



UNIVERSIDAD DE CHILE

Facultad de Arquitectura y Urbanismo

Escuela de Pregrado

Carrera de Geografía

**GEODINÁMICA DE LADERAS EN LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE
VODUDAHUE, X REGIÓN DE LOS LAGOS**

Memoria para optar al título de Geógrafo

VALDOVINO EDISON PALMA GONZÁLEZ

Profesora guía: María Victoria Soto Bäuerle

SANTIAGO – CHILE

2018

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar debo agradecer a mis padres ya que gracias a su esfuerzo y ayuda constante pude cumplir esta etapa. Gracias por enseñarme múltiples herramientas para afrontar la vida!

Agradecer a la Profesora María Victoria Soto por integrarme al proyecto FONDECYT 1151087 y darme la oportunidad de desarrollar mi memoria en temas de geografía física. Gracias por el apoyo pedagógico y material para un buen desarrollo del trabajo. Al profesor Francisco Ferrando por su disposición a atender mis dudas y facilitar material bibliográfico.

Un agradecimiento especial a Ignacio y Misael por su voluntad a atender dudas!

A mis compañeros en la etapa final del proyecto, por el buen clima de trabajo y camaradería.

Finalmente a todas aquellas personas que sin tener que nombrarlas aportaron un granito de arena en todo el proceso.

GRACIAS!!!!

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	8
I.-INTRODUCCIÓN.....	9
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	9
1.2. ESTADO DEL ASUNTO.....	12
1.2.1. Formación de ambientes de fiordos.....	12
1.2.2. Características actuales de ambientes de fiordos y valles glaciares.....	16
1.2.3. Geodinámica de laderas.....	18
1.2.3.1. Laderas.....	18
1.2.3.2. Factores condicionantes.....	21
1.2.3.3. Factores desencadenantes.....	22
1.3. HIPÓTESIS.....	25
1.4. OBJETIVOS.....	26
1.4.1. Objetivo General:	26
1.4.2. Objetivos específicos:	26
II .MATERIALES Y METODOS.....	27
2.1. ANTECEDENTES.....	27
2.1.1 Área de Estudio.....	27
2.1.2. Contexto geológico.....	28
2.1.3. Sismicidad.	30
2.1.4. Clima y vegetación.....	31
2.2. MÉTODOS.....	34
2.2.1. Identificación y análisis de la distribución y patrón espacial de la estructura en las laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue.....	34
2.2.2. Caracterización de la morfometría de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.....	35
2.2.3. Identificación y análisis geomorfológico de la sección distal de la cuenca de Vodudahue... ..	38
2.2.4. Identificación y clasificación de antiguas remociones en masa registradas en el área de estudio.....	40
2.3. Limitaciones metodológicas.....	40
III. RESULTADOS.....	42
3.1. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN Y PATRÓN ESPACIAL DE LA ESTRUCTURA EN LAS LADERAS DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE.....	42
3.1.1. Geología y lineamientos estructurales.....	42
3.1.2. Distancia a lineamientos.....	46
3.1.3. Densidad de lineamientos.....	48

3.2. CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DEL SISTEMA DE LADERAS EN LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA VODUDAHUE.....	50
3.2.1. Altura.....	50
3.2.2. Exposición.....	52
3.2.3. Pendiente.....	54
3.2.4. Curvatura de perfil.....	56
3.3. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS EN LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE.....	58
3.3.1. Morfología glaciar.....	58
3.3.1.1. Circos.....	58
3.3.1.2. Artesas.....	59
3.3.1.3. Valles o quebradas colgadas.....	60
3.3.1.4. Cubetas o lagos proglaciales.....	61
3.3.1.5. Umbrales rocosos.....	62
3.3.1.6. Remanente Glaciar.....	63
3.3.1.7. Morrenas.....	64
3.3.2. Formas de contacto.....	65
3.3.2.1. Taludes.....	65
3.3.2.2. Conos de detritos.....	66
3.3.2.3. Abanicos aluviales.....	67
3.3.3. Morfología de laderas.....	69
3.3.3.1. Cara libre y talud.....	69
3.3.3.2. Caras vegetadas activas.....	70
3.4. IDENTIFICACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ANTIGUAS REMOCIONES EN MASA REGISTRADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	72
3.4.1. Catastro de remociones en masa.....	72
3.4.1.1. Caídas de rocas.....	74
3.4.1.2. Deslizamientos de rocas.....	75
3.4.1.3. Deslizamientos de suelo y masa vegetal.....	76
3.4.1.4. Flujos de detritos.....	77
3.4.1.7. Remociones en masa indefinidas.....	78
IV. DISCUSIÓN.....	79

V. CONCLUSIONES.....	81
BIBLIOGRAFÍA.....	82
ANEXOS.....	89

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Fases en la formación histórica propuesta en el fiordo Sognefjord.....	13
Figura 2: Geomorfología glacial mostrando fiordos y lineamientos estructurales.	15
Figura 3: Bosquejo esquemático de la avalancha de rocas Venje en Romsdalen.....	17
Figura 4: Clasificación funcional de la vertiente, según sistemas morfofuncionales.....	19
Figura 5: Diagrama de tipos de movimientos en masa (Cruden & Varnes, 1996), utilizados por Hungr et al., (2014).....	20
Figura 6: Área de Estudio.....	27
Figura 7: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.....	29
Figura 8: Sismos corticales cercanos al área de estudio asociados a la ZFLO, mayores a 2.5Mw en los últimos 10 años.	31
Figura 9: Cubierta vegetal en la sección distal de la cuenca de Vodudahue	32
Figura 10: Variación de la vegetación en una transecta altitudinal, en la localidad de Huinay, provincia de Palena, Región de los Lagos.....	33
Figura 11: Clasificación de exposición solar en función del grado de orientación de la ladera.....	36
Figura 12: Modelo esquemático de curvatura de perfil.....	37
Figura 13: Distribución espacial de lineamientos obtenidos por Glasser & Ghiglione (2009) en la zona norpatagónica.....	44
Figura 14: Cartografía clasificada de Geología y Lineamientos.....	45
Figura 15: Cartografía clasificada de Distancia a lineamientos.....	47
Figura 16: Cartografía clasificada de Densidad de lineamientos.....	49
Figura 17: Cartografía clasificada de altitud.....	51
Figura 18: Cartografía clasificada de Exposición solar.....	53
Figura 19: Cartografía clasificada de Pendiente.....	55
Figura 20: Cartografía clasificada de Curvatura de perfil.....	57
Figura 21: Circo mapeado en interfluvio del área de estudio.....	58
Figura 22: Circo excavado sobre la pared rocosa.....	59

Figura 23: Perfil transversal de artesa en “U”	60
Figura 24: Valle colgado con artesa en forma de “U” truncado por el flujo del valle principal.....	61
Figura 25: Lagos proglaciales al interior de circos.....	62
Figura 26: Lago proglacial represado por umbral rocoso en zona de alta densidad de lineamientos	63
Figura 27: Remanente glaciar en el área de estudio.....	64
Figura 28: Morrena adyacente a la pared de circo.....	65
Figura 29: Taludes semi vegetados formados por la superposición de conos de detritos en el contacto ladera – fondo de valle.....	66
Figura 30: Cono de detritos parcialmente vegetado.....	67
Figura 31: Corte de abanico aluvial sobre la terraza fluvial. Fragmentos de distinto tamaño envueltos en una matriz de sedimentos finos.....	68
Figura 32: Ladera con cara libre y talud.....	69
Figura 33: Laderas de caras vegetadas con presencia correlativa de taludes.....	71
Figura 34: Catastro de remociones en masa del área de estudio.....	73
Figura 35: Caída de rocas en ladera acantilada de cara libre y talud.....	74
Figura 36: Gran bloque de roca deslizado sobre superficie de cizalle acantilada.....	75
Figura 37: Cicatriz heredada de un deslizamiento de vegetación y suelo sobre sustrato rocoso	76
Figura 38: Flujo de detritos canalizado y posteriormente vegetado, en la cabecera de quebrada colgada.....	77

