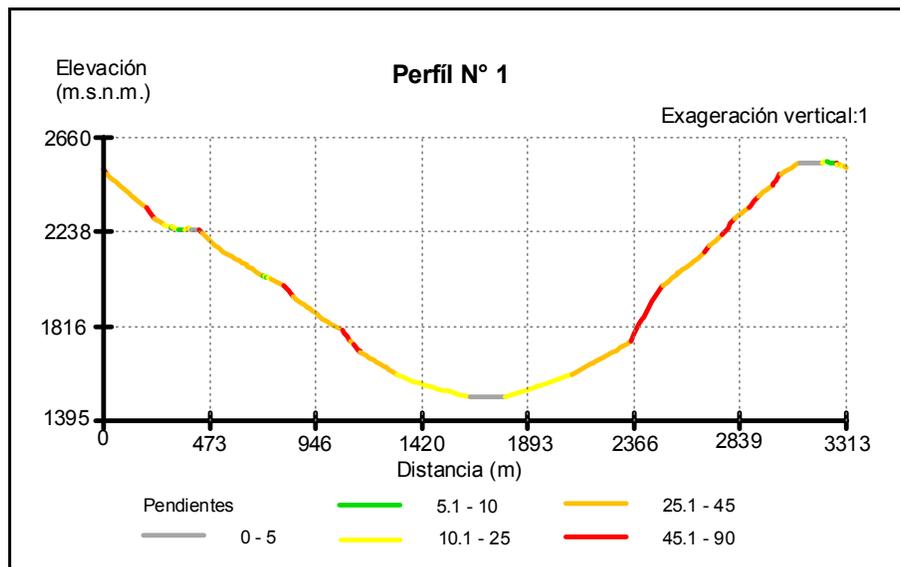
Fuente: Elaboración propia

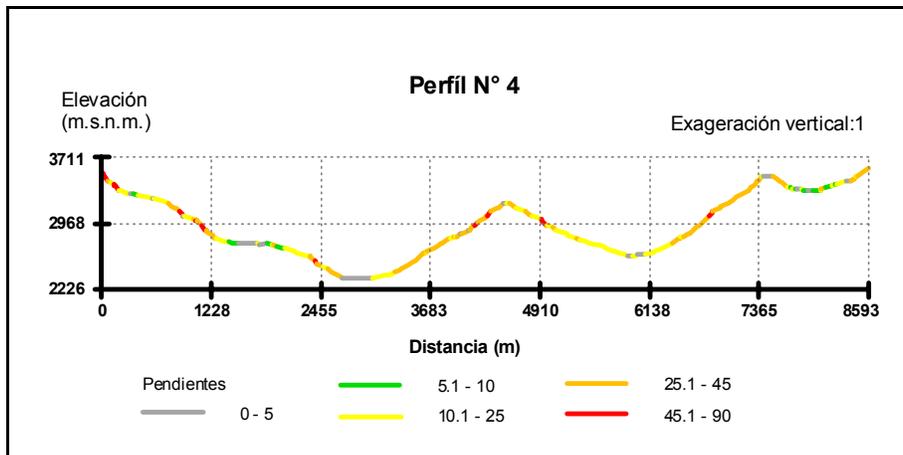
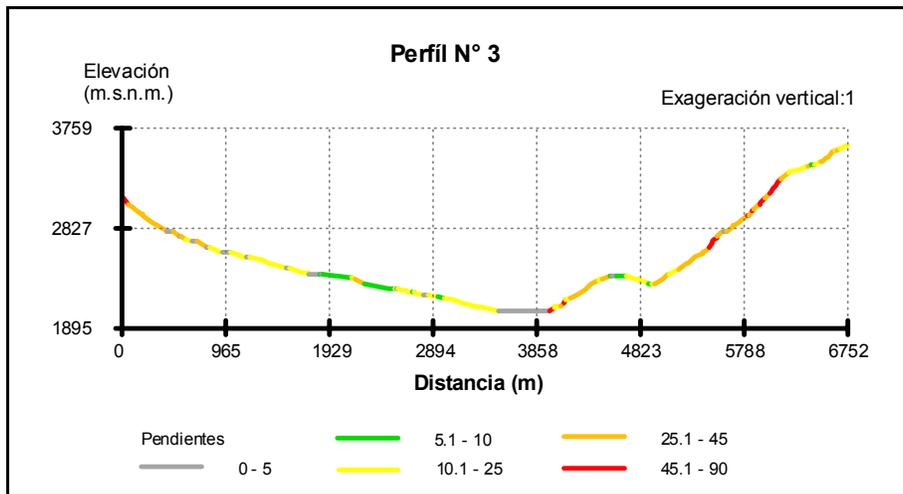
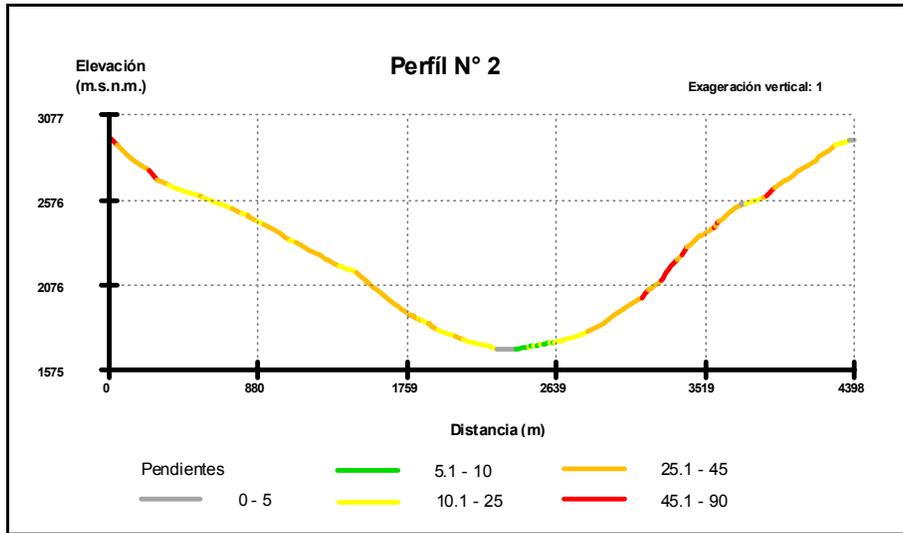
Figura N° 60: Posición de la secuencia de perfiles topográficos extraídos en la cuenca del río Las Leñas

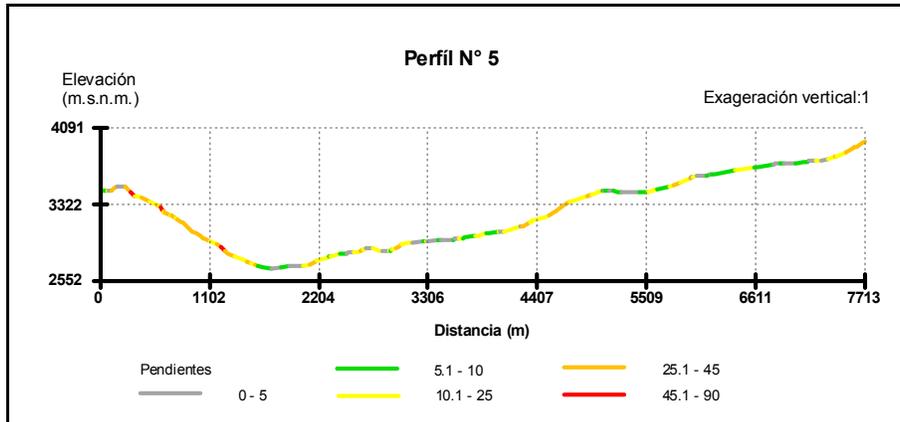


Fuente: Elaboración propia

Figuras N° 61 a la 65: Perfiles N° 1; 2; 3 y 4, respectivamente







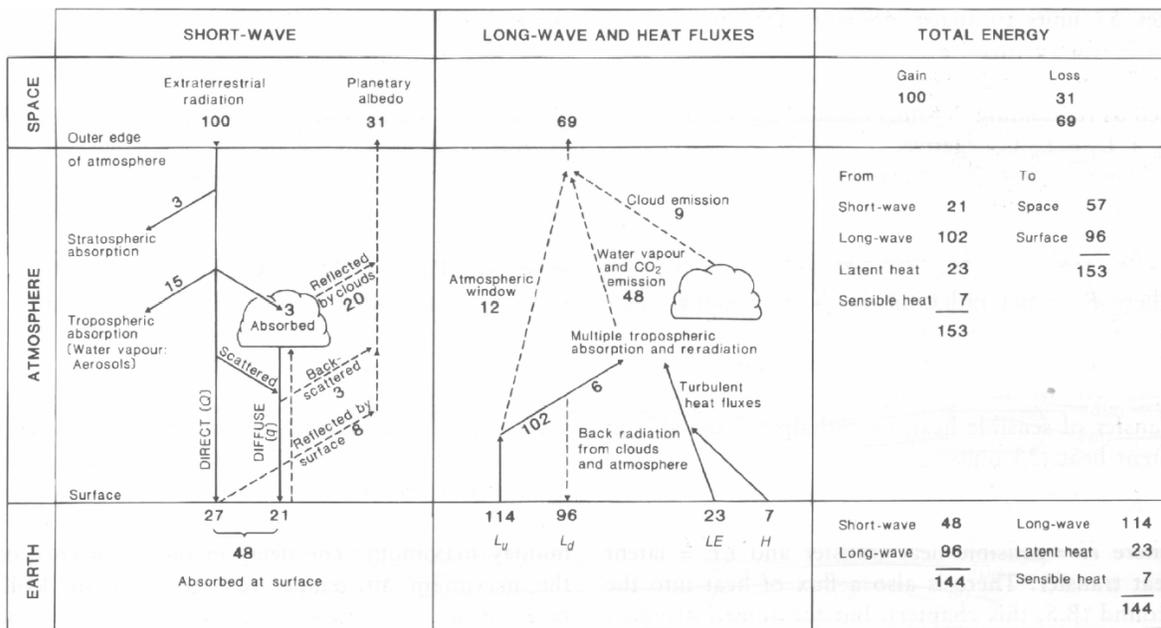
Fuente: Todas las figuras son de elaboración propia

13.0 EXPOSICIÓN DE VERTIENTES

13.1 MARCO GENERAL

La radiación solar incidente constituye la principal fuente energética para los procesos físicos y biológicos de nuestro planeta, con un ingreso constante de 170 billones de Megawatts (GEIGER 1965, GATES 1980, DUBAYAH y RICH (1995, 1996) en Helios Environmental Modeling Institute –HEMI -, 2000). La radiación solar viaja a través del espacio astronómico, cruza la atmósfera de la Tierra, donde es modificada en las diferentes capas de la misma por sus constituyentes, para ser luego interceptada como insolación directa y difusa por la topografía y otras características de la superficie, al tiempo que una parte de ella es reflejada por esta última.

Figura N° 66: Balance de Radiación de la Tierra



Fuente: Planetary atmospheres, the environment and life. http://nuclear.gla.ac.uk/~dave/excos2y/downloads/04_Radiation.pdf

Dicho de otra manera, o en términos desagregados, la radiación solar global, es el resultado de la suma de las radiaciones directa y difusa sobre la superficie y puede ser expresada como la suma de éstas.

En términos matemáticos:

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cos \theta + I_{d\lambda}$$

Donde:

I_{λ} es la radiación solar global

$I_{n\lambda}$ es la radiación solar directa

θ es el ángulo cenital, y

$I_{d\lambda}$ es la radiación solar difusa

En el mismo sentido, y de acuerdo con lo señalado por WRIGHT J. (2006), la radiación solar directa en una superficie horizontal $I_h(\lambda)$ en el nivel del suelo para una longitud de onda λ esta dada por:

$$I_h(\lambda) = I_{0n}(\lambda) E_0 \tau_R(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_{mg}(\lambda) \tau_{wa\lambda}(\lambda) \tau_{o_3}(\lambda) \cos \theta_z$$

Donde:

$I_{0n}(\lambda)$ es la constante solar espectral a la distancia media Tierra Sol

E_0 es el factor de corrección para la distancia entre la Tierra y el Sol

$\tau_R(\lambda)$ es la transmitancia⁸ de Rayleigh

$\tau_a(\lambda)$ es la transmitancia de los aerosoles

$\tau_{mg}(\lambda)$ es la transmitancia de los gases mixtos uniformes

$\tau_{wa\lambda}(\lambda)$ es la transmitancia del vapor de agua

$\tau_{o_3}(\lambda)$ es la transmitancia del ozono, y

θ_z es el ángulo cenital.

⁸ Se entiende por transmitancia el cociente entre la potencia de la radiación que sale de la muestra y la de la que incidió sobre ella, se define como transmitancia: $T = P / P_0$. La transmitancia también puede expresarse en tanto por ciento, multiplicando el cociente anterior por 100.

Mientras que, según el mismo autor, la radiación solar difusa es igual a:

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda} ,$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$ es la radiación difusa espectral producida por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera

$I_{da\lambda}$ es la radiación difusa espectral producida por los aerosoles que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera, y

$I_{dm\lambda}$ es la radiación difusa espectral producida por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

Si bien a escala global, el gradiente latitudinal causado por la geometría de la Tierra y sus movimientos traslacionales y rotacionales, es el principal causante de las diferencias en los niveles de insolación⁹ registrados en superficie, a escala local, la variabilidad altitudinal, la orientación de la superficie y las sombras causadas por la interposición de relieves mayores (sombra orográfica) causan fuertes gradientes locales de insolación. Estos, a su vez, generan una alta heterogeneidad espacial y temporal en la distribución de la energía y el balance hídrico, determinando comportamientos diferenciados de factores microambientales, tales como los regímenes de temperatura del aire y el suelo, la evapotranspiración, los patrones de derretimiento de la nieve, la humedad del suelo, la luz disponible para la fotosíntesis y el régimen de vientos locales, situación esta última, que en áreas de alta montaña, incide en los potenciales montos de acumulación de nieve.

Considerando tanto aquellos elementos que influyen sobre el fenómeno a escala global, como aquellos que intervienen en la escala local, se puede afirmar que la insolación depende de los siguientes factores (LLAMAS, 1993; XIAO FENG *et al.*, 1996):

- El ángulo de incidencia entre los rayos solares y la superficie del terreno (efecto de la latitud y la topografía)

⁹ Intensidad de la radiación solar por superficie del terreno, usualmente Watts/m².

- El tiempo de exposición
- La distancia de la Tierra al Sol
- La intensidad de la radiación solar y
- Las condiciones atmosféricas (absorción y reflexión)

Por otra parte, considerando adecuado lo señalado, entre otros autores, por: RICH *et al.* (1994), PONS (1996); FELICÍSIMO (2001), FU y RICH (2002), respecto de que, para superficies pequeñas y como método de comparación útil a escala local, es posible asumir la influencia de la latitud, el tiempo de exposición, la distancia de la Tierra al Sol, la intensidad de la radiación solar y las condiciones atmosféricas como constantes para toda la unidad, entonces se puede afirmar que el factor topográfico y sus características, particularmente *la orientación o exposición de vertientes*, es el factor explicativo de la diferencia en los niveles de insolación del terreno. De ahí la relevancia de evidenciar claramente la distribución de orientación de vertientes en la cuenca en estudio.

Al influir sobre los montos de radiación recibida, la exposición incide en la cantidad de energía acumulada y disponible en una vertiente, lo cual supone una relación directa con los montos de temperatura superficial, que afectan tanto las condiciones de estado y permanencia de la nieve, como el desarrollo de la vegetación y los montos de evapotranspiración de la misma, en ambientes de alta montaña.

Así, para el Hemisferio Sur, en vertientes de exposición general norte será usual encontrar ambientes secos con desarrollo limitado o sin desarrollo de vegetación, mientras que en vertientes de exposición general sur habrá mayor humedad en el sistema y mayor desarrollo vegetal. Las vertientes con exposiciones generales este y oeste presentan situaciones intermedias entre las anteriormente descritas.

Como se señaló anteriormente, estas diferencias en la recepción de energía solar (radiación de onda corta), influyen en el ciclo de calentamiento – enfriamiento diario de las vertientes, estableciendo diferencias significativas en vertientes de solana y umbría e influenciando de manera directa e indirecta, tanto el ciclo hielo – deshielo, como la generación de procesos de remoción en masa, producto de la alteración del equilibrio de

las masas de nieve y materiales por el aumento de la presión en los poros (presión de agua intersticial¹⁰).

Sobre lo señalado en el punto anterior, y citando lo expuesto por FU y RICH (2002), innumerables investigadores han observado variaciones significativas de temperatura en relieves topográficos altos. Por ejemplo, en palabras del mismo autor mencionado, en el Hemisferio Norte, HOLCH (1931) encontró que la temperatura máxima del aire fue entre 0.5 a 5 °C más alta en vertientes de exposición Sur que en vertientes de exposición Norte; COTTLE (1932), en su estudio de vegetación en las montañas del *Big Bend County*, en Texas, encontró que la temperatura del suelo, 6 cm. por debajo de la superficie, estaba entre 5 – 10 °C más alta en vertientes de exposición Sur versus las vertientes de exposición Norte; WILSON (1970) documentó temperaturas del aire (media máxima semanal) de 5 °C en primavera y 1.8 °C en el verano para vertientes de exposición Norte versus Sur, en áreas boscosas del Monte *St. Hilaire*, Québec. Más recientemente, DIXON (1986) en su estudio de distribución de las plantas en las *Rocky Mountains*, encontró que las temperaturas del suelo estuvieron típicamente entre 0.4 a 12.1 °C más calientes que la temperatura del aire ambiental y ambas varían significativamente con la posición topográfica.