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación de pendiente.....	37
Tabla 2: Resumen de insumos utilizados en la confección de la carta geomorfológica.....	39
Tabla 3: Clasificación del sistema de laderas.....	39
Tabla 4: Clasificación de movimientos en masa en base a Hungr et al., (2014).....	40
Tabla 5: Clasificación de Geología.....	42
Tabla 6: Azimut de lineamientos fotointerpretados.....	43
Tabla 7: Clasificación de Distancia a lineamientos.....	46

Tabla 8: Clasificación de Densidad de lineamiento.....	48
Tabla 9: Clasificación de Altitud.....	50
Tabla 10: Clasificación de Exposición solar.....	52
Tabla 11: Clasificación de Pendiente.....	54
Tabla 12: Clasificación de Curvatura de perfil.....	56
Tabla 13 Catastro de remociones en masa.....	72

INDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Cuadro resumen de clasificación de Hungr et al., (2014).....	89
Anexo 2: Carta morfológica.....	90
Anexo 3: Carta geomorfológica.....	91

RESUMEN

La presente investigación tiene como objetivo identificar y analizar la geodinámica de las laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue, ubicada en los Andes Norpatagónicos. La intensa erosión de las glaciaciones cuaternarias, que explotaron debilidades estructurales asociadas a la tectónica de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui configuró un paisaje de laderas elevadas y abruptas. Relaciones dinámicas se establecen actualmente a partir de la combinación de procesos tectónicos, periglaciares, gravitacionales y climáticos que determinan la transferencia de material y energía desde las laderas a las formas de base.

Las rupturas de equilibrio que desencadenan procesos de remoción en masa, están determinadas por factores condicionantes intrínsecos a la configuración de las laderas, a la presencia de un clima lluvioso y a la recurrente sismicidad cortical. Es necesario analizar la estabilidad del sistema de laderas frente a la posible ocupación del territorio.

Palabras claves: Geodinámica, sistema de laderas, remoción en masa.

ABSTRACT

The present investigation is focused to identify and analyze the geodynamic of the slopes of the distal section of the Vodudahue basin, located in the north Patagonian Andes. The intense erosion of quaternary glaciations, that take advantage of structural weaknesses associated to the tectonic of Liquiñe-Ofqui fault system, inherited an elevated and abrupt landscape. Dynamics relations nowadays are established since the combination of tectonic, periglacial, gravitational and climatic processes, that determinate the transference of material and energy from the slopes to the forms of base.

The balance ruptures that trigger mass removal processes, are determinates by conditioning factors intrinsic to the configuration of the slopes, the presence of a rainy climate and the recurrent cortical seismicity. It's necessary to analyze the stability of the system of slopes against the possible occupation of the territory.

Key words: Geodynamic, slope system, mass removal

I. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las laderas son sistemas morfológicos complejos que deben su génesis y evolución a múltiples procesos, entre los que destacan los tectónicos, volcánicos, fluviales, gravitacionales, glaciares y periglaciares. Estos mismos procesos dinámicos, actualmente tienen como función principal la denudación o rebaje de escarpes y taludes (Pedraza, 1996). Corresponden por tanto a una porción del terreno en que coexisten gran número de formas y procesos asociados, cuya interacción resulta en aportes de material detrítico a cauces, fondos de valle y llanuras de sedimentación.

Las laderas fueron conceptualizadas como sistemas de vertientes por Araya-Vergara (1985), en función de la influencia estructural que determina el potencial aporte de material detrítico y también de acuerdo a influencias exógenas que establecen la potencial actividad o predisposición a la erosión. Los procesos de meteorización, erosión, transporte y sedimentación llevan a la evolución de unidades geomorfológicas que registran en terreno la geodinámica de laderas. Las geoformas, especialmente las de base de contacto de laderas, son de especial importancia en ambientes montañosos periglaciares debido a que son susceptibles a la erosión y movilización a través de variados movimientos en masa (Soto et al., 2004)

La evolución de los sistemas de laderas está determinada por la interacción entre factores condicionantes intrínsecos y agentes dinámicos exógenos, que indican su mayor o menor susceptibilidad a generar procesos de movimientos en masa (Gutiérrez, 2008). Estos corresponden a procesos gravitacionales en que una porción del terreno se moviliza hacia una cota más baja de su emplazamiento original (Hauser, 2000). Los movimientos en masa desarrollados en laderas activas se constituyen en potenciales amenazas de origen natural, y son los procesos geomorfológicos más frecuentes y extendidos en relieves montañosos (Gutiérrez, 2008). La presencia de asentamientos humanos e infraestructura física crean potenciales escenarios de riesgos por movimientos en masa que provoquen pérdidas humanas, daños a la infraestructura física e interrumpen el normal desarrollo de actividades productivas.

En este sentido, la incisión glacial sumada a la isostasia postglacial modelaron valles profundos y abruptos, con presencia de material detrítico poco consolidado e inestable en las laderas y por tanto muy propenso a ser movilizado por agentes exógenos (Hauser, 2000). Las laderas se caracterizan por ser inestables, debido a que la liberación de estrés post desprendimiento y fusión glacial desestabilizó las laderas predisponiéndolas a remociones en masa (Oppikofer et al., 2009).

Se reconoce que los principales agentes geodinámicos desencadenantes de estos fenómenos son principalmente la actividad sísmica y las precipitaciones (Hauser, 2000; Blikra et al., 2006; Lara, 2007; Lacasse et al., 2008; Oppikofer et al., 2009; Sepúlveda et al., 2011; Albornoz, 2017).

El área de estudio es de clima templado húmedo (Cfb) con precipitaciones anuales cercanas a 6.000 mm (Centro Científico Huinay, 2015) y tiene un bajo índice de concentración pluviométrica, que indica precipitaciones durante todas las estaciones del año pero acentuadas en invierno (Albornoz, 2017). En este sentido, es importante mencionar las nuevas condiciones que se establecerán entre el sistema de laderas y los fenómenos climáticos en el marco del cambio climático global. Las proyecciones climáticas globales realizadas por Rubel & Kottek (2010) en base a los escenarios climáticos propuestos por el Cuarto Informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2007), proyectan un aumento paulatino del clima tipo Csf (templado cálido con veranos cálidos y secos) o mediterráneo hasta la región de Aysén. Lo anterior implicaría temperaturas más cálidas, menores precipitaciones y una marcada concentración de eventos pluviométricos extremos, aumentando de esta manera los riesgos derivados de amenazas hidrometeorológicas. Esto último se vio materializado en Diciembre del año 2017, luego que tras precipitaciones intensas y concentradas un flujo de barro derivado de un deslizamiento de roca y suelo se depositara sobre Villa Santa Lucía en la Región de Los Lagos, dejando pérdidas humanas y materiales.

Por otro lado, el sismo cortical magnitud 6.2 Mw en el Fiordo de Aysén en Abril de 2007 desencadenó múltiples movimientos en masa, donde cubiertas detríticas y vegetacionales en conjunto se desplomaron sobre las aguas del fiordo. En una acción concatenada y sinérgica, la caída de esta masa al fiordo provocó múltiples tsunamis locales que dejaron pérdidas humanas y materiales. Los estudios llevados a cabo determinaron que las

remociones en masa se dieron en las cercanías del epicentro donde la estructura geológica estaba marcada por múltiples fallas derivadas de la actividad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Sepúlveda & Serey, 2009).