Adicionalmente a lo anterior, COOPERSTEIN *et al.* (2004), presentó evidencia de que la orientación de vertientes jugaba un rol significativo en la variabilidad espacial de las superficies escarchadas de las montañas consideradas en su estudio (*Pioneer Mountain*, Montana) y que ella juega un rol relevante en la formación, tamaño, tipo y extensión de las superficies escarchadas y de cristales (de nieve) facetados cercanos a la superficie, situación que incide en la variabilidad del debilitamiento de capas (de nieve) en escalas pequeñas (locales) y, en esta misma línea, CHUECA y ASUNCIÓN (2004) han mostrado la estrecha correlación existente entre la morfología de pequeños cuerpos glaciares con la variación espacial de la radiación solar incidente.

No obstante todo lo anterior, y en acuerdo con lo planteado por McCUNE y KEON (2002), la exposición u orientación de vertientes por si sola, no transformada, es una variable

¹⁰ Según la define WHITTOW (1984), se entiende la presión intersticial como la presión ejercida por el agua contenida en los huecos e intersticios de un suelo o roca, que en condiciones de saturación forzaría a las partículas a separarse, provocando probablemente la ruptura de las estructuras que estas forman.

pobre para el análisis cuantitativo, pues ella es un camino indirecto para acercarse a una variable de cuantificación mucho más compleja, en ausencia de datos de campo, la Temperatura. Para reafirmar la aseveración anterior, tóme en cuenta, por ejemplo, que respecto del Norte geográfico, 1° de exposición es una cifra muy distinta de 360°, aunque en la práctica, sobre la superficie de la Tierra, ambas cifras se refieren a posiciones adyacentes donde la radiación recibida y la temperatura generada a partir de ella pueden ser prácticamente la misma.

En este contexto, a objeto de profundizar el análisis de los factores que intervienen en la detonación de fenómenos de remoción en masa como los que este estudio abarca, en general, y estimar la importancia relativa que sobre estos procesos tiene la insolación de vertientes, en particular, se procede a estimar los montos de radiación solar incidente potencial en la cuenca (insolación) y con posterioridad a ello, se definen los rangos más representativos para ella y las orientaciones de vertientes (rangos de esta) a los que se encuentran asociados.

13.2 MODELOS DE ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR INCIDENTE

Para realizar la estimación de radiación recibida por una superficie de la Tierra, tradicionalmente se han utilizado dos tipos de modelos de cálculo; los modelos *punto específicos* y los modelos de *base areal* (HEMI, 1999 – 2000).

Los modelos punto específico están basados en la geometría de la orientación de la superficie en análisis y la cuenca visual existente desde ese punto, con una gran exactitud para el cálculo de la radiación en localizaciones específicas dadas, pero sin factibilidad de uso para unidades de paisaje más amplias.

Por su parte, los modelos de base areal realizan el cálculo para áreas geográficas, calculando la orientación de estas y el efecto de la sombra orográfica a partir de un Modelo Digital de Elevaciones. Estos últimos, al perder un margen de exactitud para puntos específicos, son capaces de reflejar de manera eficiente la distribución de la radiación en espacios geográficos mayores.

Dado que este estudio esta orientado al análisis de áreas a una escala media, sea ha utilizado un modelo del segundo tipo. Dicho modelo fue utilizado en origen por FU y RICH (2000) para la elaboración del Solar Analyst 1.0, una extensión del software Arcview 3.1 (y posteriores), que fue utilizada para determinar la insolación global de la cuenca del río Las Leñas (todos los detalles técnicos de la aplicación se encuentran contenidos en el Anexo N° 1).

13.3 RADIACIÓN POTENCIAL GLOBAL PAR LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS

La radiación global potencial incidente en la cuenca del río las leñas, para el periodo de un año, fue estimada utilizando los valores tipo incorporados en la aplicación Solar Analyst (ver Anexo 1), ajustados a las condiciones geográficas de la cuenca del río Las Leñas, de acuerdo con lo señalado en la tabla siguiente (20).

Tabla N° 20: Valores de los parámetros utilizados para calcular la radiación potencial de la cuenca del río Las Leñas mediante el uso de *Solar Analyst*.

Parámetro	Descripción
Latitud del sitio	34° 25'
Tamaño del cielo	512
Divisiones de Cenit y Azimut	8 divisiones cenit y 8 divisiones azimut
Modelo de radiación difusa	Modelo difuso de nublado estándar
Proporción difusa	0.3
Intervalo de tiempo en análisis	1 Año
Modelo de radiación directa	Modelo de transmisión simple.
Transmisividad	0.5

Fuente: Elaboración propia a partir de HEMI (1999 – 2000)

Los resultados de la aplicación del modelo a la cuenca pueden verse gráficamente representado como variable continua en la figura 67 y segmentados en cinco grandes intervalos en la figura 68. Ambas figuras muestran la gran diferencia anual de insolación recepcionadas por las vertientes del río Las Leñas.

Los montos calculados ratifican la importancia del factor orográfico en la distribución de la temperatura en la cuenca. La diferencia más acentuada se da ente las vertientes de exposición norte y sur, en donde el punto de mayor calentamiento en exposición norte

recibe, durante un año, 5,8 veces más energía que el punto de menor recepción en exposición sur.

Figura N° 67: Radiación potencial anual en la cuenca de del río Las Leñas.

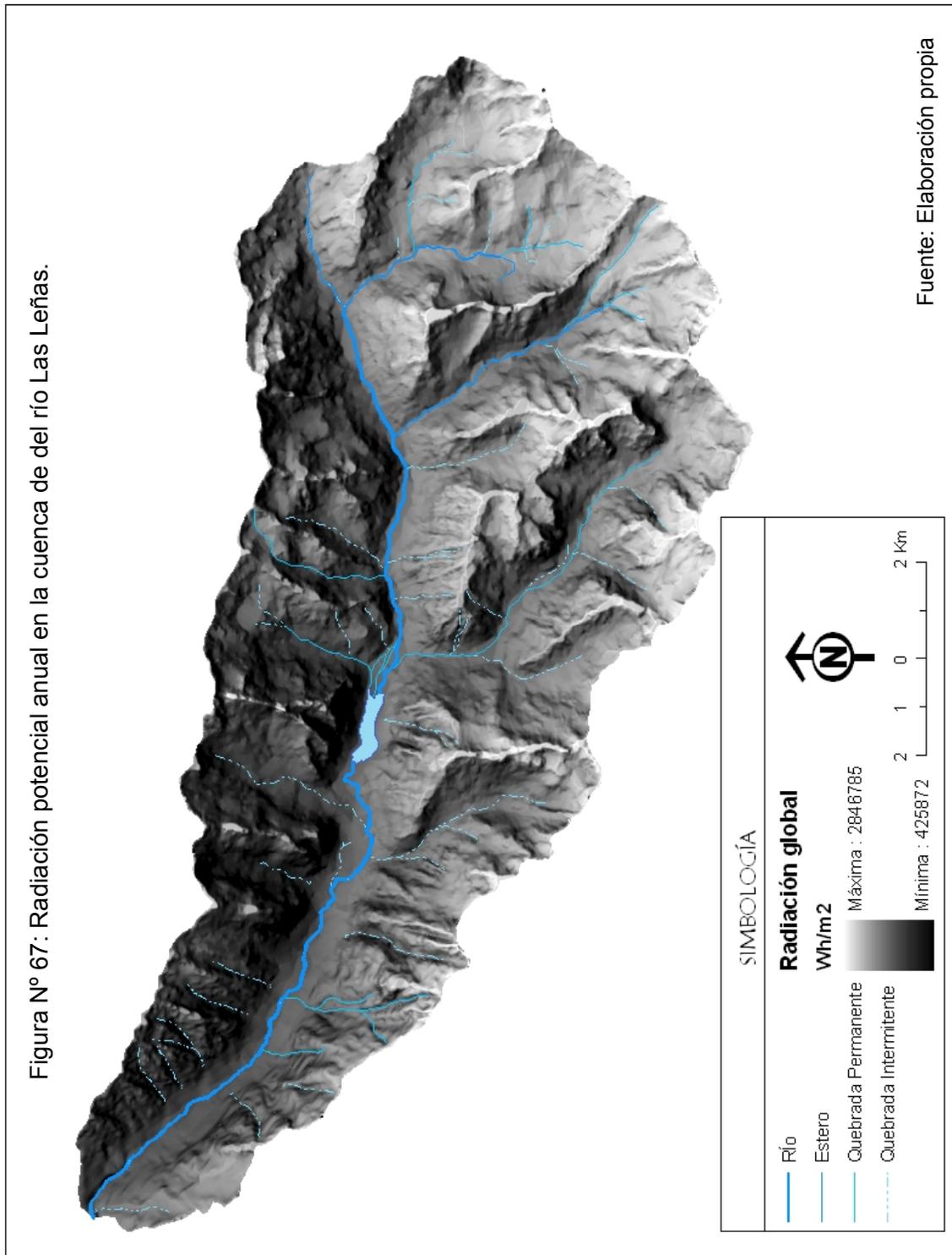
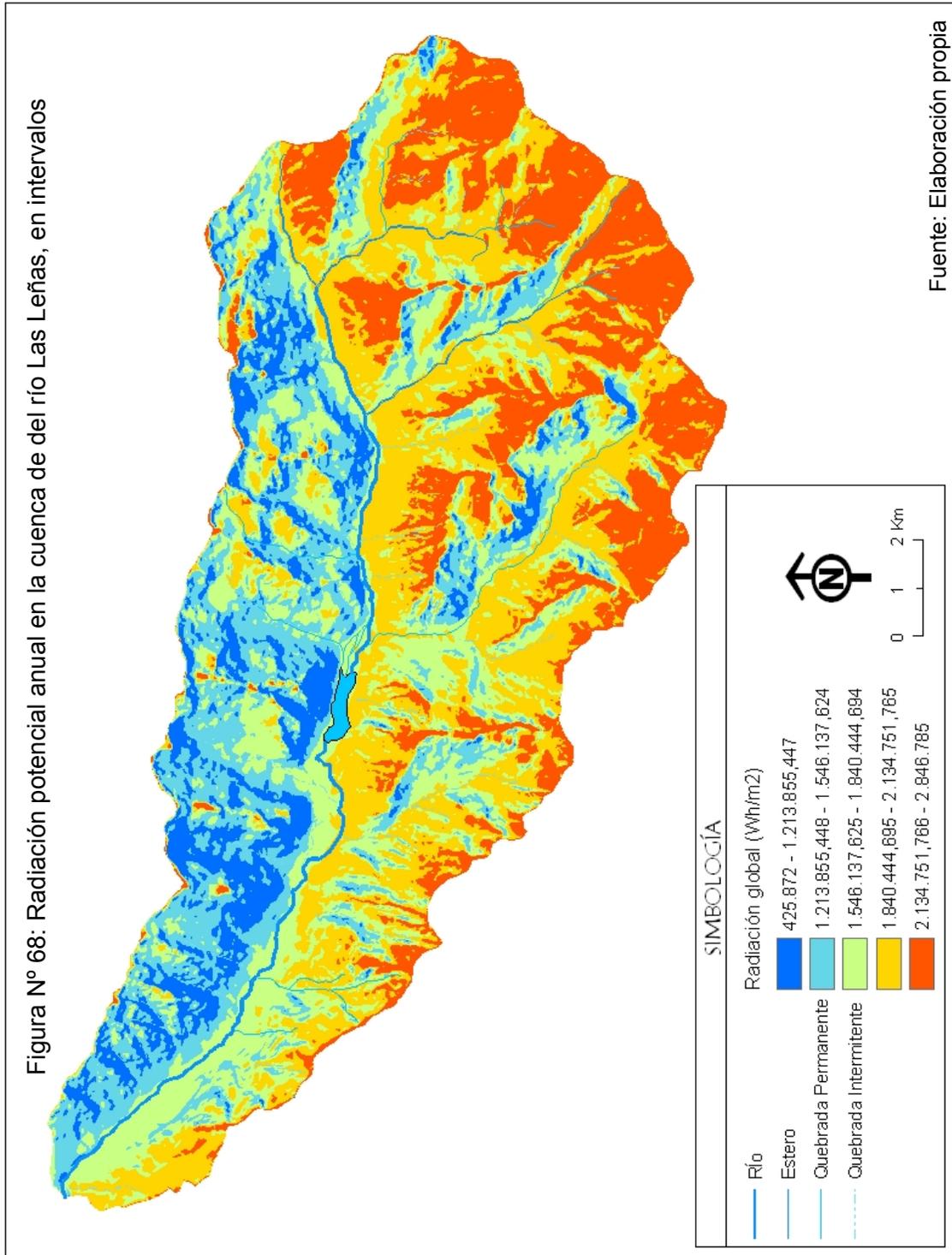


Figura N° 68: Radiación potencial anual en la cuenca de del río Las Leñas, en intervalos



Fuente: Elaboración propia

Respecto de las vertientes con orientaciones Norte y Sur, las vertientes en exposición Este y Oeste presentan valores intermedios de insolación, siendo la segunda de estas la que presenta los valores más bajos.

En este escenario, es dable pensar en una notoria diferencia en los patrones topoclimáticos de la cuenca, derivados de la recepción y acumulación diferenciada de energía, producto de la influencia de la orientación de las vertientes. Es esperable también, entonces, que esto provoque dinámicas morfogenéticas distintas en las vertientes de la cuenca, tanto en la tipología de los procesos actuantes, como en la frecuencia y magnitud de los mismos.

Complementariamente con lo anterior, en condiciones de ausencia de datos de campo, se considera adecuada, la evaluación de la influencia de la orientación sobre los procesos morfogenéticos en términos de análisis relativo. Esto significa, evaluar la importancia de la orientación en la detonación de procesos de remoción, en función de la cantidad de radiación solar recibida por cada unidad.

Para efectos de este trabajo, teniendo presente lo planteado en los puntos anteriores y la orientación general de la cuenca (Este - Oeste), se consideró adecuado dividir los sistemas de vertientes en cuatro categorías de orientación principales y una categoría secundaria que da cuenta de las superficies con valores negativos (-1), correspondiente a los relieves planos, las cuales son expuestas en la siguiente tabla (21).

Tabla N° 21: Tipología de intervalos de orientación utilizados en la cuenca del río Las Leñas

Orientación	Intervalo (°)
Norte	315.1 – 360; 0 – 45
Este	45.1 – 135
Sur	135.1 – 225
Oeste	225.1 - 315
Plano	-1

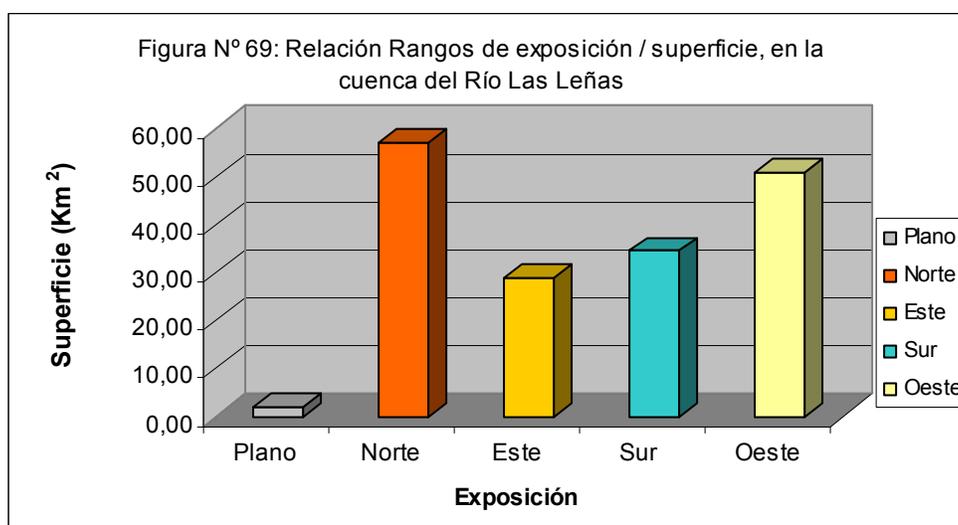
Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo con los intervalos de la tabla precedente (21) se consiguen los valores de cobertura espacial expuestos en la tabla 22 y figura 69, para cada categoría.

Tabla N° 22: Cobertura espacial de los rangos de orientación de vertientes en la cuenca del río Las Leñas.

Orientación	Rangos	N° celdas	km ²	%	Frecuencia acumulada
Plano	-1	3204	2,00	1,15	1,15
Norte	315 - 360; 0 - 45	91425	57,14	32,92	34,08
Este	45,1 - 135	46309	28,94	16,68	50,75
Sur	135,1 - 225	55178	34,49	19,87	70,62
Oeste	225,1 - 315	81578	50,99	29,38	100,00
Total			173,56	100,00	

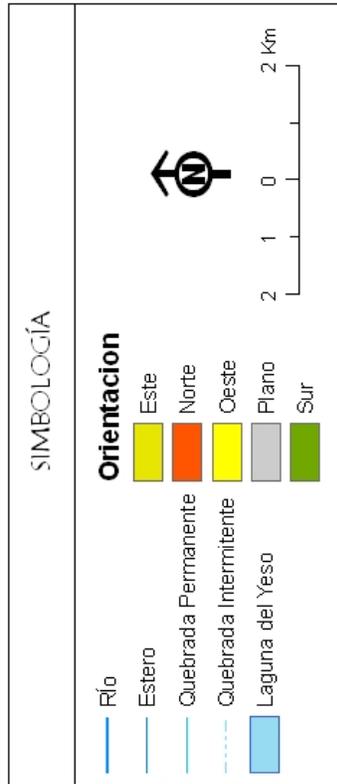
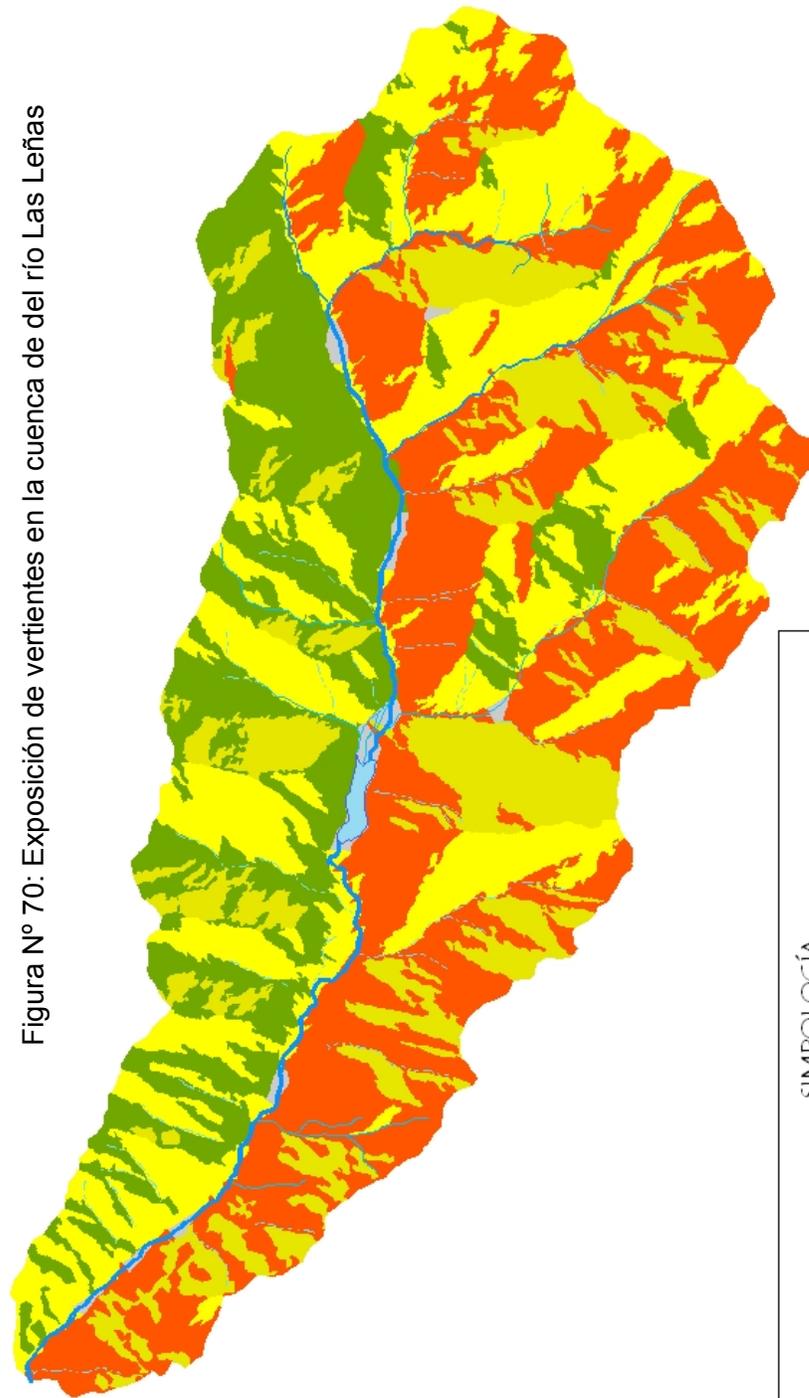
Fuente: Elaboración propia.



Fuente: Elaboración propia.

Como se aprecia en la tabla anterior y gráfica asociada, la mayor parte de las vertientes de la cuenca presentan orientación Norte (57.14Km^2), representando el 32,9% de la superficie total de la misma. En segundo lugar y con una superficie cercana a la categoría anterior ($50,99\text{ km}^2$) se encuentran las vertientes con orientación Oeste, las cuales representan el 29,38% de la superficie del área de estudio, mientras que las categorías Sur y Este representan superficies del orden de los $34,49$ y $28,94\text{ Km}^2$ de la superficie total de la cuenca, respectivamente. Las áreas planas de la cuenca, es decir sin orientación, respecto del Norte geográfico corresponden a $2,02\text{ Km}^2$ lo que representa el 1,16% de la superficie del área de estudio. La distribución espacial de estos indicadores puede verse en la figura N° 70.

Figura N° 70: Exposición de vertientes en la cuenca de del río Las Leñas



Fuente: Elaboración propia



**Capítulo Cuarto:
Susceptibilidad espacial al
desarrollo de procesos de
remoción en masa**

14.0 SUSCEPTIBILIDAD DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS A DESARROLLAR Y SER AFECTADA POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Se entiende que un área es afectada por una remoción toda vez que en ella arrancan, se desplazan o depositan los materiales involucrados en un proceso morfogenético de estas características. Por otra parte, se entiende que un área es susceptible de desarrollar un proceso de remoción, toda vez que en ella se origina el desplazamiento. La metodología utilizada en este estudio puede arrojar valores de susceptibilidad espacial, tanto para el primero, como el segundo caso.

No obstante en el capítulo anterior se ha realizado una caracterización pormenorizada de los factores condicionantes y de la evidencia de remociones existentes en la cuenca, cabe recordar que, como se señaló en la metodología del estudio, no todos los factores condicionantes son considerados en el análisis de determinación de la susceptibilidad de la cuenca. En particular, fueron excluidos de su integración en el método, el factor hidrografía, puesto que el indicador utilizado para su caracterización en la cuenca (el Índice de Potencialidad Erosiva) no presenta una diferenciación significativa al interior de la cuenca (el valor más alto es de 0.43, mientras que el más bajo es del orden de 0.03) y el parámetro relacionado con la distancia a fallas, el factor geología, por las razones que se indican en el punto 14.1.2 de este mismo capítulo.

De esta manera, los factores condicionantes considerados y la variable específica utilizada en cada uno de ellos, corresponde a las contenidas en la siguiente tabla (N° 23):

Tabla N° 23: Factores y variables considerados para la estimación de la susceptibilidad en la cuenca del río Las Leñas.

Factor	Variable
Dominio morfoclimático	Cinturones geocológicos
Geología	Formaciones superficiales
Geomorfología	Sistemas de vertientes
Vegetación y uso del suelo	Formaciones vegetacionales y uso del suelo
Pendientes	Rangos de pendientes
Exposición de vertientes	Orientación

Fuente: Elaboración propia

Si bien el método elegido para caracterizar la susceptibilidad, tanto para variables discretas, como continuas, no exige que exista una clasificación cualitativa, a priori, de la susceptibilidad esperada de cada unidad cartografiada, puesto que este calcula dicha susceptibilidad a partir de la probabilidad condicional bivariada, en el punto siguiente, se incluye una caracterización de este tipo, derivada de la revisión bibliográfica y del análisis de los antecedentes de cada unidad, como un elemento adicional que permita, evaluar la coherencia entre los resultados de la aplicación del método y los antecedentes bibliográficos (juicio experto), existentes sobre la materia.

14.1 SUSCEPTIBILIDAD ESPERADA DE LOS FACTORES CONDICIONANTES A DESARROLLAR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.

14.1.1 Dominio Morfoclimático

Dadas las características morfogenéticas de las unidades identificadas y las posibilidades, que en virtud de estas características, poseen para desarrollar procesos de remoción en masa, la susceptibilidad esperada de cada una es la que se muestra en la tabla 24. Cabe hacer notar que en el caso de esta variable, la escala de susceptibilidad parte desde el nivel medio (susceptibilidad moderada), en el entendido de que todos los cinturones geocológicos analizados poseen condiciones dinámicas y por ende ninguno esta exento de desarrollar en algún momento procesos de remoción de distinta índole y magnitud.

Tabla N° 24: Nivel de susceptibilidad esperada de las unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas

Cinturón Geocológico	Susceptibilidad esperada
Cinturón geocológico montano alto	Moderada
Cinturón geocológico Subnival Alpino Superior	Alta
Cinturón geocológico Nival	Muy Alta

Fuente: Elaboración propia

14.1.2 Geología

En atención a la necesidad de diferenciar las unidades geológicas de acuerdo a la susceptibilidad que presentan cada una de ellas a sufrir o desencadenar fenómenos gravitacionales o de vertientes, estas son clasificadas de acuerdo con dos criterios: (1) el grado de erodabilidad de los materiales que las constituyen y; (2) la respuesta sísmica de los materiales frente a una sacudida (temblor, terremoto).

(i) Erodabilidad de los materiales:

Los rangos de erodabilidad se han definido tomando como referencia la clasificación diseñada por KÜHNI & PFIFFNER (2001), para los Alpes Suizos. De acuerdo con estos autores los materiales pueden ser clasificados en las siguientes escalas de erodabilidad:

- Erodabilidad alta: sedimentos clásticos, principalmente esquistos no metamórficos, areniscas y conglomerados de edad Neógena; secuencias clásticas de grano fino de edad Paleógena; unidades consistentes mayormente de areniscas Mesozoicas, esquistos y pizarras intercaladas por limolitas y dolomitas. La alta erodabilidad es atribuida al alto grado de clivaje en varios tipos de roca; secuencias volcanoclásticas, areniscas y esquistos del finipaleozoico.
- Erodabilidad media: carbonatos Mesozoicos.
- Erodabilidad baja: rocas metamórficas, gneiss del basamento cristalino pre-Mesozoico.

- Erodabilidad muy baja: granitoides, ortho-gneisses y anfibolitas del basamento cristalino pre-mesozoico; granitoides terciarios (intrusivos).

La clasificación realizada por KÜHNI & PFIFFNER (2001) establece una clara escala descendente en el grado de erodabilidad desde las rocas sedimentarias a las plutónicas, pero no considera en la tipología los sedimentos cuaternarios inconsolidados. Dada la importante presencia y cobertura de materiales de este tipo en la cuenca (57.9% de la superficie total), ellos son integrados en la clasificación y en atención a su baja resistencia a la erodabilidad (menor a cualquier tipo de roca consolidada) son ubicados en el extremo superior de ella, generando los siguientes resultados:

- Erodabilidad Muy Alta: Sedimentos Cuaternarios, fluviales y glaciales inconsolidados.
- Erodabilidad Alta: formaciones Río Damas y Las Leñas
- Erodabilidad Media (moderada): Formación Coya Machalí y Formación Farellones.
- Erodabilidad Baja: Intrusivos de granodiorita.

(ii) Respuesta sísmica de los materiales

La naturaleza de los materiales influye sobre la tasa de disipación de la onda sísmica generada por un temblor o terremoto, acelerándola o desacelerándola y por medio de esto, aumentando o disminuyendo su capacidad para poner en movimiento partículas en un plano inclinado. Este comportamiento local de las formaciones superficiales es conocido con el nombre de “efecto de sitio”.

Según CORAL (2002), la importancia del efecto de sitio ha sido puesta en evidencia por los grandes terremotos de los últimos años (Michoacán en 1985; Loma Prieta en 1989; Kobe en 1995 y Turquía 1999) en donde el movimiento del suelo ha variado drásticamente en función de la naturaleza, propiedades mecánicas y topografía del sitio. Consecuentemente, los daños también han variado. Para el caso del terremoto de Michoacán, la aceleración en el suelo fue mucho mayor en las zonas más alejadas del

epicentro que en las más cercanas, sufriendo muchos más daños en tal ocasión México D.F. que Acapulco, por ejemplo. El primero a casi 150 km. del foco del sismo.

Una vez la onda sísmica ha arribado a una localización dada, la geología local tiene gran potencial para modificar la sacudida y/o responder a la sacudida en formas tales como, incrementar el potencial para daños y perjuicios. La topografía de la superficie del terreno, o del lecho de roca enterrado, puede amplificar y focalizar la sacudida, mientras que los suelos no consolidados, también pueden amplificarla. Ejemplo de esto último puede ser lo que sucede con los suelos granulares saturados cuya respuesta a la sacudida suele ser su licuefacción por pérdida de cohesión (MABEY y MADIN, 2003)

Una estimación de los efectos que producen diversos tipos de materiales sobre la intensidad de la onda sísmica puede ser apreciada en la tabla siguiente (Nº 25).

Tabla Nº 25: Cambio promedio en la intensidad asociada con diferentes tipos de superficie geológica.

Superficie	Cambio promedio en intensidad
Roca (granito, gneiss, basalto, similares)	-1
Sedimentos firmes	0
Sedimentos blandos (aren, depósitos aluviales)	+1
Sedimentos húmedos, terreno rellenado artificialmente	+1,5

Fuente: Tomado de DEGG (1992), por BELL (1999)

De acuerdo con los antecedentes sobre erodabilidad y comportamiento sísmico de las unidades geológicas, la susceptibilidad esperada de dichas unidades para desarrollar procesos de remoción en masa, puede ser expresada según se detalla en la tabla siguiente (26).

Tabla N° 26: Susceptibilidad esperada de las unidades geológicas de la cuenca del río Las Leñas para desarrollar procesos de remoción en masa.

Formación, estructura	Susceptibilidad esperada
Formación Río Damas	Alta
Formación Leñas Espinoza	Alta
Formación Coya – Machalí	Media
Formación Farellones	Media
Intrusivos de Diorita y Granodiorita	Baja
Sedimentos fluviales y glaciales	Muy Alta

Fuente: Elaboración propia

Por último, respecto de la consideración de susceptibilidad asignada a los intrusivos granodioríticos presentes en la cuenca y a pesar de las consideraciones expuestas por KÜHNI & PFIFFNER (2001), cabe hacer notar que dicha condición, en este caso, no es extrapolable a otras situaciones, dado que en campañas de terreno fueron reconocidos importantes y potentes depósitos originados en intrusivos granodioríticos, tanto en el área de la confluencia del Río Las Leñas con el Río Cachapoal, como en la cuenca del río Cortaderal.

14.1.3 Geomorfología

Tal como se señalara en el capítulo sobre la caracterización geomorfológica de la cuenca, la metodología aportada por ARAYA VERGARA (1985), al estar concebida para reflejar y comprender los procesos morfogenéticos actuales, así como para mostrar el encadenamiento existente entre diversos fenómenos morfogenéticos, entiende las vertientes como sistemas y no como unidades simples e independientes. Ello quiere decir que la metodología permite relacionar funcionalmente la estructura de la vertiente, sus procesos morfogenéticos y los depósitos derivados de esta geodinámica.

Fundada sobre esta concepción, la susceptibilidad esperada para desarrollar procesos de remoción en masa de las unidades geomorfológicas es enfrentada teniendo en consideración que dicha susceptibilidad depende de la dinámica del sistema (vertiente) y no de las características de cada unidad (geotopo) en forma independiente. Ello, pues se entiende que la estabilidad de un depósito, depende fundamentalmente de la dinámica de

la vertiente que lo origina, dado que la actividad relativa del primero, depende del aporte de masa y energía de la segunda. Por lo tanto, la estimación de diversos grados de susceptibilidad geomorfológica para desarrollar procesos de avalanchas se realiza considerando el grado de actividad geodinámica de cada sistema de vertientes como un todo y no para cada unidad geomorfológica en particular.

En este contexto, y en consideración de lo planteado por DE MARCOS (2000), respecto de los ámbitos geomorfológicos, procesos, formas asociadas e intensidad de la dinámica en espacios de alta montaña, se puede plantear que existe un nivel de susceptibilidad esperado para cada uno de estos sistemas, de acuerdo con lo que se expresa en la tabla siguiente (27).

Tabla N° 27: Susceptibilidad esperada de los sistemas de vertientes de la cuenca del río Las Leñas

Sistema de vertientes	Susceptibilidad esperada
Conformes simples	Moderada
Conformes con escamas	Alta
Inversas de cara libre y talud	Alta
Inversas de cara libre rugosa y talud	Muy Alta
Discordante indefinida	Alta
Hog Back	Muy Alta

Fuente: Elaboración propia, adaptado de DE MARCOS (2000)

14.1.4 Vegetación y uso del suelo

En el ámbito del desarrollo de procesos de remoción en masa, la vegetación incide principalmente, aunque no de manera única, en el control de estos procesos, debido a las siguientes razones:

- Es relevante en la identificación y delimitación de zonas probables de avalanchas, dado que en ella permanecen las huellas del paso de avalanchas anteriores, cuestión que facilita las labores de planificación y manejo del riesgo y

- Es un mecanismo eficiente para la estabilización del suelo, producto que gracias al follaje, la rugosidad de la corteza y la hojarasca evita el impacto directo de las gotas de agua sobre el terreno, disminuye la velocidad de escurrimiento de la misma y favorece una infiltración más lenta de esta, disminuyendo el escurrimiento superficial, la concentración de este y permitiendo su infiltración a las capas freáticas más profundas. En el mismo sentido, la red de raíces aumenta la cohesión del mismo y junto con lo anterior protegen de la erosión eólica e hidráulica (GOTTLE y EL HADJI, 1997 y JULIAN *et al*, 2000).