En base a lo anterior, el área de estudio que comprende la parte distal de la cuenca de Vodudahue estaría expuesta a la ocurrencia de similares fenómenos desencadenados por el clima y la actividad sísmica, al situarse en un paisaje similar en términos geológicos y geomorfológicos, sobre la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y en un mismo dominio morfoclimático (templado lluvioso).

En este sentido, la construcción del tramo de carretera austral Hornopirén-Vodudahue, proyectada por el borde del fiordo Comau y la zona distal de la cuenca de Vodudahue, presenta un desafío para la planificación territorial debido a distintas amenazas naturales presente en el territorio, entre las que destacan, en función de los antecedentes presentados, las remociones en masa. Estas se transforman en un factor de riesgo potencial para la infraestructura vial, los asentamientos humanos y las actividades productivas, tales como la salmonicultura, que se encuentra en proceso expansivo a lo largo de la franja costera del área de estudio.

Por tanto, en la presente memoria de título se identificarán y analizarán las condiciones geodinámicas de las laderas, en la parte distal de la cuenca de Vodudahue. Para ello se identificarán características morfométricas de laderas y de lineamientos estructurales, entendiendo que el contexto tectónico del área de estudio está condicionado por la presencia de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Por otro lado, se reconocerán y clasificarán unidades geomorfológicas de laderas y depósitos basales correlativos, que permitirán conocer el estado dinámico de las laderas e identificar antiguas remociones en masa registradas en el territorio. Esta información contribuirá al reconocimiento de potenciales amenazas de remociones en masa presentes en el área de estudio, pretendiendo ser un aporte en la planificación del territorio y sus recursos.

1.2. ESTADO DEL ASUNTO

1.2.1. Formación de ambientes de fiordos

Los fiordos son definidos como largas, estrechas y profundas entradas de aguas costeras excavadas por acción glacial, de pendientes laterales escarpadas y con presencia de uno o más umbrales rocosos submarinos (Inall & Gillibrand, 2010). Para Glasser & Bennet (2004) los fiordos corresponden a profundas depresiones ahogadas talladas por acción del hielo en situaciones en que el flujo glacial se encontraba confinado por la topografía y encauzado a lo largo de un canal o valle. En este sentido, los fiordos corresponden a valles glaciares actualmente inundados que quedaron sumergidos tras la fusión del hielo y la elevación postglacial del nivel del mar, pasando a tener la condición de fiordos y canales (Martini et al., 2001).

Castillo (2012) en base a Inall & Gillibrand (2010) clasifica los fiordos actuales en función del régimen climático: Los fiordos polares se encuentran actualmente ocupados por una lengua de hielo, los fiordos subpolares están en claro retroceso interanual y los templados carecen de una lengua de hielo en toda su extensión y no están asociados a ningún glaciar en la actualidad. Los fiordos del sur de Chile continental corresponden a fiordos templados (Albornoz, 2017).

Existen diferentes puntos de vistas frente a los procesos dominantes que ejercieron mayor control en la formación y modelado de los actuales paisajes de fiordos. Los principales procesos que se mencionan son la estructura geológica, el tectonismo, la actividad glacial y los procesos fluviales (Gregory, 1913; Gjessing, 1966; Nesje & Whillans, 1994; Glasse & Ghiglione, 2009).

Entre los que afirman que la estructura geológica es el proceso dominante se puede mencionar a Gregory (1913, en Nesje & Whillans, 1994), quien observó que los fiordos seguían un patrón rectilíneo, lo cual evidenciaba que el flujo de hielo sólo siguió líneas de fracturas y fallas preexistentes. Las críticas a Gregory (1913) se basan en que le dio un rol marginal a los procesos glaciales y fluviales en la formación de fiordos, por tanto, no se lograba explicar el desarrollo sólo a partir de la estructura geológica (Nesje & Whillans 1994) y (Glasse & Ghiglione, 2009).

Por otro lado, Gjessing (1966, en Nesje & Whillans, 1994) afirma que el proceso dominante fue la acción glacial. A partir de la observación de los pisos de fiordos y sus umbrales rocosos concluyó que dicho modelamiento sólo pudo ser obra del hielo en la ruta de

descarga glacial. Esta visión no considera la predisposición geológica estructural previa a la formación del fiordo, ni otros procesos erosivos que influenciaron en el modelamiento de fiordos.

Nesje & Whillans (1994) proponen una conceptualización para explicar la morfogénesis del fiordo Sognefjord en Noruega (ver figura N°1). Comienzan con la meteorización subaérea y erosión de la superficie rocosa durante el Mesozoico y Terciario temprano, que incidió superficialmente el terreno en periodos preglaciales. Luego, la incisión se profundizó con la erosión fluvial, subaérea y glacial durante periodos glaciales e interglaciares. Por último, las glaciaciones cuaternarias se acomodaron a la topografía preexistente, y arrastraron el material subyacente depositado en la incisión, erosionando y profundizando el piso del fiordo.

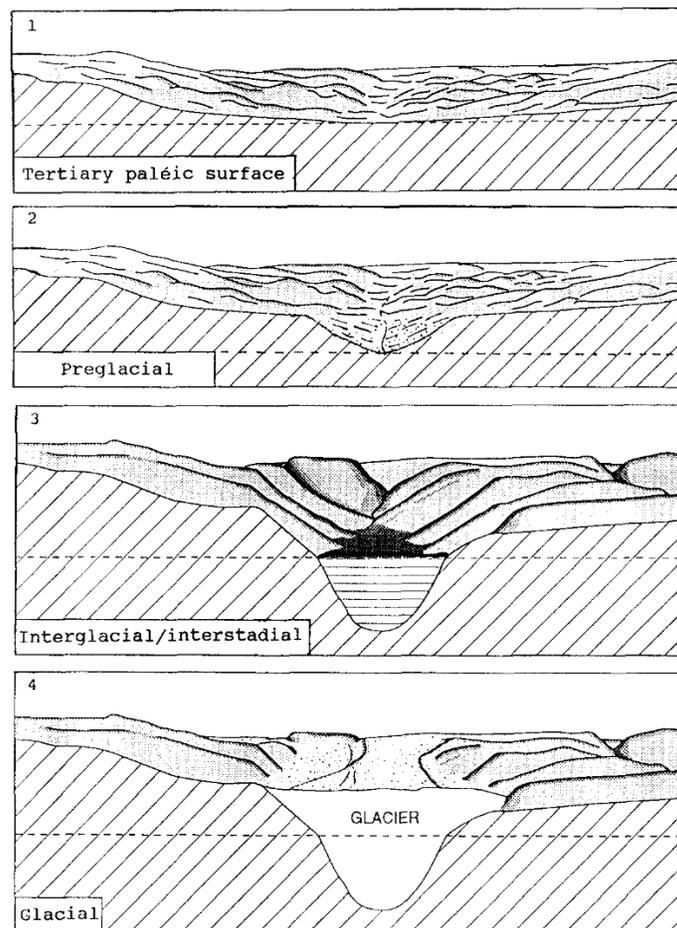


Figura N°1: Fases en la formación histórica propuesta en el fiordo Sognefjord. El nivel del mar es representado por la línea intermitente. Fuente: Nesje & Whillans (1994).

Morfológicamente se diferencian las paredes expuestas y sumergidas de los fiordos, debido a que tras el retroceso glacial en las primeras dominó la erosión subaérea y fluvial, mientras que en las segundas las formas de erosión glacial quedaron a la postre protegidas de la erosión subaérea por encontrarse sumergidas.