No obstante lo anterior, el bosque y la cubierta vegetal en general cumplen con su rol amortiguador de manera diferenciada, de acuerdo al tipo de formación, su densidad y las condiciones en que se encuentre. Esto significa que el grado de influencia de la vegetación respecto de la detonación y/o control de las avalanchas es diferenciado en virtud de las características de la vegetación presente en cada área. Así tenemos que las zonas más favorables serán las cubiertas por pasto, seguidas de las zonas con una masa relativamente densa de arbustos. Los sectores de bosque denso son los menos proclives a registrar remociones, aunque igualmente pueden ser afectadas por las que se originen en sectores topográficamente más altos (JULIAN *et al* 2000).

En virtud de lo anterior se puede estimar la susceptibilidad esperada de las unidades vegetacionales a sufrir procesos de remoción en masa, considerando sus atributos de existencia, tipo (arbórea, arbustiva, praderas, etc.) y nivel de cobertura de las mismas (densa, semidensa, abierta, etc.). Coherentemente, teniendo en consideración que para este caso particular los “Afloramientos rocosos”, las “Áreas sobre el límite de vegetación”, como aquellas “Otras áreas sin vegetación” que ocupan posiciones geográficas coalescentes en la cuenca, son en la práctica terrenos sin vegetación, ellas son agrupadas en una categoría denominada de esta última forma, a objeto de simplificar de manera coherente el análisis.

Tabla N° 28: Susceptibilidad esperada de las unidades vegetacionales al desarrollo de procesos de avalanchas.

Unidades	Susceptibilidad esperada
Matorral semidenso	Moderada
Matorral suculentas semidenso	Alta
Matorral suculentas abierto	Alta
Matorral arborescente muy abierto	Alta
Matorral pradera abierto	Alta
Terrenos sin vegetación	Muy Alta

Fuente: Elaboración propia

Como es posible de apreciar en la tabla 28, la valoración de la susceptibilidad esperada de las unidades vegetacionales va desde un nivel medio a muy alto. Esto se debe fundamentalmente a que, dado el tipo y densidad de las unidades vegetacionales existentes, por una parte, y las características fisiográficas y ambientales de la cuenca, por otra, ninguna de las unidades vegetales existentes es capaz de garantizar la estabilidad de las vertientes en el que se emplazan, o la contención de procesos de remociones generados en las zonas altas de los sistemas de vertientes a los que pertenecen, o de la cuenca en general.

14.1.5 Pendientes

De acuerdo con lo expuesto en el punto de cauterización de las pendientes de la cuenca en el capítulo anterior, particularmente lo relacionado con los aportes de ARAYA & BORGEL (1972); YOUNG (1975); FERRANDO (1993), y; DE PEDRAZA (1996) (ver tabla 17), los rangos de pendiente fueron tipificados de la siguiente manera:

Tabla N° 29: Susceptibilidad esperada del terreno a experimentar procesos de remoción en masa en función de su pendiente

Rangos de pendientes en grados	Tipo de pendientes	Susceptibilidad esperada
0 - 5	Llana	Muy baja
5 - 10	Leve	Baja
10 - 25	Moderada	Moderada
25 - 45	Fuerte	Alta
45 - 90	Acantilada	Muy Alta

Fuente: Elaboración propia

Esta tipificación asocia cada rango de pendiente con un grado susceptibilidad esperada, en función de la propensión que este grado de pendiente le confiere a una unidad espacial determinada, para desarrollar procesos de remoción en masa.

14.1.6 Exposición del relieve

En virtud de los antecedentes expuestos en el punto relacionado con la exposición del relieve del capítulo anterior, respecto del calentamiento diferencial de vertientes, producido por la orientación geográfica de las mismas, la susceptibilidad esperada de las unidades definidas se definió de acuerdo con lo que se expone a continuación.

Tabla N° 30: Susceptibilidad esperada del terreno a experimentar procesos de remoción en masa, según su orientación.

Orientación	Susceptibilidad esperada
Plano	Muy Baja
Norte	Muy Alta
Este	Alta
Sur	Leve
Oeste	Moderada

Fuente: Elaboración propia

14.2 SUSCEPTIBILIDAD DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS A SER AFECTADA POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.

Como primer elemento de análisis y conclusión, respecto de la susceptibilidad de la cuenca a experimentar procesos de remoción en masa, se puede señalar, o reafirmar, que por mucho, el proceso de remoción más relevante, es decir, al que la cuenca es más susceptible, es la caída de rocas. Como se señalara con anterioridad, esta afecta al 49,4 % de la superficie de la cuenca y se desarrolla de manera primordial, aunque no exclusiva, en vertientes de cara libre y talud (ambos tipos) y en posiciones inversa y discordante.

No obstante lo anterior y sin perder de vista esta constatación, por una razón práctica, las caídas de rocas no son consideradas en el análisis integrado. Esto se debe a que la inclusión de la superficie mapeada con caídas de rocas al análisis conjunto generaría una

distorsión inevitable en los resultados, dado que, al cubrir la totalidad de la superficie comprometida en el 49,4% correspondiente a su amplitud espacial, la evidencia provocaría que la probabilidad espacial para todos los factores en el área cubierta por este proceso fuese igual a 1, o lo que es lo mismo 100%.

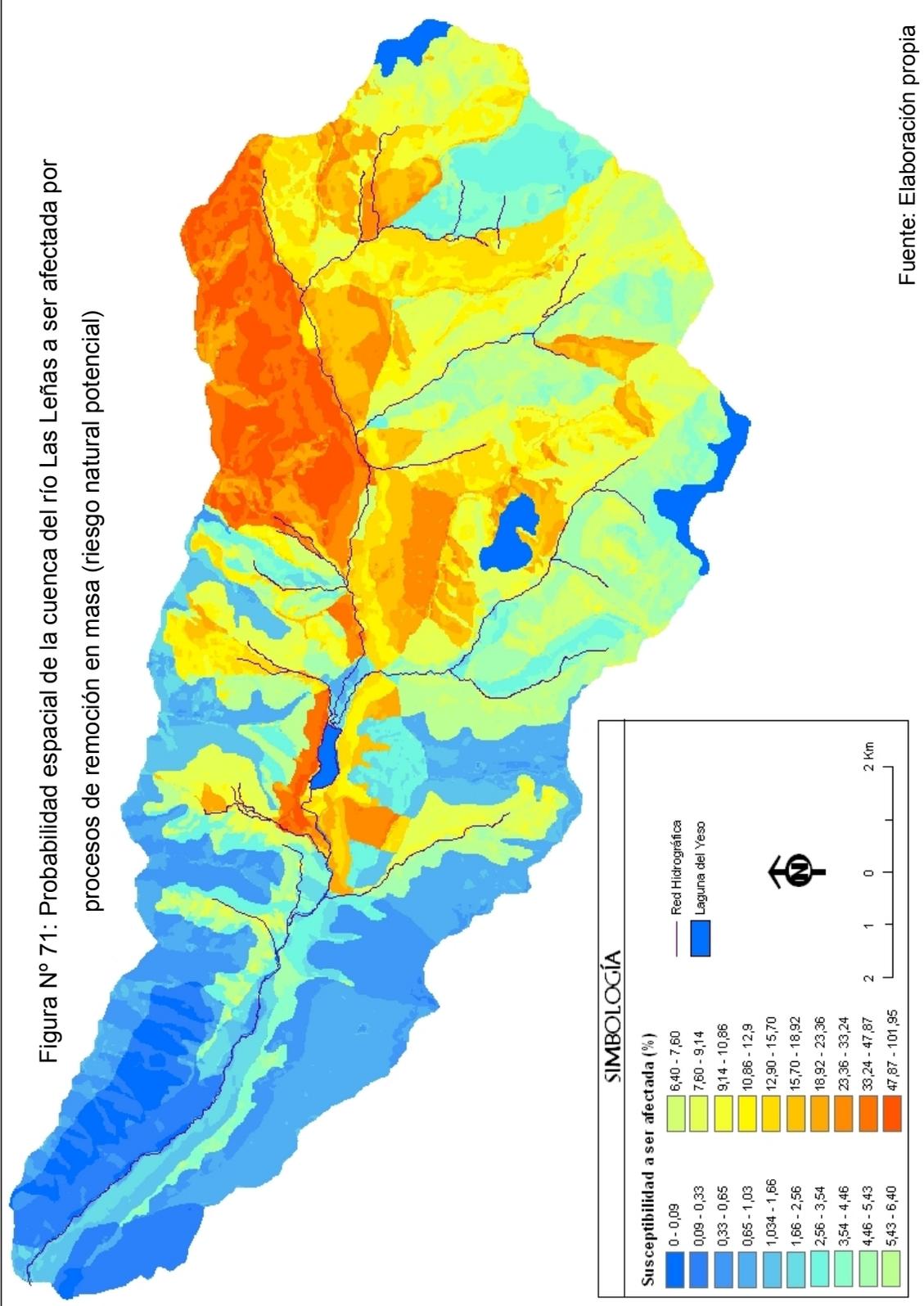
Habiendo hecho la aclaración anterior, al aplicar las ecuaciones de probabilidad previa y de probabilidad condicional, de acuerdo con el método propuesto por CHUNG y FABBRI (1999), a cada una de las clases de los factores evaluados, se obtuvieron los valores contenidos en la tabla 31. Asimismo, la aplicación de las reglas de probabilidad condicional agregada, de acuerdo con las ecuaciones propuestas por los autores antes mencionados, permite estimar espacialmente la probabilidad que la cuenca tiene de ser afectada por los procesos de remoción en análisis, conforme a lo que se muestra en la figura N° 71.

Tabla N° 31: Favorabilidad y probabilidad espacial de factores condicionantes a ser afectados por procesos de remoción en masa.

Factor	Clases	Área clase (m²)	Área afectada (m²)	Valor de favorabilidad	Probabilidad espacial de ser afectada por remoción en masa (%)	
Dominio Morfoclimático (cinturones geocológicos)	Montano alto	8449375	371875	0,0431	4,3	
	Subnival alpino superior	135123125	17736875	0,1230	12,3	
	Nival	29992500	3233750	0,1022	10,2	
Geología (formaciones)	Río Damas	20999375	4080625	0,1766	17,7	
	Leñas espiñoza	2276250	331250	0,1354	13,5	
	Rocas Intrusivas	6139375	1586875	0,2278	22,8	
	Coya Machalí	40642500	940625	0,0229	2,3	
	Farellones	3023750	11250	0,0037	0,4	
	Dep. Cuaternarios	100545000	14399375	0,1334	13,3	
Geomorfología (vertientes)	Conforme con escamas	52758125	3576250	0,0655	6,6	
	<i>Hogback</i>	26509375	1133125	0,0418	4,2	
	Cara libre rugosa y talud	38242500	4103125	0,1017	10,2	
	Discordante indefinida	35611250	10234375	0,2498	25,0	
	Cara libre y talud	8716250	363750	0,0409	4,1	
	Conforme simple	11793750	1939375	0,1516	15,2	
	Vegetación (formaciones)	Sin vegetación	141980000	19065625	0,1257	12,6
Matorral suculentas abierto		10625	0	0,0000	0,0	
Matorral suculentas semidenso		7192500	600625	0,0801	8,0	
Matorral abierto		9293125	213750	0,0227	2,3	
Matorral arborescente muy abierto		120000	11250	0,0895	8,9	
Matorral pradera abierto		2276250	48125	0,0209	2,1	
Matorral semidenso		12086875	1394375	0,1090	10,9	
Pendientes		Llana	6313750	602500	0,0910	9,1
		Leve	6136250	1081875	0,1616	16,2
		Moderada	45414375	7018125	0,1432	14,3
	Fuerte	96088750	10676875	0,1052	10,5	
	Acantilada	19605625	1958750	0,0951	9,5	
Orientación	Plano	2002500	150000	0,0722	7,2	
	Norte	57140625	5268750	0,0881	8,8	
	Este	28943125	2903125	0,0954	9,5	
	Sur	34486250	7848125	0,2035	20,4	
	Oeste	50986250	5168125	0,0964	9,6	

Fuente: Elaboración propia

Figura N° 71: Probabilidad espacial de la cuenca del río Las Leñas a ser afectada por procesos de remoción en masa (riesgo natural potencial)



Fuente: Elaboración propia

Como se desprende del análisis de los datos, los valores de favorabilidad más altos, es decir, las mayores probabilidades espaciales de que un área de la cuenca sea afectada por flujos, deslizamientos o avalanchas, se presentan en dominio periglacial de alta montaña (ambos cinturones geocológicos), sobre materiales de la formación Río Damas y rocas intrusivas, en posiciones discordante indefinida y conforme simple, sobre terrenos sin cobertura vegetal, en pendientes leves a moderadas, ocupando principalmente relieves de exposición sur.

De las probabilidades calculadas, llaman especialmente la atención dos hechos. Por una parte, la alta probabilidad espacial a ser afectada que tienen las rocas intrusivas y, por otra, los altos valores de favorabilidad mostrados por las categorías de pendientes leve y moderada. Sobre esto, se estima que elementos explicativos de ambas situaciones pueden ser los siguientes:

- a. Las rocas intrusivas en la cuenca ocupan una superficie menor en comparación con el resto de las formaciones, por lo tanto, al coincidir espacialmente cualquiera de los procesos de remoción evaluados, cubriendo una superficie cercana a la de esta unidad, su probabilidad de ser afectada puede llegar a ser muy alta (área afectada/área de la unidad), incluso 1. Por ello el valor de favorabilidad también sería alto, dada la evidencia existente.
- b. Como se señaló con anterioridad, la susceptibilidad a ser afectada se refiere a la posibilidad espacial de que un área intervenga en el ciclo de desarrollo de una remoción, ya sea siendo parte del área de detonación, de transporte o de depositación de los materiales removidos.

En este sentido, se estima que los valores de favorabilidad más altos en pendientes leves a moderadas, se debe a que es en ese tipo de pendientes donde se produce la depositación de los materiales removidos de las zonas altas y, dado que el volumen de los materiales sueltos ocupan una superficie mayor en pendientes leves o moderadas, que los materiales compactados en el lugar de arranque de la remoción, la superficie afectada por el mismo proceso es mayor en

las pendientes de depositación que en las zonas de arranque, por lo tanto la evidencia de la remoción genera un valor de favorabilidad mayor en dichas zonas.

- c. Como es natural, las áreas de detonación de los procesos de remoción mapeados se encuentran sobre pendientes más pronunciadas que sus áreas de transporte y depositación. Esto provoca que desde la toma de la fotografía aérea hasta la digitalización de los procesos exista una distorsión de la superficie mapeada (subdimensionamiento), derivado del efecto del relieve, toda vez que en todo el proceso se está mirando e interpretando procesos en una superficie plana (papel, pantalla), en un ángulo inadecuado (diagonal o tangencial), para definir con exactitud su superficie. Este efecto es menor en la medida que las superficies son más planas y la toma de la fotografía se realiza de manera más cercana a un ángulo perpendicular entre la superficie y el lente de la misma.

En términos gráficos, la figura 71, muestra la distribución de la probabilidad espacial a ser afectada por procesos de flujos, deslizamientos y avalanchas que tiene la cuenca del río Las Leñas. En este sentido, considerando además lo expuesto sobre los procesos de caídas de rocas en párrafos anteriores, si se asumen escenarios de ocupación de la cuenca del río Las Leñas por personas, sus bienes, o sus actividades, ella puede ser considerada como una carta de riesgos naturales potenciales para el área de estudio.

La expresión gráfica y espacial de las probabilidades ratifica las observaciones de campo, en cuanto a que existe una marcada diferencia entre la zona media baja de la cuenca y su zona media alta, siendo esta última, la que es afectada con mayor recurrencia por procesos de remoción en masa y la que, al mismo tiempo, tiene menor capacidad para evacuar los materiales detríticos desplazados por estos procesos (lechos de erosión con balance de disección negativo).

En términos generales, el eje hidráulico principal de la cuenca, en sus vertientes norte y sur, es el área que presenta las mayores posibilidades de ser afectado por una remoción del tipo analizado. En términos particulares, dentro de la zona media alta de cuenca y en este mismo eje, el área con mayores probabilidades de ser afectada por un proceso de remoción, específicamente por avalanchas de nieve, es la zona comprendida a partir, aproximadamente, de la confluencia del río Las Leñas con el curso de la

quebrada Cerro Blanco. Esta zona, corresponde a una vertiente de de exposición sur, en posición discordante indefinida, con pendientes superiores a 25°, excavada sobre materiales pertenecientes a la formación Río Damas.

14.3 SUSCEPTIBILIDAD DE LA CUENCA DEL RÍO LAS LEÑAS A DESARROLLAR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.

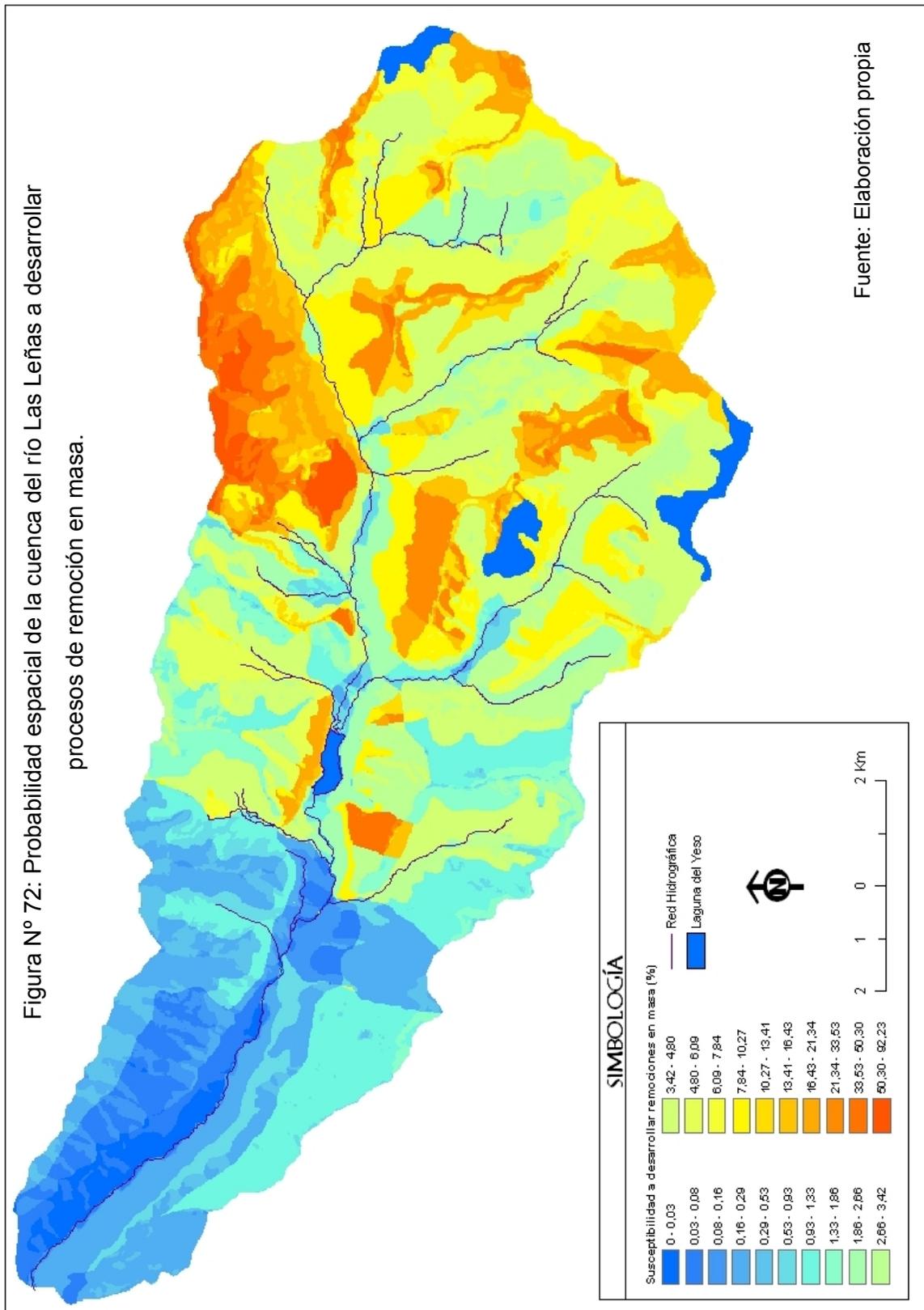
A efectos de comprobar la tesis planteada en la sección anterior, respecto de las diferencias observadas entre la susceptibilidad esperada de algunas unidades y la probabilidad espacial calculada, y como forma de tener claridad respecto no sólo de que una unidad espacial de la cuenca sea afectada por una remoción, sino que desarrolle (sea su zona de arranque) un proceso morfogénico de estas características, se realizó otro análisis de susceptibilidad espacial (del mismo tipo), pero esta vez considerando como evidencia, sólo el área de origen de las diversas remociones mapeadas, es decir, excluyendo la zona de transporte y el área de depositación. Los resultados de este análisis se expresan en términos numéricos en la tabla 32, y en términos gráficos en la figura 72.

Tabla N° 32: Favorabilidad y probabilidad espacial de factores condicionantes a desarrollar procesos de remoción en masa.

Factor	Clases	Área clase (m²)	Área afectada (m²)	Valor de favorabilidad	Probabilidad espacial a desarrollar remociones en masa (%)	
Dominio Morfoclimático (cinturones geocológicos)	Montano alto	8449375	163125	0,0191	1,9	
	Subnival alpino superior	135123125	9766875	0,0697	7,0	
	Nival	29992500	3223125	0,1019	10,2	
Geología (formaciones)	Río Damas	20999375	3761875	0,1640	16,4	
	Leñas espinoza	2276250	278750	0,1153	11,5	
	Rocas Intrusivas	6139375	1497500	0,2164	21,6	
	Coya Machalí	40642500	926875	0,0225	2,3	
	Farellones	3023750	11250	0,0037	0,4	
	Dep. Cuaternarios	100545000	6684375	0,0643	6,4	
Geomorfología (vertientes)	Conforme con escamas	52758125	2720000	0,0502	5,0	
	<i>Hogback</i>	26509375	396250	0,0148	1,5	
	Cara libre rugosa y talud	38242500	2856875	0,0720	7,2	
	Discordante indefinida	35611250	5926875	0,1533	15,3	
	Cara libre y talud	8716250	321875	0,0363	3,6	
	Conforme simple	11793750	938750	0,0765	7,7	
	Vegetación (formaciones)	Sin vegetación	141980000	12504375	0,0843	8,4
Matorral suculentas abierto		10625	0	0,0000	0,0	
Matorral suculentas semidenso		7192500	166875	0,0229	2,3	
Matorral abierto		9293125	191250	0,0204	2,0	
Matorral arborescente muy abierto		120000	2500	0,0206	2,1	
Matorral pradera abierto		2276250	11875	0,0052	0,5	
Matorral semidenso		12086875	283750	0,0232	2,3	
Pendientes		Llana	6313750	228125	0,0355	3,5
		Leve	6136250	468125	0,0735	7,3
	Moderada	45414375	3115625	0,0663	6,6	
	Fuerte	96088750	7600625	0,0761	7,6	
	Acantilada	19605625	1736250	0,0848	8,5	
Orientación	Plano	2002500	63125	0,0310	3,1	
	Norte	57140625	3741250	0,0634	6,3	
	Este	28943125	2190625	0,0729	7,3	
	Sur	34486250	4112500	0,1124	11,2	
	Oeste	50986250	3041250	0,0579	5,8	

Fuente: Elaboración propia

Figura N° 72: Probabilidad espacial de la cuenca del río Las Leñas a desarrollar procesos de remoción en masa.



Al focalizar el análisis hacia las áreas de origen de los procesos de remoción en estudio, los resultados evidencian, en primer lugar, una disminución en términos globales de la susceptibilidad espacial, ello, como efecto de la disminución del área considerada como evidencia. En tal sentido, disminuyen también, los valores de favorabilidad de las unidades correspondientes a los factores condicionantes involucrados.

En segundo lugar, la representación espacial de la susceptibilidad a desarrollar procesos de remoción en masa, es capaz de mostrar claramente las zonas con mayor susceptibilidad espacial de originar tales procesos, las cuales, si bien coinciden, en términos generales con las áreas de mayor susceptibilidad a ser afectadas, delata claramente las áreas susceptibles al origen de los procesos estudiados.

Una tercera situación relevante, dice relación con que, el análisis de los valores de favorabilidad obtenidos, versus, el mismo análisis realizado para estimar la probabilidad de ser afectada por uno de estos procesos realizado en el punto anterior, muestra valores relativamente más cercanos a los resultados que se obtendrían mediante la estimación de la susceptibilidad aplicando juicios o criterios de experto, extraídos desde los antecedentes bibliográficos sobre la materia, como los detallados en el principio de este capítulo (14.1). Esta situación puede ser claramente observada a partir de la tendencia al ajuste de los valores, versus los juicios expertos mostrados en la tabla 33.

Tabla N° 33: comparación entre susceptibilidad esperada (por juicio experto) y susceptibilidad espacial calculada.

Factor	Clases	Susceptibilidad esperada por juicio experto (análisis bibliográfico)	Susceptibilidad calculada mediante análisis probabilístico (%)	
Dominio Morfoclimático (cinturones geoecológicos)	Montano alto	Moderada	1,9	
	Subnival alpino superior	Alta	7,0	
	Nival	Muy alta	10,2	
Geología (formaciones)	Río Damas	Alta	16,4	
	Leñas espinoza	Alta	11,5	
	Rocas Intrusivas	Baja	21,6	
	Coya Machalí	Media	2,3	
	Farellones	Media	0,4	
	Dep. Cuaternarios	Muy alta	6,4	
Geomorfología (vertientes)	Conforme con escamas	Alta	5,0	
	<i>Hogback</i>	Muy Alta	1,5	
	Cara libre rugosa y talud	Muy alta	7,2	
	Discordante indefinida	Alta	15,3	
	Cara libre y talud	Alta	3,6	
	Conforme simple	Moderada	7,7	
Vegetación (formaciones)	Sin vegetación	Muy alta	8,4	
	Matorral suculentas abierto	Alta	0,0	
	Matorral suculentas semidenso	Alta	2,3	
	Matorral abierto	Alta	2,0	
	Matorral arborescente muy abierto		2,1	
	Matorral pradera abierto	Alta	0,5	
	Matorral semidenso	Moderada	2,3	
	Pendientes	Llana	Muy baja	3,5
		Leve	Baja	7,3
Moderada		Moderada	6,6	
Fuerte		Alta	7,6	
Acantilada		Muy Alta	8,5	
Orientación	Plano	Muy Baja	3,1	
	Norte	Muy Alta	6,3	
	Este	Alta	7,3	
	Sur	Leve	11,2	
	Oeste	Moderada	5,8	

Fuente: Elaboración propia

No obstante la tendencia al ajuste que es posible observar en la tabla 33, es posible observar también que existen una serie de juicios y parámetros que muestran una amplia diferencia entre la valoración esperada y calculada de la susceptibilidad para una misma variable.

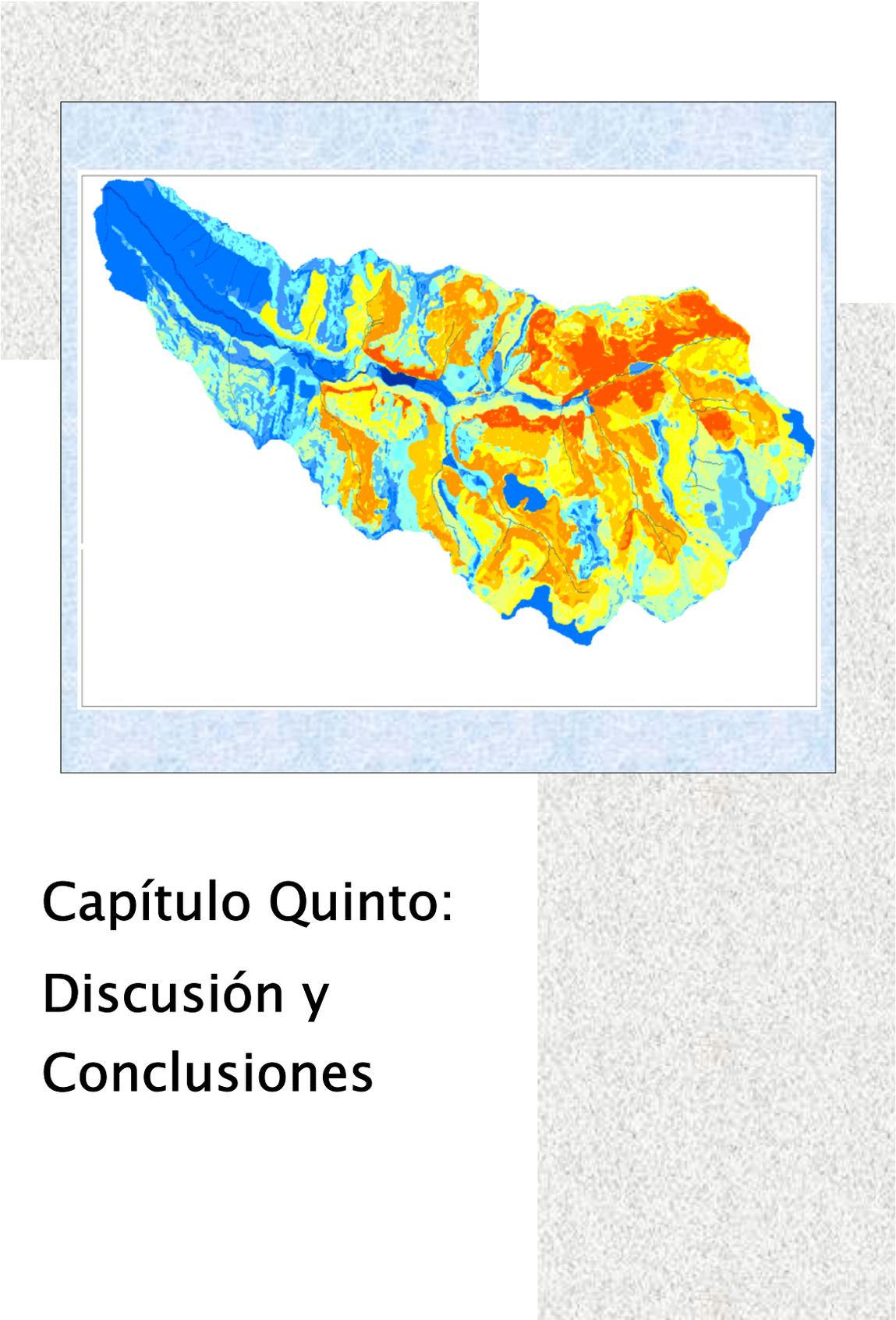
Además de los valores de susceptibilidad esperados y calculados para las rocas intrusivas, los cuales permiten apoyar, sin probar, la tesis planteada en el punto anterior, llaman la atención la distancia entre juicios y valores de susceptibilidad de las siguientes variables: depósitos cuaternarios, en el factor geología; vertiente en posición de *Hogback*, en el factor geomorfología, y; orientación sur, en el factor orientación o exposición del relieve.

Respecto de los bajos valores de favorabilidad calculados para los depósitos cuaternarios versus el nivel de susceptibilidad esperado, se estima que ello puede deberse básicamente al efecto de la escala de análisis, pues en general los depósitos se encuentran al pie de las vertientes y son afectados por procesos de erosión en canales o flujos de detritos difíciles de detectar y mapear a escala media. En este sentido el método utilizado podría contener una subvaloración de la susceptibilidad de los mismos, cuestión que debería ser comprobada en trabajos posteriores de mayor escala.

En el caso de la diferencia registrada para vertientes en posición de *hogback* se puede señalar que si bien este tipo de vertientes ocupan una superficie importante en la cuenca, sobre materiales fuertemente plegados y fracturados, la evidencia muestra que su actividad actual es menor en comparación con las vertientes en posición inversa o discordante y que, aunque ellas han originado potentes depósitos en su zona basal, estos se encuentran actualmente colonizados por la vegetación. Adicionalmente se observa que los drenes que evacuan los materiales producidos en la actualidad en las zonas altas de estos sistemas muestran balances de disección positivo. En tal sentido, se estima que el valor de favorabilidad calculado es adecuado para reflejar la dinámica actual de dichos sistemas.

Por último, se estima que una posible explicación para la diferencia del valor de susceptibilidad esperada y calculada de las vertientes de exposición sur, puede estar dada por el dominio morfoclimático y la pendiente en la que se encuentra la zona de

mayor registro de avalanchas de nieve de la cuenca, zona comprendida entre la quebrada cerro blanco y la cabecera de la cuenca, en exposición sur y que da origen a la alta valoración de la favorabilidad de esta área. Se estima que en este caso, dada la pendiente de la vertiente, la nieve acumulada durante eventos de precipitación, pierde cohesión con facilidad, generando recurrentes avalanchas en la zona.



**Capítulo Quinto:
Discusión y
Conclusiones**

15. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cuenca del río Las Leñas presenta una activa geodinámica externa, en toda su superficie. Estos procesos son de diversa índole y escala, registrándose desde grandes deslizamientos de detritos y rocas (quebrada Borgollones, por ejemplo), hasta solifluxiones laminares (estero Balmaceda). Esta dinámica, presenta marcadas diferencias entre la zona media baja y media alta de la cuenca, entendiendo como sector medio de ella, la ubicación que ocupa la Laguna del Yeso.