La conceptualización aportada por Nesje & Whillans (1994) está enfocada desde los procesos erosivos que formaron los valles glaciares, que en el contexto estructural y climático de Noruega les permite entender la génesis del paisaje. Sin embargo, omiten el rol de la isostasia postglacial en el solevantamiento de estos relieves respecto al nivel del mar.

En un estudio aplicado en los fiordos de Chile Continental, Glasser & Ghiglione (2009) contrastaron la orientación de los lineamientos y/o fallas de primer y segundo orden con la orientación que presentan los fiordos en la actualidad. Las conclusiones extraídas demuestran que existe un control geológico estructural en la evolución del paisaje de fiordos debido a que ambos esquemas presentan similares patrones de orientación (ver figura N°2).

La génesis de fallas en Los Andes patagónicos datan del cretácico tardío y el paleógeno temprano, cuando la subducción oblicua de la placa oceánica bajo la placa continental se agudizó provocando rupturas debido a esfuerzos tensionales a lo largo de la orogenia litosférica (Ghiglione & Ramos, 2005). También se considera que los procesos de deformación estructural, tales como alzamiento, desplazamiento y rotación de la corteza, que dieron forma al paisaje del área adyacente a la Zona de la Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), son previos a los primeros depósitos glaciales encontrados (Glasser & Ghiglione, 2009).

En la misma línea, pero a nivel local, Sepúlveda et al., (2011) en un estudio del paisaje de fiordo circundante a Hornopirén afirman que los principales procesos fueron la actividad tectónica y glacial, asumiendo que la condicionante principal del paisaje es la estructura regional de la ZFLO, que en combinación con la acción del hielo esculpió los abruptos relieves de la zona.

En el caso de los fiordos norpatagónicos, se estableció la presencia de depósitos morrénicos y sedimentos glaciolacustres en el fondo marino asociados a la última glaciación (Araya-Vergara, 1996).

De acuerdo a lo señalado, los autores sostienen que la tectónica generó fallas y planos de debilidad en la roca que condicionaron la ruta que tomaron los flujos de hielo en su avance y que pudo existir incisión fluvial sobre los planos de debilidad previos a la acción glacial

que tendieron a marcar con mayor facilidad la ruta del hielo. Dado los antecedentes, es correcto establecer que existe un control estructural que condicionó la morfogénesis del paisaje, que sirvió como guía para que los glaciales erosionaran y dieran origen a los paisajes de fiordos del sur de Chile (ver figura N° 2).

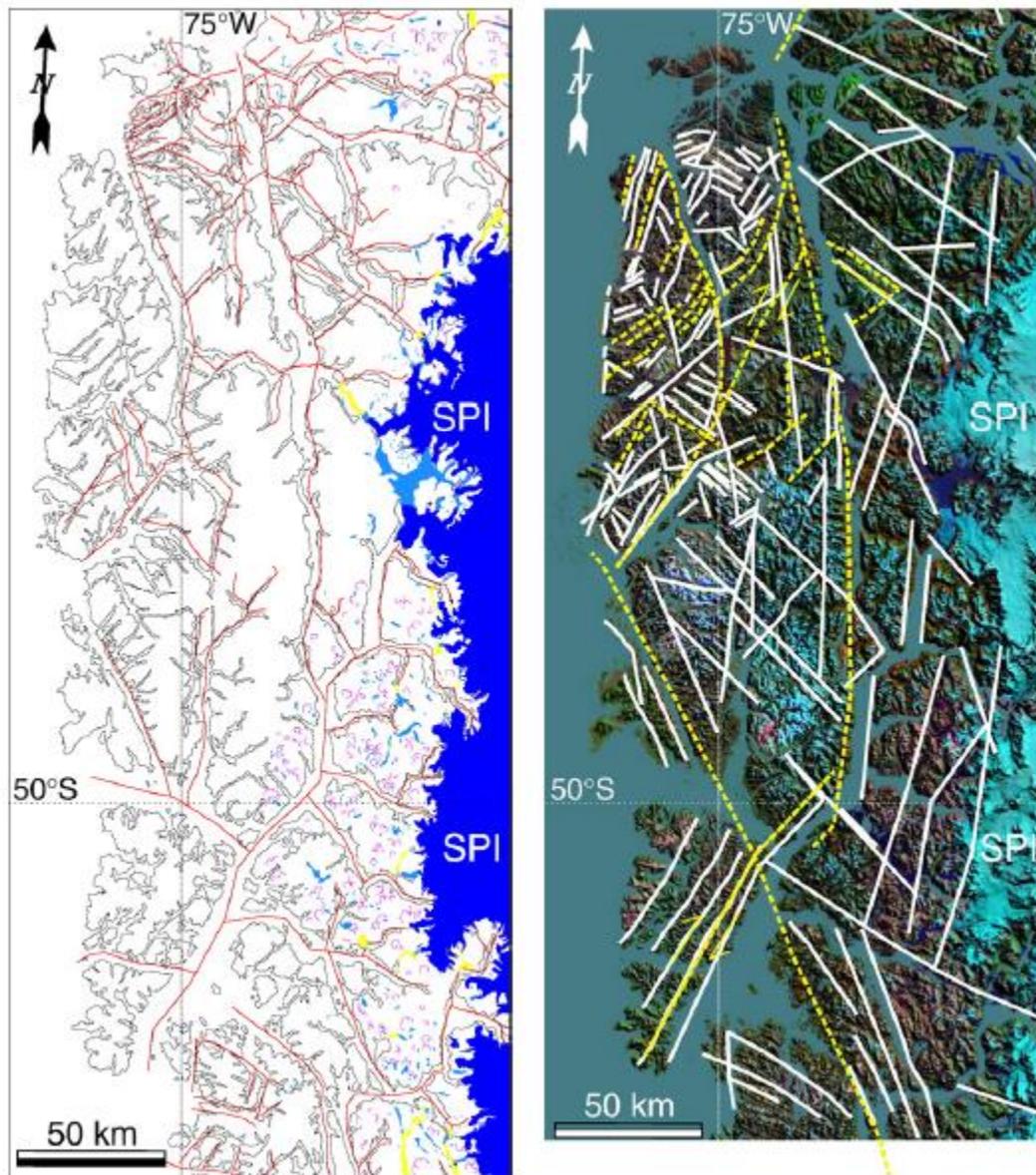


Figura N°2: Geomorfología glacial mostrando fiordos (panel izquierdo) y observaciones de lineamientos estructurales (panel derecho) cubiertas en un relieve sombreado de una imagen LandSat en el sector oeste de los campos de hielo sur. Fuente: Glasser & Ghiglione (2009).

1.2.2. Características actuales de ambientes de fiordos y valles glaciares

Entendiendo a los fiordos como proyecciones de valles glaciares hacia el mar, se asocia su modelado a la acción erosiva del hielo. El poder de erosión es sólo una parte del poder total de un glaciar, y es llevada a cabo mediante procesos de abrasión, desgaste, disolución y arranque del material que compone el sustrato (Martini et al., 2001). El autor señala que en ambientes de climas marítimos húmedos, el paisaje erosional derivado de la acción glaciar es importante, debido a los constantes ciclos de solidificación y fusión del agua.

Una de las formas erosionales de origen glaciar más características son los valles en forma de “U” los que derivan de la modificación glaciar de un valle fluvial en forma de “V”. Este cambio se fundamenta en que el hielo corresponde a un fluido plástico o pseudoplástico que se transmite y moviliza de manera más eficiente a través de una depresión semicircular, que concentra la máxima presión hacia los costados, erosionando preferentemente las paredes laterales del valle (Martini et al., 2001). La depresión semicircular tallada por el hielo se denomina “artesa”.