El nivel de actividad geodinámica de la cuenca es coincidente con los ambientes morfoclimáticos en los cuales se encuentra la mayoría de su superficie; con las condiciones de sismicidad general de la vertiente occidental del continente (en promedio sobre 135 sismos de diversa intensidad cada día) y con los montos de precipitación acumulada e intensidad que la precipitación puede alcanzar en el área, particularmente en años con influencia del fenómeno de E Niño (sobre 3.000 mm para el periodo abril – agosto de 2002, y frecuentemente con precipitaciones de intensidad superior a 70 mm/día, según GARREAUD (2002)).

La geodinámica es considerablemente más alta en el ambiente morfoclimático de alta montaña (pisos geocológicos subnival alpino superior y nival). Esto coincide, en alta proporción, con la exposición de los estratos en posiciones discordantes e inversas, libre de cubiertas vegetales o detríticas, situación que es coherente con lo observado por CASTRO *et al.*, (2003). No obstante estas autoras, consideran toda el área de la cuenca dentro del dominio morfoclimático periglacial de alta montaña y asocian, la mayor estabilidad relativa del sector definido como cinturón montano alto en este estudio, a la existencia de una cubierta vegetal más desarrollada, producida por favorables condiciones topoclimáticas de la cuenca en ese sector.

En orden de importancia, se puede señalar que los procesos de remoción más importantes en la cuenca son los de tipo gravitacional (caídas de rocas), seguidos de avalanchas de nieve, flujos de detritos y avalanchas de rocas. Las caídas de rocas (*rockfall*), las cuales cubren una superficie superior al 49% de la misma, presentan gran actividad, particularmente, sobre vertientes del tipo caras libre y talud, cara libre rugosa y talud, inversas y discordantes indefinidas. La mayor dinámica de estos procesos se

registra por sobre los 1.800 m.s.n.m, generando potentes depósitos inconsolidados de materiales, de diverso calibre, en la zona de contacto entre sistemas de vertientes y fondo de valle. Recurrentemente, estos depósitos se encuentran disectados por procesos posteriores de remociones del tipo flujos de detritos.

La disección por flujos de detritos o el desplazamiento de los materiales de los depósitos gravitacionales por deslizamiento de los mismos, desarrollados con posterioridad a la conformación del depósito, hacen suponer que existe una correlación positiva entre las dimensiones de los depósitos, los procesos que los originaron y su antigüedad, por lo menos en una secuencia temporal regresiva hasta comienzos del último finiglaciario. Es decir, a mayor dimensión de los depósitos (superficie cubierta y volumen), más significativos los procesos de remoción que les dieron origen y más antigua su formación.

Lo anterior puede deberse, como se ha demostrado para otras regiones del planeta, a la mayor disponibilidad de materiales existentes al terminar el último periodo glaciario. Esta conclusión se deriva, del hecho de que tanto a nivel mundial, como en la cuenca, los grandes depósitos de remoción en masa reconocidos, parecen ser inconsistentes con las tasas de remoción actuales, tal como ya observara BALLANTYNE (2002) para el NW de Escocia.

No obstante estos antecedentes, una situación de excepción en la cuenca puede ser encontrada en la vertiente norte de su eje principal, aguas arriba de la confluencia entre el curso principal y la quebrada Cerro Blanco, derivada de la acción de las avalanchas de nieve. En esta zona es posible reconocer una activa acción de este tipo de procesos, la que redundó en potentes depósitos en la zona basal de la vertiente respectiva.

Por otra parte, se puede señalar que en la zona media baja de la cuenca el proceso de remoción en masa dominante, particularmente en la vertiente sur del eje hidráulico principal, corresponde a los flujos de detritos. Estos flujos se desarrollan en vertientes en posiciones de *hogback* y conformes con escamas, disectando los materiales de sus bases, sin generar depósitos mayores a los ya existentes y relativamente consolidados por efecto de la vegetación, dado que el *talweg* principal posee energía suficiente para evacuar los materiales desplazados en esta zona.

Los resultados obtenidos ratifican los antecedentes teóricos y empíricos existentes a la fecha, en cuanto a una mayor geodinámica en ambientes de alta montaña que en media montaña, además de ser coincidentes con los resultados obtenidos por CASTRO *et al.*, (2003), quienes, utilizando una metodología basada en Análisis Jerárquico para evaluar unidades de la carta geomorfológica elaborada para tales efectos (de acuerdo con la propuesta metodológica de ARAYA-VERGARA (1985), por CHAVEZ (2005) para media montaña y DELGADO (inédito) para alta montaña), definen niveles de riesgo moderado a alto, para la sección de alta montaña y de moderado a bajo, para la sección de media montaña, del río Cachapoal.

Por otra parte, respecto de los objetivos planteados al inicio del estudio, cabe señalar que fue posible cumplir con cada uno de ellos. En tal sentido, se valora como de alta utilidad la disponibilidad de información en línea (base de datos WORLDCLIM e imágenes satelitales, por ejemplo); la existencia de técnicas de extrapolación de datos, y; la disponibilidad de softwares como los empleados para el tratamiento automatizado de grandes volúmenes de datos geográficos.

En cuanto a las hipótesis de trabajo, se puede concluir lo siguiente:

- a. Respecto de la primera hipótesis (*“la adición de las áreas más frágiles a la erosión de cada factor, configura las áreas de más alta susceptibilidad para desarrollar procesos de remoción en masa en la cuenca del río Las Leñas”*), los resultados, si bien evidencian un alto grado de corroboración de dicha hipótesis, particularmente en lo relacionado con la susceptibilidad a la generación de remociones en masa, la diferencia existente entre el juicio experto y los valores calculados de probabilidad espacial, para las variables rocas intrusivas y depósitos cuaternarios, del factor geología, por una parte, y la diferencia existente entre el valor esperado y calculado en el factor exposición, por otra, no permiten confirmar en un 100% dicha hipótesis.
- b. Respecto de la segunda hipótesis (*“la localización de los procesos de remoción en masa pasados es coincidente con las áreas agregadas identificadas como de más alta susceptibilidad al desarrollo de estos procesos y, en un contexto ambiental similar, es un indicador válido para caracterizar la susceptibilidad actual y futura de*

áreas equivalentes”), la coincidencia espacial entre la localización de remociones pasadas, con las áreas de más alta susceptibilidad estimadas, tanto a ser afectadas, como a desarrollar procesos de remoción, permite corroborar en un 100% la segunda hipótesis planteada.

- c. Respecto de la tercera hipótesis (*“al desarrollarse como producto de la existencia de similares condiciones geológicas, geomorfológicas, vegetacionales y climáticas que el resto de los procesos de remoción en masa, o a partir de los depósitos generados por la acción de estos, los flujos de detritos (debris flows) constituyen un indicador geomorfológico válido para caracterizar la susceptibilidad total de una unidad espacial para desarrollar este tipo de procesos”*), cabe destacar que el proceso de remoción más significativo en la cuenca es el de caídas de rocas. En la gran mayoría de los casos, estos procesos operan a partir de efectos gravitacionales en estado puro, por lo que no se identificó asistencia a estos procesos, por parte de flujos de detritos en ningún caso. De la misma manera, los lugares de arranque de las caídas de rocas no coinciden con los lugares de arranque de los flujos ya que, mientras los primeros lo hacen a partir de la meteorización de las caras libres expuestas de las diferentes formaciones, en general se observó que los flujos identificables a la escala del estudio, tienen su origen sobre material detrítico no consolidado de los diversos tipos de vertientes. En tales circunstancias, la hipótesis tercera, respecto a utilidad de los flujos de detritos como indicador global de la geodinámica en la cuenca, fue rechazada por su escasa a nula validez.
- d. Respecto de la cuarta hipótesis de trabajo (*“la densidad de flujos de detritos es un buen indicador de la frecuencia de los mismos, por lo tanto permite inferir escenarios de más alta o baja probabilidad de ocurrencia de proceso de remoción en masa en una unidad espacial dada”*), considerando lo expuesto sobre el cumplimiento de la segunda y tercera hipótesis y, en cuanto a la capacidad de los flujos de detritos como indicador para inferir la probabilidad de ocurrencia de procesos de remoción en masa, planteado como hipótesis tercera, se considera que dicha capacidad sólo está relacionada con procesos de la misma naturaleza, es decir, asistidos por agua u otro medio fluido, descartándose su utilidad para inferir procesos de tipo gravitacional puro, por ejemplo. En este sentido, los

antecedentes disponibles permiten confirmar la cuarta hipótesis para procesos del mismo tipo y rechazarla, para procesos de naturaleza distinta.

Por último, respecto del método utilizado, se puede señalar que él ha probado ser útil para evaluar la probabilidad espacial de una superficie, tanto para ser afectada por una remoción, como para desarrollar un proceso de esta índole, sobre la base de la evidencia existente. Cabe también concluir que, para su correcta y más simple aplicación, resulta vital previo a la aplicación del método, realizar una clara distinción de la escala espacio temporal de los procesos a estudiar y su tipología. Esto, pues, la integración de antiguas y extensas remociones, originadas en contextos climáticos distintos al actual, puede generar una sobrestimación del nivel de susceptibilidad actual de las vertientes, para desarrollar procesos de remoción en masa. En síntesis, mientras más específico el análisis, mejor comportamiento del método en la estimación.



Capítulo Sexto: Bibliografía y Anexos

16.0 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR Muñoz, Viviana y Mendoza González, Patricia. Aproximación a un modelo de susceptibilidad a movimientos de masa en el eje cafetero, Colombia. Proyecto de grado para optar al título de Ingeniería Topográfica. Santiago de Cali, Colombia. Universidad del Valle, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. 2002, 239 h.
- ALBERTO, Ismael J. Aguas Continentales. Formas y Procesos. Mendoza, Argentina. Instituto Lanigla, 1996. 335 p.
- ALCÁNTARA Ayala, Irasema. Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. Investigaciones Geográficas, Boletín de geografía, UNAM (41): 7-25, 2000.
- ALCÁNTARA Ayala, Irasema. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. Geomorphology. Elsevier Science Publishers B.V. (47):107–124, 2002.
- ANDERSON M, CROZIER Michel y GLADE Thomas (Editores). Landslides hazard and risk. Wiley, Chichester. 2005.
- ARAYA Vergara, José. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. Informaciones Geográficas Universidad de Chile (32): 31-44, 1985.
- ARAYA Vergara, José. Primeras experiencias con una clasificación dinámica de vertientes de montaña. En: I TALLER INTERNACIONAL de Geoecología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur (Santiago y norte de Chile, 1991). I Taller Internacional de Geoecología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. Viña del Mar, Chile, Universidad de Chile, 1996. 482 p.

AYALA CARCEDO, Francisco J. y Olcina, J. Riesgos Naturales. Madrid, España. Editorial Ariel S.A., 2002. 1304p.

A PROCEDURE for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method por Aldo Clerici, Susana Perego, Claudio Tellini, Paolo Vescovi, Geomorphology (48): 349–364, 2002.

BELL, Fredd G. Geological hazard. Their assessment, avoidance and mitigation. Londres, E & FN Spon, 1999.

BENDER O., Stephen. Corredores de comercio: Surgimiento de una nueva unidad territorial de planificación para el desarrollo territorial de América Latina. Rev. Cooperación Internacional (45). 1999.

BENN, D. I. y EVANS, D. J. A. Glaciers and Glaciation. Londrés, Inglaterra. Edward Arnold (Ed), 1998. 734p.

BLIKRA LARS, H. y NEMEC, W. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. Sedimentology (45): 909 – 959, 1998.

BOLSTAD William M. Introduction to Bayesian Statistics. New Jersey, John Wiley & Sons Inc., 2004. 354p.

BONACHEA Pico, Jaime. Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos. Tesis Doctoral. Santander, España. Universidad de Cantabria, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias de la Tierra y física de la materia condensada, 2006. 356h.

BOWN González, Francisca. Cambios climáticos en la Región de Los Lagos y respuestas recientes del Glaciar Casa Pangué (41°08'S). Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Santiago, Chile. Universidad de

Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Postgrado,
Departamento de Geografía, 2004. 131h.

CAPEL, Sáez Horacio. Filosofía y ciencia en la geografía contemporánea. Tercera Edición. Barcelona, Barcanova S.A., 1988. 507p.

CAPEL, Sáez H. y Urteaga L. Las nuevas geografías. Barcelona, Salvat Editores S.A., 1994. 96p.

CARTOGRAFÍA de zonas probables de aludes en el pirineo aragonés: Metodología y resultados por A. JULIÁN A., J. PEÑA, J. CHUECA J. y J. ZABALA. Boletín de la A.G.E. (30): 119 – 134, 2000.

CASTRO A., Consuelo, **BRIGNARDELLO L. A., CERECEDA T. Pilar.** Determinación de áreas de riesgo morfodinámico en San Juan Bautista, Isla de Robinson Crusoe, Comuna de Juan Fernández, V Región. Rev. Geográfica de Chile Terra Australis (40): 43-61. 1995.

CASTRO C., Carmen, **SOTO B. María, CHAVEZ Carolina.** Aporte moderno de masa y su implicancia en la definición de niveles de riesgo natural. Tiempo y Espacio, 13: 185 – 199, 2003.

CHUECA, J. y ASUNCIÓN, J. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta Mountain massif, Central Pyrenees, Spain). Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography (86): 1-81, 2004.

CHUNG, Chang-Jo F. y FABRI, Andrea G. The representation geoscience information for data integration. Natural Resources Research. 2(2): 122-139, 1993.

CHUNG, Chang-Jo F. y FABRI, Andrea G. Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping. Photogrammetric engineering & remote sensing. 65(12): 1389-1399, 1999.

- CHUNG, Chang-Jo F. y FABRI, Andrea G. Modelling the conditional probability of the occurrences of future landslides in a study area characterized by spatial data. En: Symposium on Geospatial Theory. Processing and applications: 9 al 12 de Julio de 2002, Ottawa, Canada. ISPRS y Canadian Institute of Geomatics, 8p.
- CHUNG, Chang-Jo F. y LECLERC Y. Use of quantitative techniques for zoning landslide hazard. En: Earthquake hazard mapping for landuse and emergency planning, Summary of conference presentation, editado por LEVSON, V.M. y JONES, S. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, British Columbia, Canada, 2003. 91-102p.
- CHUVIECO, Emilio. Teledetección ambiental, La observación de la Tierra desde el espacio. Barcelona, España. Ariel, 2002. 587p.
- COBOS DANIEL R. Fluctuaciones glaciarias en la cuenca superior del río Atuel, Mendoza [en línea] Revista electrónica Nivoglaciología del Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de Mendoza 1997. http://cricyt.edu.ar/libro_ianigla/171%20cobos.pdf [consulta: 17 marzo 2007].
- CORAL Moncayo, Hugo. Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonificación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra. Tesis doctoral. Barcelona, España. Universidad Politécnica de Cataluña, E.T.S. de Ingenieros de Caminos, C. y P., Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartografía.
- CORVALAN, J. 1959. El Titoniano de Río Leñas Provincia de O'Higgins. Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (3):8-57. 1959.
- CURRY Alastair, M. 1999. Paraglacial modification of slope form. Earth Surface Process and Landforms (24): 1213-1228, 1999.

- CRUDEN D.M. y HU X.Q. Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. Geomorphology (8): 279 – 285, 1993.
- CHARDON, Michel. L' étagement des paysages et les processus géomorphologiques actuels dans les Alpes occidentales. Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica (Vol. XVIII): 33 – 43, 1984.
- CHUNG Ch. J. y FABBRI A. The representation of geoscience information for data integration. Natural Resourcer Research 2 (2): 122-139, junio de 1993.
- CHUNG Ch. J. y FABBRI A. Modeling the conditional probability of the occurrences of future landslides in a study area characterized by spatial data. En: Symposium on Geospatial theory, Processing and applications, Ottawa: 9 - 12 de Julio de 2002 [en línea] <<http://www.isprs.org/commission4/proceedings02/pdfpapers/440.pdf>> [consultado 05 de julio de2007].
- CHUNG Ch. J. y LECLERC Y. Use of quantitative techniques for zoning landslide hazard [en línea] <<http://www.empr.gov.bc.ca/DL/GSBPubs/Paper/P2003-2/P2003-2-11.pdf>> [consultado 16 de julio de2007].
- CHARRIER, Reinaldo. Carta Geológica de Chile 1: 250.000, Hoja el Teniente (preliminar). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. 1983.
- DE BOLOS, María. Capítulos 1: Antecedentes y Capítulo 2: Escuelas y tendencias actuales en la ciencia del paisaje En su: Manual de Ciencia del Paisaje, teoría, métodos y aplicaciones. Barcelona, España, Editorial Masson S.A., 1992. pp. 3-30.
- DELGADO, E. Identificación de áreas con riesgo natural asociadas a la dinámica de los procesos de remoción en masa y su interferencia sobre la alternativa de trazado del corredor de comercio Las Leñas, VI

Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Universidad de Chile. Santiago, Chile. Inédito.

DE PEDRAZA, Gilsanz J. Geomorfología, Principios, Métodos y Aplicaciones. Madrid, Ediciones Rueda, S. L. 1996. 414p.

DEUTSCHE Gesellschaft Für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Gobierno Regional Metropolitano, Universidad de Chile. Planificación ecológica del territorio, Guía metodológica. Santiago, Chile, 2002. 90 p.

ECHEVERRÍA A., M. Cartografía Geomorfológica temática y aplicada. En: PEÑA M., J.L. (Ed.). Cartografía Geomorfológica Temática y Aplicada. España, Geoforma Ediciones, 1997. pp. 145-177.

FAO, 2000: El AHP (Proceso Analítico Jerárquico) y su aplicación para determinar los usos de las tierras. El caso de Brasil. Proyecto Regional "Información sobre Tierras y Aguas para un Desarrollo Agrícola Sostenible" (Proyecto GCP/RLA/126/JPN). Santiago, Chile.

FELICÍSIMO A. M. La utilización de los MDT en los estudios del medio físico [en línea]. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/> [consulta: 12 diciembre 2006].

FELICÍSIMO A. M. Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales [en línea] <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/pdf/libromdt.pdf> [consulta: 12 diciembre 2006].

FELICÍSIMO A. M. Simulación de Procesos: Modelización Climática. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/> [consulta: 12 diciembre 2006].

FERRANDO, Francisco J. La cuenca andina del río Mapocho: Determinación de su estado de equilibrio morfodinámico. Informe final proyecto FONDECYT 1000-91. Santiago, Chile. Inédito.

- FERRANDO, F.J. La cuenca andina del río Mapocho, evaluación de su riesgo erosivo: Desarrollo Metodológico. En: Determinación de 1er Simposio internacional sobre sensores remotos y sistemas de información geográfica (SIG) para estudios de riesgos naturales: I.G.A. Codazzi (Bogota, Colombia). 1992, pp 609-627.
- FERRANDO, Francisco J. Métodos hidromorfométricos para determinar la erosividad en cuencas hidrográficas. Ingeniería Hidráulica en México (Vol. IX, 3): 5-14, septiembre – diciembre 1994.
- FU PINDE y RICH PAUL M. A Geometric Solar Model with Applications in Agriculture and Forestry. [en línea] Computers and Electronics in Agriculture, Elsevier (Ed.). Diciembre 2002. (Vol 37, N° 1): 25-35 <<http://www.ingentaconnect.com/content/els/01681699/2002/00000037/00000001/art00115>> [consulta: 20 abril 2007].
- GAJARDO, Rodolfo. La Vegetación Natural de Chile, Clasificación y Distribución Geográfica. Santiago, Chile. Editorial Universitaria, 1995. 165p.
- GARCIA, Ruíz J.M.,. La Montaña: una perspectiva geoecológica. En: Geoecología de las áreas de montaña. Logroño, España. Geoforma Ediciones, 1990. pp15-31.
- GARREAUD, Rene. Determinación del efecto topográfico en el régimen de precipitación. Resultados preliminares para el informe final del proyecto DI TNAC 11-02/01, Determinación de niveles de riesgo natural en el corredor de comercio Las Leñas, en la VI Región. 2002, Universidad de Chile. Inédito.
- GOTTLE A. y EL HADJI N., 1997. Funciones protectoras y ambientales de los Bosques. XI Congreso Forestal Mundial, 13 al 22 de octubre de 1997, Natalia, Turquía. [en línea]

<http://www.fao.org/forestry/docrep/wfcxi/publi/pdf/V25_T00.pdf>

[consulta 10 de diciembre 2005].

GLYNN Henry y HEINKE Gary. Ingeniería Ambiental. USA, Ed. Prentice Hall – Pearson, 1999. 800p.

GONZÁLEZ Trueba, Juan José. El Macizo central de los picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica. Tesis Doctoral de Geografía. Santander, España. Universidad de Cantabria, Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, 2006. 819 h.

GUZZETTI Fausto. Review and selection of optimal geological models related to spatial information available [en línea] www.smr.arpa.emr.it/riskaware/?page=download [consulta: 15 de agosto de 2007].

HAUSER Y. ARTURO., 1993. Remociones en masa en Chile. Boletín N° 45, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

HELIOS ENVIRONMENTAL MODELING INSTITUTE, LLC (HEMI, 1999 – 2000): The Solar Analyst 1.0 User Manual [en línea] <<http://www.hemisoft.com>> [consulta: 5 de enero 2006].

HIJMANS ROBER J., CAMERON SUSAN E., PARRA JUAN L., JONES PETER G. y JARVIS ANDY, 2005. Very High Resolution Interpolated Climate Surfaces for Global Land Areas. International Journal of Climatology N° 25: 1965 – 1978 y [en línea] <www.worldclim.org> [consulta: 15 de agosto de 2007].

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS (INIA), Mapa Agroclimático de Chile. Santiago, Chile. Ministerio de Agricultura Instituto de Investigaciones Agropecuarias, 1989. 221p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) 2007. Climate Change 2007: Climate change impacts, Adaptation and vulnerability. Summary for Policimakers [en línea] <<http://www.ipcc.ch>> [consulta: 16 mayo 2007].

INVENTORY of Alpine-Relevant Parameters for an Alpine Monitoring por L. WASER, M. CATALINI, M. SCHARDT, U. SCHIMITT y E. ZINI. System Remote Sensing Data. IAPRS (Vol. XXXIII), Amsterdam. 2000.

JEFFRIES J., **MARQUIS R., FORKNER R.** Forest age influences oak insect herbivore community structure, richness and density. Ecological applications (vol.16, N° 3): 901 – 912, 2006.

JOBÁGY E. y JACKSON R., 2000. Global controls of forest line elevation in the northern and southern hemispheres [en línea] Global Ecology and Biogeography, 2000. N° 9, 253 – 268 <<http://www.biology.duke.edu/jackson/GEB162.pdf>> [consulta: 20 de abril 2007].

KNAPP E. y KEELEY J. Heterogeneity in fire severity within early season and late season prescribed burns in a mixed - conifer forest [en línea] International Journal of Wildland, 2006, fire N° 15, pp 37-47 <www.publish.csiro.au/journal/ijwf> [consulta: 20 de abril 2007].

KLOHN Giehm C. Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile central, provincias de Santiago O'Higgins, Colchagua y Curicó. Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (8):24-87. 1960.

KOTARBA Adam. High – energy geomorphic events in the Polish Tatra Mountains. Geografiska Annaler Kraków, Poland 74 A (2-3): 123 – 131. 1992.

KOTARBA Adam. Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mountains. Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica (Vol. XVIII): 117 – 133. 1984.

- KÜHNI, A. y PFIFFNER, O. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. Geomorphology (41): 285 – 307. 2001.
- LEUBERT, Federico y PLISCOFF, Patricio. Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Santiago, Chile, Editorial Universitaria, 2005. 316p.
- LLAMAS, José. Hidrología General, Principios y Aplicaciones. Bilbao, España, Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, 1993. 635p.
- LLANES, Alejandro. La geografía del paisaje y del medio ambiente: Teorías y educación. En: Octavo encuentro de geógrafos de América Latina: 4 al 10 de marzo de 2001. Santiago. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Pp 212-220.
- MABEY M. y MADIN I. Earthquake hazard assessment, the local geologic component. En: Earthquake hazard mapping for landuse and emergency planning. Summary of conference presentations. Resource Development Division, Geological Survey Branch, Ministry of Energy and Mines, British Columbia, Canada, 2003.
- McCUNE, B. y DYLAN, K. Equations for potential Annual Direct Incident Radiation and Heat Load. Journal of Vegetation Science (13): 603-606. © IAVS; Opulus Press Uppsala. Sweden. 2002.
- MESINA A., SOTO M.V., PAZ C. 2001. Clasificación de niveles de riesgo natural a partir de la carta geomorfológica e el corredor de comercio Doña Rosa, IV región de Coquimbo. En: 8º encuentro de geógrafos de América Latina: 4 a 10 de Marzo, 2001. Santiago, Universidad de Chile.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS. Manual de Cálculo de Crecidas y Caudales Mínimos en Cuencas sin Información Fluviométrica. D.G.A. N° 1,

Santiago, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, 1995.

MUÑOZ, Jiménez J. Geomorfología General. España, Editorial Síntesis, 1993.

NOGAMI, Michio. Altitude of the modern snowline and pleistocene snowline in the Andes. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University (Vol 11). 1976

ONUDI. Técnicas de escenarios. El Pronóstico y la Prospectiva en la Formulación de Políticas Públicas. Manual de Metodologías, Tomo V: La técnica AHP. Programa de Prospectiva Tecnológica para Latinoamérica y el Caribe. 2000.

PAUSAS J, RIBEIRO E. y VALLEJO R., 2004. Post – fire regeneration variability of *Pinus halepensis* in the eastern Iberian Peninsula [en línea] *Forest Ecology and Management* 203: 251–259 <www.elsevier.com/locate/foreco> [consulta: 29 de mayo, 2007].

PONS, Xavier. 1996. Estimación de la Radiación Solar a partir de modelos digitales de elevaciones. Propuesta metodológica. En: VII Coloquio de Geografía Cuantitativa, Sistemas de Información Geográfica y Teledetección, Juaristi, J. i Moro, I. España, Vitoria-Gasteiz (Eds.), 1996.

RIVAS MARTÍNEZ, SALVADOR. Global Bioclimatics (Clasificación Bioclimática de la Tierra) versión 27/8/2004 [en línea] Phytosociological Research Center Madrid <http://www.globalbioclimatics.org/book/bioc/global_bioclimatics_9.htm> [consulta: 20 de abril 2007].

SALA, Maria. Geomorfología Actual: Guía conceptual, temática y bibliográfica. Revista de Geografía, Departament de Geografia, Universitat de Barcelona; Departament de Geografia i Sociologia, Universitat de Lleida; Unitat

de Geografía de la Universitat Rovira i Virgili – Terragona, 1984.
España h 209 – 248.

SALA M. y BATALLA R. Teoría y Métodos en Geografía Física. Barcelona, España.
Editorial Síntesis, 1996. 303p.

SANCHO MARCÉN C. Los Mapas de Riesgo. En: Cartografía geomorfológica básica y
aplicada Geoforma Ediciones, España 1997. pp. 181-201.

SANTACANA I QUINTAS NÚRIA. 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 [en línea] Departament
d' Enginyeria del Terreny i Cartogràfica, Escola Tècnica Superior d'
enginyeris de Camins, Canals i Ports, Universitat Politècnica de
Catalunya. Barcelona, España, 2001
<[http://www.tdx.cesca.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-071301-
113341/](http://www.tdx.cesca.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-071301-113341/)> [consulta: 10 de mayo 2006].

SERVICE DE DOCUMENTATION ET DE CARTOGRAPHIE GÉOGRAPHIQUES.
Cartographie Géomorphologique, travaux de la R.C.P. 77.
Mémoires et Documents (Volume 12). Francia. Éditions du Centre
National de la Recherche Scientifique. 1971.

Space geodetic observation of Nazca - South America Convergence across the Central
Andes por E. NORABUENA, L. LEFFLER-GRIFFIN, A. MAO, T.
DIXON, S. STEIN, I. SELWIN SACKS, L. OCOLA y M. ELLIS.
Science (279): 358 -362. 1998.

TEIXEIRA, G.J. y DOS SANTOS, M. M. Geomorfología Ambiental. Río de Janeiro,
Bertrand S.A., 2006. 189p

VARELA Barbagelata, J. Estudio geológico – geomorfológico de los depósitos de relleno
cuaternario del valle del Río Las Leñas en el sector de Laguna del

Yeso – Borbollones, VI Región. Escuela de Geología, Inédito. Universidad de Chile. 1986. pp 1-27.

VICENTE J.C., CHARRIER R., DAVIDSON J., MPODOZIS A. y RIVANO S. La orogénesis subhercinica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de Los Andes argentino-chilenos centrales. En: Actas del Quinto Congreso Geológico Argentino, Tomo V: 81-98. Buenos Aires, 1973.

VITTE, Carlos. As transformações do conceito de paisagem e seus vínculos com a geografia física e a cultura. En: Octavo encuentro de geógrafos de América Latina: 4 al 10 de marzo de 2001. Santiago. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Pp 427-433.

VIVAS Leonel. El Cuaternario. Mérida, Venezuela. Editorial La Imprenta C.A. 1984. 266p.

WHITTOW Jhon, B. Diccionario de Geografía Física. Madrid, España. Alianza Ediciones, 1988. 557p.

WRIGHT G. JAIME. Cálculo y Mapeo de la Radiación Solar Directa y Difusa en Costa Rica Informe Final de Proyecto, 2006. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Costa Rica [en línea] <<http://www.una.ac.cr/fisica/energiasolar>> [consulta: 20 de abril 2007].

XIAO FENG CH., JIYUAN L., ZENGXIANG Z., XULONG P. y BIN L. The Study of Isolation Model from Digital Elevation Model. En: 4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, karltad – kiruna – Troms, 1996 Material disponible en [en línea] <http://www.kfunigraz.ac.at/geowww/hmrsc/pdf/hmrsc4/ChEA_hm4.PDF> [Consulta: 4 de diciembre 2005].

YOUNG, Anthony. Slopes. USA. Longman Group Limited, 1977.

ZILBERBERG, Alejandro D. Probabilidad y estadística. Buenos Aires, Nueva Librería,
2005. 624p.

17.0 ANEXO 1: SOLAR ANALYST

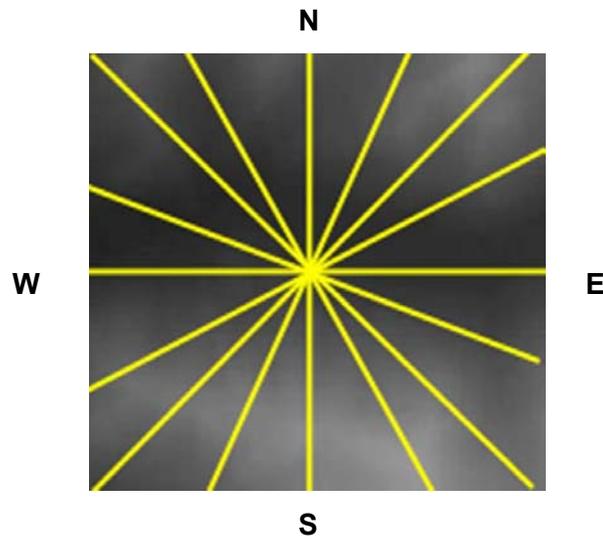
Solar Analyst trabaja a partir de la consideración de la latitud, altitud, orientación, sombra orográfica, cambios diarios y estacionales en el ángulo solar y la atenuación atmosférica, calculados a partir de un Modelo Digital del Terreno (MDT), generando como resultados coberturas geográficas, en formato raster, de la radiación solar directa, difusa y global de una porción del terreno. Para ello, la aplicación requiere la definición de la cuenca visual o cúpula celeste (*viewshed*); un mapa solar (*sunmap*); un mapa del cielo (*skymap*); una serie de parámetros y la utilización de una serie de ecuaciones que los relacionan y permiten la estimación de cada una de las variables mencionadas.

Los antecedentes teóricos y metodológicos de la aplicación *Solar Analyst* se encuentran expuestos en detalle en HEMI (1999 – 2000), sin embargo, para una mejor aproximación a la temática tratada, se exponen a continuación los antecedentes considerados más relevantes por el autor, para el desarrollo de este trabajo:

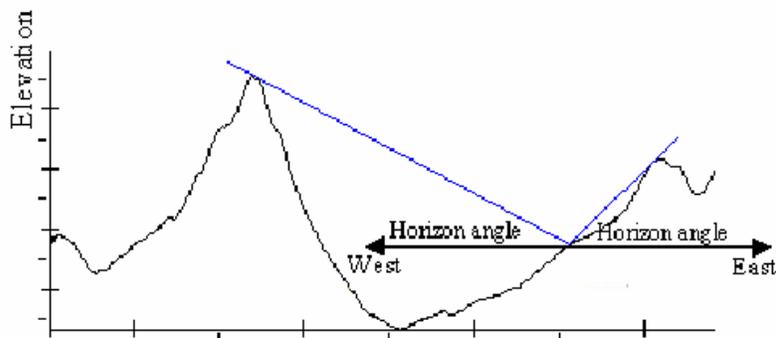
Cuenca visual o cúpula celeste (*Viewshed*)

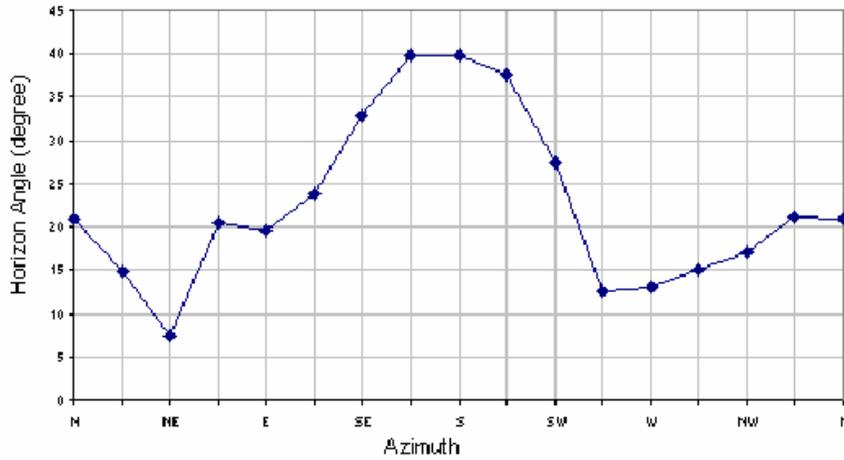
Corresponde a la distribución angular del cielo visible versus el obstruido. Es calculada para cada celda del MDT, de acuerdo con un algoritmo desarrollado por RICH (1989 y 1994), y es similar a la vista que sería obtenida por una fotografía a nivel de la superficie, captada con un objetivo tipo ojo de pez. En términos generales, el algoritmo trabaja desarrollando los siguientes pasos.