Aunque la forma en “U” sea un rasgo generalizado no es un patrón único, debido a que la erodabilidad cambia dependiendo de las características litológicas y estructurales del sustrato rocoso, y también a los procesos aluviales y coluviales que modifican el paisaje tras el retroceso glaciar (Glasser & Ghiglione, 2009). Por ejemplo, en el caso del fiordo Sognefjord en Noruega, Nesje & Whillans (1994) observaron un perfil transversal en forma de “V” explicado a primera vista por formas basales heredadas de procesos fluviales y gravitacionales postglaciales. Sin embargo, tras dataciones que situaron a dichos depósitos en una edad más antigua que las glaciaciones cuaternarias, se concluyó que la erosión glaciar fue preferentemente sobre el lecho rocoso subyacente a la lengua de hielo debido a la resistencia litológica diferencial del sustrato del valle.

Blikra et al., (2006) realizaron un esquema de perfil transversal del fondo del valle Romsdalen en Noruega a través de perfiles con radar y testigos de sedimentos, para analizar las características morfológicas y sedimentológicas de las avalanchas de rocas sobre un valle relleno de sedimentos glaciales (ver figura N°3).

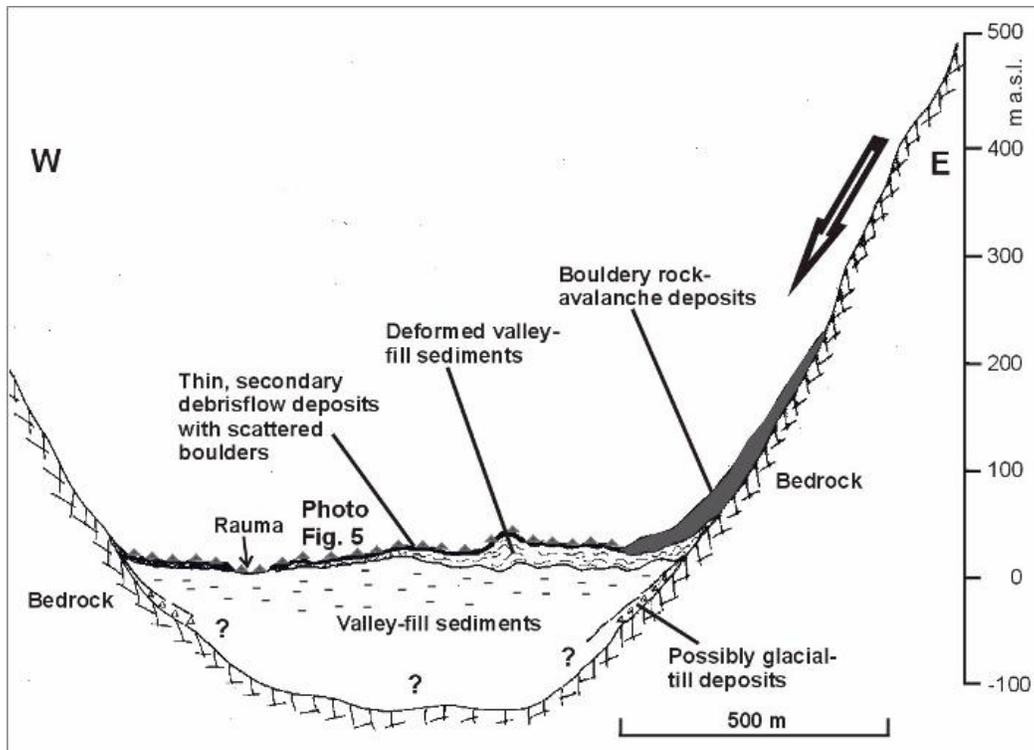


Figura N°3: Bosquejo esquemático de la avalancha de rocas Venje en Romsdalen, muestra la distribución del sedimento y los efectos de una gran avalancha de rocas en el relleno sedimentario del valle. Fuente: Blikra et al., (2006).

Se observa un depósito caótico de avalancha de rocas en la base de la ladera, que al impactar sobre el relleno del valle deforma los sedimentos en forma de pliegues y fallas. Finalmente, un flujo de detritos secundario con sedimentos más finos son removilizados hasta la ladera opuesta (Blikra et al., 2006). Para los autores este tipo de estudios son pertinentes debido a que comúnmente los depósitos de avalanchas de rocas en fiordos y valles glaciares son confundidos con depósitos glaciares, y también porque las remociones en masa van modificando el perfil transversal en forma de "U".

Otra característica que diferencia a los valles glaciares de los fluviales, se debe a que el fondo del valle principal se encuentra más abajo que el fondo de los valles tributarios. Esto es consecuencia del mayor poder erosivo lateral y de fondo que presenta el flujo glaciar mayor. Dichos valles disectados son denominados "valles colgados" (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Los valles glaciares son de modelado abrupto y elevado. Según Martini et al., (2001) esto se explica por la incisión glacial en los valles, la isostasia postglacial y el solevantamiento de montañas tectónicamente activas, tales como Los Andes. En este sentido, las laderas se caracterizan por ser geomorfológicamente inestables, debido a que el estrés liberado tras el retroceso y fusión de los glaciares desestabilizó las paredes predisponiéndolas a procesos de remociones en masa (Oppikofer et al., 2009). Avalanchas, caídas y deslizamientos de rocas y/o suelo han sido registrados y estudiados en valles glaciares y fiordos de Noruega (Oppikofer et al., 2009; Lacasse et al., 2009; Blikra et al., 2006) en Islandia (Decaulne ,2007) y en Chile (Hauser, 2000; Sepúlveda & Lara, 2008; Sepúlveda et al., 2011; Náquira ,2009; Molina ,2016; Albornoz, 2017).

La estratigrafía del Cuaternario llevada a cabo con perfiles de reflexión sísmica y calibrados con núcleos de sedimentos en el Fiordo Tafjord, Noruega, indica que las avalanchas de rocas se hicieron comunes en el periodo postglacial, aumentando su frecuencia durante la segunda mitad del Holoceno (Blikra et al., 2006). Si bien existen diferencias litológicas de los materiales en los distintos ambientes, este diagnóstico coincide con la afirmación de Oppikofer et al., (2009) respecto al aumento en la inestabilidad de las laderas a medida que las masas de hielo retrocedieron, materializándose dicha inestabilidad en el aumento de remociones en masa.

1.2.3. Geodinámica de laderas.

1.2.3.1. Laderas

Las laderas presentan diferentes grados de complejidad morfológica, lo cual debe su génesis a múltiples procesos, entre los que destacan los tectónicos, volcánicos, fluviales, gravitacionales, glaciares y periglaciares. Estos mismos procesos dinámicos, actualmente tienen como principal función la denudación o rebaje de escarpes y taludes (Pedraza, 1996). Corresponden, por tanto, a una porción del terreno en que coexisten gran número de formas y procesos asociados, cuya interacción resulta en aportes de material detrítico a cauces, fondos de valle y llanuras de sedimentación.

Araya-Vergara (1985) clasificó las laderas a partir de la morfotectónica de bloques y las influencias de agentes exógenos. En el primer caso la combinación de rumbo, buzamiento y tipo de estratificación de los materiales define el potencial aporte de material detrítico de las vertientes y la formación correlativa de formas coluviales. El dominio morfoclimático es

el principal agente exógeno que interactúa dinámicamente con la morfoestructura a través de procesos erosivos. La combinación de varios tipos de vertientes, lo que Araya-Vergara (1985) definió como taxón, componen el sistema de vertientes.