- a) Rastreando en un set de direcciones específicas alrededor de una localización de interés (una celda del MDT o todas las celdas del mismo).

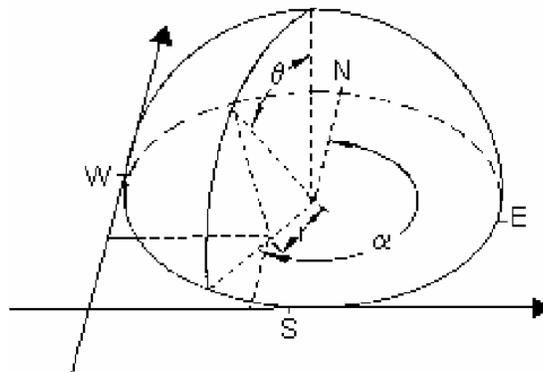


- b) Determinando el ángulo máximo de obstrucción del cielo, a veces referido como ángulo de horizonte efectivo, en cada dirección y calculando por interpolación los ángulos correspondientes a las posiciones intermedias.

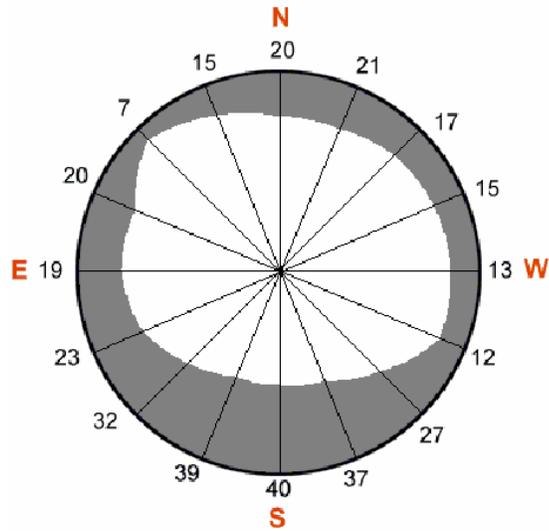




- c) Convirtiendo los ángulos de horizonte efectivo hacia un sistema de coordenadas hemisférico, con una proyección equiangular hemisférica, la cual representa un hemisferio tridimensional de direcciones en un formato raster bidimensional.



- d) Asignando a cada celda un valor correspondiente con la dirección del cielo obstruido versus el cielo visible.

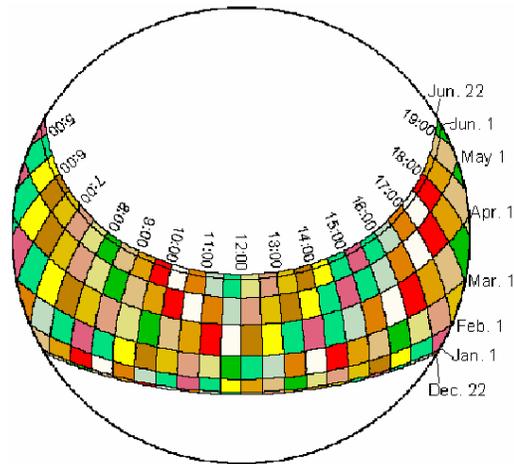


Mapa Solar (*sunmap*)

El monto de radiación solar directa originado desde cada dirección del cielo que define la cuenca visual es representado creando un mapa solar en la misma proyección hemisférica utilizada anteriormente. El mapa solar es una representación raster de la trayectoria solar, es decir la variación temporal aparente del sol, en un periodo de tiempo. En particular, la trayectoria solar es representada por unidades discretas de “sectores del cielo” (*Sky sectors*), definidos por la posición del sol en intervalos de tiempo a través del día o una estación (por ejemplo intervalos de media hora durante el día o meses para una estación). La posición del Sol (ángulos Zenith y Azimuth) son calculados a partir de la latitud, día del año y tiempo del día (según intervalos utilizados) usando formulas astronómicas estándar.

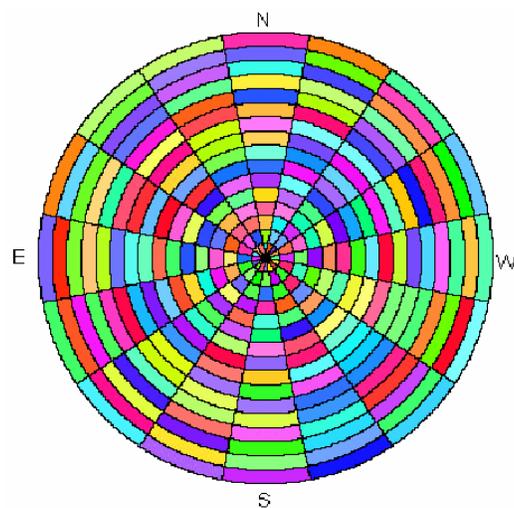
El resultado es una cobertura en formato raster bidimensional que proyecta los ángulos zenith y azimuth con la misma resolución utilizada para la cuenca visual. Para cada sector del cielo del mapa solar es asignado un único dígito identificador. Asimismo, para cada sector, el tiempo de duración asociado y el azimuth y zenith de su centroide son calculados, incluyendo a los sectores parciales cerca del horizonte, tal como se ejemplifica en la figura siguiente.

Ejemplo de mapa solar anual para el periodo comprendido entre el solsticio de invierno al solsticio de verano en los 39° Lat. Norte usando un intervalo de tiempo de 0.5 hr.

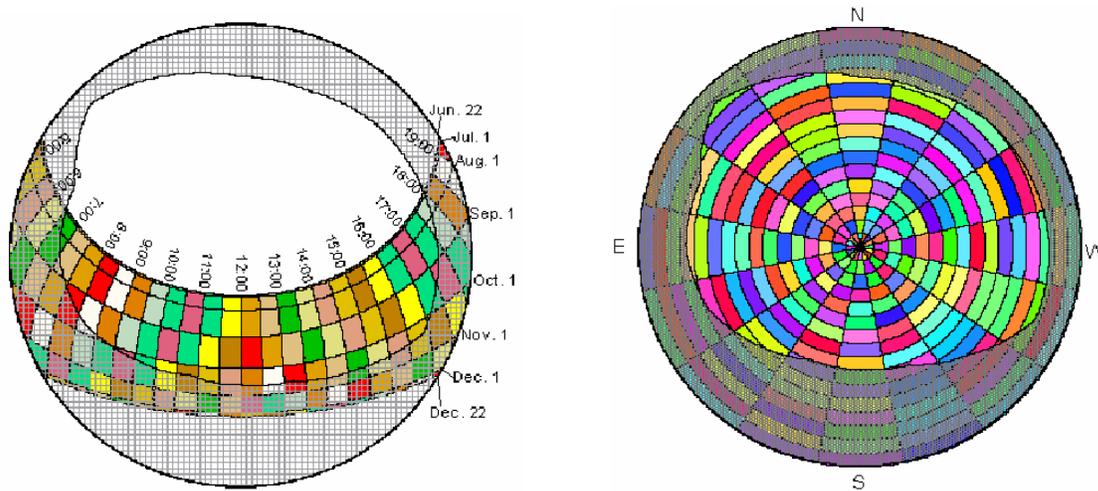


Mapa del cielo (Skymap)

A diferencia de la radiación solar directa, la cual solo se origina a partir de las direcciones generadas por la trayectoria solar aparente, la radiación difusa puede provenir de cualquier dirección. Los mapas de cielo son mapas raster construidos por división de la totalidad del cielo hacia una serie de sectores definidos por divisiones zenith y azimuth, a los cuales se les asigna un único número identificador y se les calculan sus ángulos zenith y azimuth para sus respectivos centroides. Estos son utilizados más adelante para definir todas las áreas visibles desde las cuales una superficie puede recibir radiación difusa.



Una vez calculada la cuenca visual, el mapa solar y el mapa del cielo, estos son superpuestos para determinar las áreas sombreadas y direcciones del cielo obstruidas (ver figuras siguientes), a partir de las cuales se realizará, de acuerdo con las ecuaciones que más adelante se detallan, el cálculo de la radiación directa y difusa recibida desde cada dirección cielo.



Una vez definidos los parámetros anteriores se realizan los cálculos de radiación solar directa, difusa y global, de acuerdo con las ecuaciones y consideraciones que se exponen a continuación:

Radiación solar directa

Para cada uno de los sectores del mapa solar que no esta completamente obstruido, la radiación solar es calculada basada en la fracción de apertura, la posición del sol, la atenuación atmosférica y la orientación del terreno receptor, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Dir_{tot} = \Sigma Dir_{\theta,\alpha}$$

Donde:

Dir_{tot}: Radiación solar directa total

$Dir_{\theta,\alpha}$: Radiación solar directa de cada sector del mapa solar

Por su parte, la radiación solar directa de cada sector del mapa solar ($Dir_{\theta,\alpha}$), con un centroide en el ángulo θ y ángulo azimuth α es calculada usando la siguiente expresión:

$$Dir_{\theta,\alpha} = S_{Const} * \tau^{m(\theta)} * SunDur_{\theta,\alpha} * SunGap_{\theta,\alpha} * Cos(AnIn_{\theta,\alpha})$$

Donde:

S_{Const} : es el flujo solar externo a la atmósfera en la distancia media entre la Tierra y el Sol, conocida como constante solar (1367 WM^{-2}).

τ : corresponde a la transmisividad de la atmósfera.

$m(\theta)$: es el largo de la ruta óptica relativa, medida como una proporción relativa para la "ruta larga del zenith"¹¹ (ver nota al pie).

$SunDur_{\theta,\alpha}$: es el tiempo de duración representado por el sector del cielo. Para muchos sectores, es igual al intervalo diario (muchas veces igual a un día, como por ej. para un mes) multiplicado por el intervalo horario (ej. 0.5 hr.)

$SunGap_{\theta,\alpha}$: es la fracción de apertura para el sector del mapa solar.

$AnIn_{\theta,\alpha}$: es el ángulo de incidencia entre el centroide del sector del cielo y el eje normal de la superficie¹².

¹¹ $m(\theta) = \text{EXP}(-0.000118 * \text{Elev} - 1.638 * 10^{-9} * \text{Elev}^2) / \cos(\theta)$. Donde: θ es el ángulo cenit solar, y; Elev es la elevación en metros sobre el nivel del mar.

¹² El efecto de la orientación de la superficie es calculado multiplicando el ángulo de incidencia por el Coseno. El Ángulo de Incidencia ($AnIn_{\theta,\alpha}$) entre la superficie interceptada y un sector del cielo dado, con un centroide en el ángulo cenit θ y el ángulo azimuth α es calculado usando la siguiente ecuación:

$$AnIn_{\theta,\alpha} = \text{acos}[\cos(\theta) * \cos(G_z) + \text{Sin}(\theta) * \text{Sin}(G_z) * \text{Cos}(\alpha - G_a)]$$

Donde: G_z es el ángulo cenit de la superficie, y G_a es el ángulo azimuth de la superficie.

Radiación solar difusa

Para la radiación difusa el Solar Analyst utiliza un “Modelo Difuso Uniforme” o un “Modelo Difuso Nublado Estándar”. En un modelo difuso uniforme, frecuentemente aplicado a condiciones de cielo claro, la radiación difusa entrante es asumida como homogénea desde todas las direcciones del cielo. En un modelo difuso nublado estándar, el flujo de radiación difusa varía con el ángulo cenit, de acuerdo con una relación empírica establecida por MONN y SPENCER (1942). Para cada sector del cielo, la radiación difusa en su centroide ($Dif_{\theta,\alpha}$) es calculada, integrada sobre el intervalo de tiempo, y corregida por la fracción de apertura y el ángulo de incidencia usando la siguiente ecuación:

$$Dif_{\theta,\alpha} = R_{glb} * P_{dif} * Dur * SkyGap_{\theta,\alpha} * Weiht_{\theta,\alpha} * \cos(AngIn_{\theta,\alpha})$$

Donde:

R_{glb} : es la radiación normal global¹³

P_{dif} : es la proporción del flujo de radiación normal global que es “difundido”. Típicamente los valores oscilan entre 0.2 para cielos muy claros y 0.7 para condiciones de cielo muy nublados.

Dur : es el intervalo de tiempo en análisis.

$SkyGap_{\theta,\alpha}$: es la fracción de apertura (proporción del cielo visible) para el sector del cielo¹⁴.

$Weiht_{\theta,\alpha}$: es la proporción de radiación difusa originada en un sector del cielo dado relativa a todos los sectores.

$AngIn_{\theta,\alpha}$: es el ángulo de incidencia entre el centroide del sector del cielo y la superficie interceptada.

¹³ La radiación normal global (R_{glb}) puede ser calculada sumando la radiación directa desde cada sector (incluyendo sectores obstruidos) sin corrección para ángulos de incidencia, y entonces corrigiendo la proporción de radiación directa, que iguala a $1 - P_{dif}$, es decir: $R_{glb} = (S_{const} \sum(\tau^{m(\theta)})) / (1 - P_{dif})$

¹⁴ Para el modelo difuso uniforme $Weiht_{\theta,\alpha}$ es calculado como sigue:

$$Weiht_{\theta,\alpha} = (\cos\theta_2 - \cos\theta_1) / Div_{azi}$$

Donde: θ_2 y θ_1 son los ángulos cenit límites del sector del cielo, y; Div_{azi} es el número de divisiones azimutales en el mapa del cielo.

Mientras que para el modelo difuso nublado estándar $Weiht_{\theta,\alpha}$ es calculado como sigue:

$$Weiht_{\theta,\alpha} = (2\cos\theta_2 + \cos2\theta_2 - 2\cos\theta_1 - \cos2\theta_1) / 4 * Div_{azi}$$

Donde: θ_2 y θ_1 son los ángulos cenit límites del sector del cielo, y; Div_{azi} es el número de divisiones azimutales en el mapa del cielo

De esta manera, la radiación solar difusa total (**Dif_{tot}**) es calculada como la suma de la radiación solar difusa (**Dif_{θ,α}**) de todos los sectores del mapa del cielo:

$$\mathbf{Dif_{tot} = \Sigma Dif_{\theta,\alpha}}$$

Radiación solar global

Como resultado de todos los antecedentes expuestos, la radiación solar global es calculada partir de la suma de la radiación directa y la radiación difusa de todos los sectores:

$$\mathbf{Global_{tot} = Dir_{tot} + Dif_{tot}}$$

Otros parámetros requeridos y utilizados

Además de la definición de la cuenca visual, el mapa solar y el mapa del cielo, la aplicación Solar Analyst requiere de una serie de parámetros “celestiales” para ejecutar las ecuaciones que le permiten estimar la radiación directa, difusa y global. Dichos parámetros se describen en la siguiente tabla:

Parámetros celestiales requeridos para la utilización de Solar Analyst

Parámetro	Descripción
Latitud del sitio	Latitud general del sitio o área en estudio en grados decimales. El parámetro es utilizado para calcular la posición y la declinación solar.
Tamaño del cielo	Resolución de la cuenca visual, mapa solar y mapa del cielo (celdas por lado). Típicamente un valor de 200 es suficiente para cálculos de amplias áreas y valores de 512 son suficientemente buenos para cálculos de localizaciones específicas, donde los recursos de software y tiempo no son un problema.
Divisiones de Cénit y Azimut	Número de divisiones usadas para crear los sectores del cielo en el mapa del cielo. Resultados satisfactorios pueden ser obtenidos con valores mínimos de 8 divisiones cenit y 8 divisiones azimut.
Modelo de radiación difusa	Opción para seleccionar modelo de radiación difusa a utilizar. Actualmente la aplicación ofrece la posibilidad de utilizar tanto un "Modelo difuso uniforme", como un "Modelo difuso de nublado estándar".
Proporción difusa	Proporción del flujo de radiación normal global que es difusa. El rango de valores va desde 0 a 1. El valor seleccionado debe estar de acuerdo con las condiciones atmosféricas. Valores típicos de 0.2 son utilizados para condiciones de cielo muy claro y 0.3 para condiciones de cielo generalmente claro.
Intervalo de tiempo en análisis	Define el intervalo de tiempo que será analizado (día, semana, meses, año)
Modelo de radiación directa	Define el modelo de cálculo de la radiación directa a utilizar. Actualmente la aplicación solo trabaja con un modelo de transmisión simple.
Transmisividad	Valor de transmisividad de la atmósfera, expresada como la proporción de la radiación exoatmosférica transmitida como radiación directa a lo largo de la ruta atmosférica más corta. Los valores van desde 0 (sin transmisión) a 1 (transmisión total). Valores típicos de 0.6 o 0.7 son usados para condiciones de cielo muy claro y 0.5 es generalmente usado para cielo generalmente claro. La Transmisividad tiene una relación inversa con el parámetro de proporción difusa.

Fuente: Elaboración propia a partir de HEMI (1999 – 2000)