En el mismo sentido, para Soto et al., (2007) la morfoestructura y la tectónica tienen un rol fundamental en el modelado de las laderas. Como sistema son un potencial aportador de masa creando formas de bases correlativas a éste. La relación sistémica entre grupos de formas permite establecer la geodinámica actual de laderas. Los depósitos de base dan cuenta de la relación génesis-evolutiva al ser indicativos de la dinámica de aporte de masa actual o pasada que tienen las vertientes (Soto et al., 2006). Del mismo modo, Fernández (2006) define las laderas como sistemas dinámicos abiertos, donde los agentes erosivos generan el constante desgaste y posibilitan el transporte de material a planos inferiores.

Dalrymple et al., (1968, en Pedraza, 1996) presentan una clasificación funcional de laderas de acuerdo a la relación pendiente-procesos (ver figura N°4). Proponen un desarrollo dinámico a partir de los cambios de pendiente, que implican distintos procesos de movimientos en masas y desarrollo de geofomas.

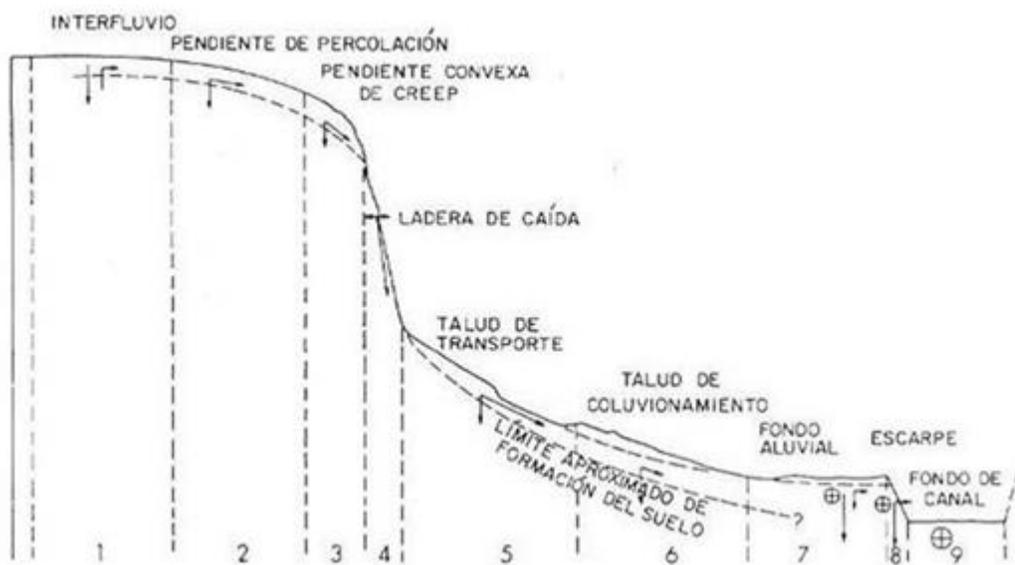


Figura N°4: Clasificación funcional de la vertiente, según sistemas morfofuncionales. Dalrymple et al., (1968, en Pedraza, 1996).

La geodinámica de laderas implica un constante flujo de masa y energía, por tanto, se encuentran en equilibrio dinámico. Cuando este equilibrio es perturbado por algún agente exógeno, todos los componentes del sistema se reajustan en términos de erosión, transporte y deposición (Delgado, 2007). En este sentido se reconoce que en los dominios morfoclimáticos glaciares y periglaciares es donde mejor confluyen las condicionantes estructurales con los agentes erosivos más agresivos. Por tanto, es donde los procesos morfogenéticos alcanzan mayor competencia, reconfigurando periódicamente la morfología del paisaje (Kienholz, 1984 en Delgado 2007).

En términos de los procesos de denudación del paisaje, la dinámica de los sistemas de laderas se materializa en procesos de movimientos en masa. Éstos fueron definidos por Hauser (1993) en función de la morfología y el material involucrado, e implica que una porción del terreno se moviliza hacia una cota más baja de su emplazamiento original. Existen diversas clasificaciones de movimientos en masa, que se basan en parámetros tales como tipo de movimiento, material involucrado, velocidad de desplazamiento y volúmenes comprometidos. Hungr et al., (2014), en base a las clasificaciones de Varnes (1978) y Cruden & Varnes (1996) (ver figura N°5), crearon una nueva clasificación que refleja nuevos avances en la tipología de movimientos en masa y en los procesos involucrados (ver anexo N°1).

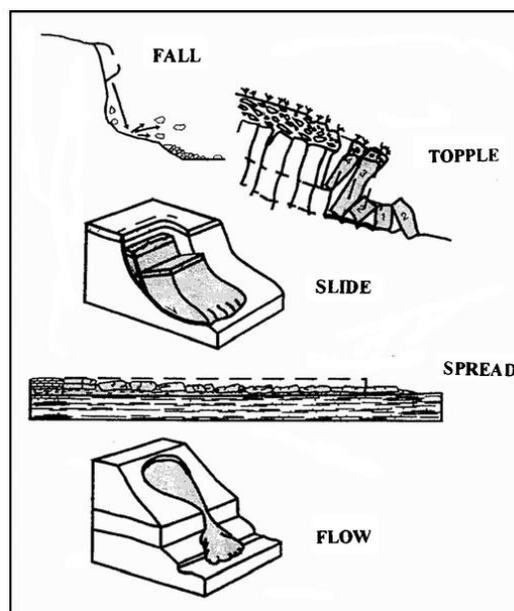


Figura N°5: Diagrama de tipos de movimientos en masa (Cruden & Varnes, 1996), en los que se basa la clasificación de Hungr et al., (2014).

La susceptibilidad de movimientos en masa corresponde a la probabilidad que una zona sea impactada o desencadene un determinado proceso de pérdida de equilibrio y movilización de material detrítico diverso mezclado o no con diferentes proporciones de agua. Existe consenso en que se necesita la interacción de factores internos o condicionantes y factores externos o desencadenantes para la materialización de los movimientos en masa. Los factores condicionantes son aquellos que generan una condición potencialmente inestable en la ladera aumentando su susceptibilidad al desprendimiento y desplazamiento de detritos (Lara, 2007). La concurrencia de factores condicionantes que faciliten los desprendimientos y/o desplazamientos de materiales de las laderas conlleva a que los factores desencadenantes operen con mayor efectividad.

1.2.3.2. Factores condicionantes

Los principales factores condicionantes considerados son pendiente, exposición, geomorfología, geología, densidad y distancia a lineamientos y fallas. La pendiente controla el balance morfodinámico de las laderas a través de la gravedad y condiciona el equilibrio de fuerzas entre resistencia y esfuerzo de cizalle (Gutiérrez, 2008). En este sentido, los rangos de valor de la pendiente, o gradiente, se asocian con la susceptibilidad de desencadenar distintos tipos de movimientos en masa, debido a que incide como fuerza antagónica de la cohesión de los materiales de la ladera (Sánchez, 2015).

La exposición es la ubicación de la ladera respecto al norte geográfico o azimut. Para Pedraza (1996), la exposición es una característica que permite establecer la recepción de radiación solar, luminosidad, humedad, viento y nubosidad. La radiación solar incide en el grado de humedad que adquieren los materiales, por tanto, a mayor humedad disminuye la resistencia de los materiales y aumenta en consecuencia la inestabilidad de la ladera (Lara, 2007). El grado de humedad condiciona a su vez la posibilidad de sustentar vegetación (Sánchez, 2015). Si bien la vegetación puede prevenir la erosión del suelo, no existe un consenso claro del rol asumido por ésta en la susceptibilidad de movimientos en masa, debido a que puede funcionar como atenuante, pero también como factor agravante al sumar peso a una masa inestable (Gutiérrez, 2008). Más aun en ambientes de alta pluviometría y pendiente, como en el caso de estudio del fiordo Comau.

El levantamiento y registro geomorfológico es de especial interés debido a que la combinación de influencias estructurales y exógenas establece tipologías de vertientes diferenciadas según su estabilidad, aporte detrítico y tendencia erosiva (Araya-Vergara, 1985). De la misma manera la geomorfología permite identificar remociones en masa tales como antiguos depósitos de flujos, deslizamientos y forma de base, que debido a su condición de equilibrio límite e inestabilidad son susceptible de ser removilizados por factores desencadenantes (Lara, 2007; Hauser, 1993).

La influencia de la geología se observa principalmente en la composición litológica, estructura, grado de alteración, meteorización y fragmentación de las rocas que condicionan la resistencia y estabilidad de la ladera (Sepúlveda & Lara, 2008). Lara (2007) considera como elementos geológicos condicionantes de movimientos en masa al tipo de material, grado de cementación, meteorización, estructura, ambiente tectónico e historia geológica. La composición estructural involucra los tipos de pliegues, estratificación, diaclasas, grietas y fallas que condicionan el esfuerzo de cizalle de los materiales, pudiendo constituir zonas potencialmente inestables (Sepúlveda & Lara, 2008; Molina 2016).

La densidad y distancia a lineamientos y fallas ha sido utilizada por Náquira (2009) y Molina (2016) como factor condicionante en el contexto de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Los lineamientos son planos de debilidad que aceleran la propagación de las ondas sísmicas y facilitan procesos de meteorización tales como crioclastia y la intemperización de las rocas. La densidad es un indicador utilizado para establecer el grado de fracturamiento de la roca. Por otro lado, se establece que la cercanía a estos planos de debilidad aumenta la susceptibilidad para el desencadenamiento de derrumbes y caídas, ya sea por vibraciones sísmicas o infiltración de agua (Sepúlveda & Lara, 2008). El control que ejerce la morfotectónica en nuestro país ha originado múltiples zonas de fallas y/o fracturas que han propiciado terrenos geomecánicamente débiles (Hauser, 2000).

1.2.3.3. Factores desencadenantes

Los factores desencadenantes son los que inician el movimiento. Corresponden a agentes exógenos al sistema de vertientes que explotan las debilidades para desencadenar movimientos en masa (Gutiérrez, 2008). Los principales factores mencionados son los

fenómenos climáticos y la actividad sísmica (Hauser, 2000; Blikra et al., 2006; Lara, 2007; Lacasse et al., 2008; Oppikofer et al., 2009; Sepúlveda et al., 2011; Albornoz, 2017).

En el caso de áreas de fiordos, los fenómenos climáticos abarcan precipitaciones líquidas y sólidas, fusión nival, glacial y de permafrost, o una combinación entre los procesos mencionados. Lacasse et al., (2008) afirman que el agua es un componente esencial en el desencadenamiento de procesos gravitacionales, debido a que disminuye la cohesión de los materiales (presión de poro) y aumenta la presión al interior de fallas. De la misma manera, contribuye al desgaste del material mediante procesos de meteorización mecánica y química. Para Pedraza (1996) el agua es un condicionante geomecánico que actúa disminuyendo el rozamiento de los materiales durante el movimiento.

Las precipitaciones antecedentes a los movimientos en masa disminuyen la capacidad de infiltración, saturando parcialmente los materiales. Esto aumenta la presión de los poros del suelo, volviéndolos inestables. Por tanto, son reconocidos como una condición importante para el desencadenamiento de deslizamientos y flujos (Hauser, 2000).

En un estudio desarrollado en Noruega, Lacasse et al., (2009) determinan que la combinación de lluvias primaverales intensas con fusión nival son el principal factor desencadenante de movimientos en masa, específicamente avalanchas de rocas. A esto se suma la acción de la crioclastia que aumenta la meteorización mecánica y la expansión de las fracturas.

Decaulne (2007) sitúa la influencia de la lluvia y la fusión nival como los más importantes desencadenantes de movimientos en masa en los fiordos islandeses, asignando un 58% de responsabilidad a causas pluviales y el 42% a fusión nival. Desglosando lo anterior, determina que las precipitaciones de larga duración son la causa más importante, seguida por la combinación de lluvias y fusión nival, y por último de lluvias intensas.

Los depósitos basales de antiguos movimientos en masa se caracterizan por ser inestables y altamente porosos. En consecuencia, un aumento repentino del flujo superficial debido a intensas precipitaciones o deshielo pueden fácilmente removilizar estas formas (Blikra et al., 2006). Sin embargo, el mismo autor afirma que la fusión glacial y del permafrost fueron factores desencadenantes importantes tras el término de las glaciaciones, pero han perdido

peso debido a que en la actualidad la masa glacial y de permafrost es muy inferior a las que caracterizaron al período inmediatamente posterior a la última glaciación.

En un estudio sobre los posibles impactos del cambio climático en los fiordos de Noruega Harbitz et al., (2014), afirman que la combinación de temperaturas más cálidas con episodios más frecuentes de precipitaciones intensas, aumentarán la frecuencia de los movimientos en masa en las laderas de fiordos, acrecentando también el riesgo de tsunamis locales.

Por otro lado, las avalanchas de rocas se desencadenan cuando la fuerza de gravedad y/o de cizalle superan a la fuerza de resistencia de una masa rocosa (Blikra et al., 2006). De acuerdo a lo anterior, la actividad sísmica es un factor desencadenante ya que las aceleraciones sísmicas generan cambios en las condiciones de esfuerzo interno que tiene el sistema de laderas, aumentando la inestabilidad y por ende el desencadenamiento de movimientos en masa (Sepúlveda & Lara, 2008). En este sentido, Náquira (2009) establece que la magnitud no es lo más esencial del factor sísmico, si no que la fuerza liberada, debido a que de ella depende la aceleración de las laderas y el fallamiento. La fuerza propagada depende de la magnitud, profundidad, distancia al epicentro, red de fallas y condiciones del suelo, entre otras.

La importancia del factor sísmico es relativa en función del contexto morfoestructural. En la zona de fiordos del hemisferio norte, si bien se establece el vínculo entre avalanchas de rocas y sismicidad, no existe claridad para distinguir entre eventos sísmicos históricos o paleosismos. Se asocian concentraciones regionales de avalanchas de rocas con eventos sísmicos importantes (Blikra et al., 2006).

El sismo cortical magnitud 6,2Mw que tuvo lugar en el Fiordo de Aysén en Abril de 2007 desencadenó múltiples movimientos en masa, donde cubiertas detríticas y vegetacionales en conjunto se desplomaron sobre las aguas del fiordo. En una acción concatenada y sinérgica, la caída de esta masa al fiordo provocó múltiples tsunamis locales que dejaron pérdidas humanas y materiales. Los estudios llevados a cabo determinaron que las remociones en masa se dieron en las cercanías del epicentro donde la estructura geológica estaba marcada por múltiples fallas derivadas de la actividad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Sepúlveda & Serey, 2009). Mapas de riesgos de deslizamientos en las

cercanías de Hornopirén indicaron que la susceptibilidad está controlada por la cercanía a fallas geológicas que son reactivadas por la ocurrencia de eventos sísmicos (Sepúlveda et al., 2011).

1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

La estructura y relieve de la sección distal de la cuenca de Vodudahue fue configurado por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y posteriormente erosionado y modelado por las glaciaciones pleistocénicas.

Las zonas somitales del sistema de laderas están dominadas por el ambiente glaciar. La acción erosiva del hielo en las paredes rocosas de alta pendiente, contribuye a la generación de material detrítico que es movilizado y transportado por gravedad, ya sea mediante caídas o deslizamientos.

Las zonas medias del sistema de laderas se caracterizan por paredes rocosas de alta pendiente formadas por acción glaciar. Se presentan densamente vegetadas por tanto cargadas de masa inestable susceptible a ser movilizada y transportada tras la acción de agentes desencadenantes.

La constante movilización de material desde las zonas altas crea formas de contacto compuestas principalmente por taludes, conos de detritos y abanicos aluviales, que rellenan los fondos de valle. Corresponden a material no consolidado, expuestos a ser removilizados.

En base a lo anterior, las laderas son susceptibles a rupturas de equilibrio derivadas de la acción de fenómenos climáticos y tectónicos. Por tanto, las laderas de la parte distal de la cuenca de Vodudahue son geodinámicamente activas, lo cual se expresa a través de distintos procesos de remociones en masa.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo General

Analizar las condiciones geodinámicas de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, Región de Los Lagos.

1.4.2. Objetivos Específicos

- a) Identificar y analizar la distribución y patrón espacial de la estructura en las laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue.
- b) Caracterizar la morfometría del sistema de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.
- c) Identificar y analizar unidades geomorfológicas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue.
- d) Identificar y clasificar antiguas remociones en masa registradas en el área de estudio.

II. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. ANTECEDENTES

2.1.1. Área de Estudio

La presente investigación tiene como objetivo analizar el sistema de laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue, en el Golfo de Ancud Región de Los Lagos, con el fin de identificar y establecer condiciones y procesos de la geodinámica de laderas en ambientes periglaciares de fiordos.

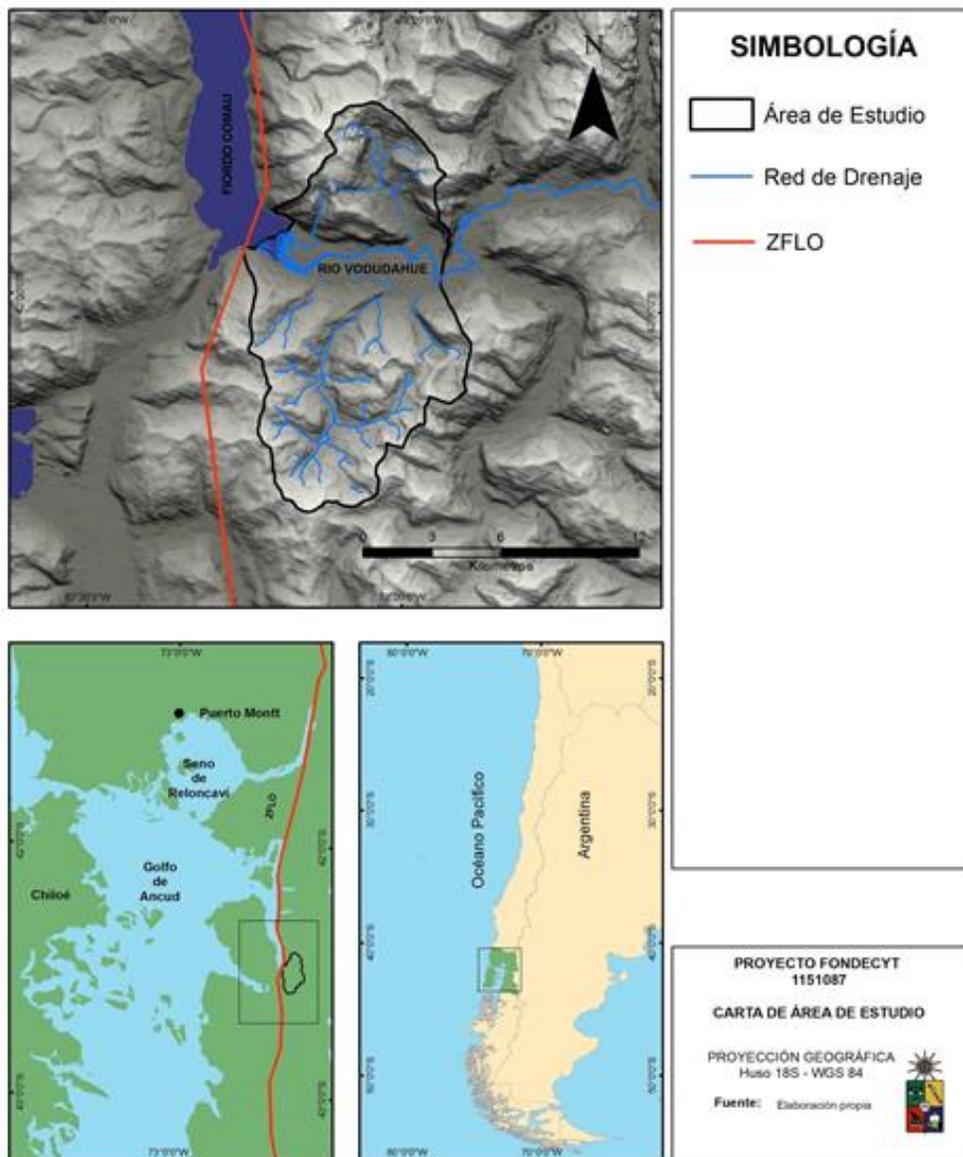


Figura N°6: Área de Estudio.

La sección distal de la cuenca de Vodudahue se localiza entre los 42°25' - 42°35' Latitud Sur y 72°25' - 72°18' Longitud Oeste. Tiene un área de 116 km² que corresponde al 12,5% del área total de la cuenca de Vodudahue (932 km²). Administrativamente corresponde a la Comuna de Hualaihué, y su centro político administrativo más cercano es la ciudad de Puerto Montt (ver figura N°6). En la actualidad el acceso es sólo por vía marítima.

Para un mejor entendimiento en el relato se toma como referencia el río Vodudahue, que es el principal cauce que drena el área de estudio, para hablar de zona norte y zona sur respectivamente. Las subcuencas corresponden a las unidades que drenan hacia el río Vodudahue y las quebradas a unidades territoriales más pequeñas que tributan su cauce a las subcuencas.

2.1.2. Contexto Geológico

El área de estudio está localizada en la zona norte de la Patagonia chilena. Visto desde un contexto regional más amplio se distinguen tres unidades morfológicas principales: la Cordillera de la Costa presente en la isla grande de Chiloé, la Depresión Intermedia cubierta por las aguas del Golfo de Ancud, y la Cordillera principal conocida como Andes Norpatagónicos a esa latitud (Molina, 2016). En esta última unidad se localiza el área de estudio.

Los Andes Norpatagónicos están constituidos principalmente por el Batolito Norpatagónico, formación que data desde el Jurásico Tardío (150-160Ma) hasta el Plioceno (2,5-5Ma). Se compone en su mayoría de rocas intrusivas de carácter granitoide, tales como granito, granodioritas y tonalitas (Náquira, 2009). En el contexto geológico regional el área de estudio se encuentra en el arco magmático de la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS).

La subducción en el margen interplaca Pacífico-Sudamericano que explica la existencia del cinturón orogénico de los Andes, está activa desde el Jurásico (Charrier et al., 2007), sin embargo, la estructura regional no acusa fases orogénicas compresivas mayores (Thiele, 1979). La tectorogenia que explica el relieve y estructura actuales son de ocurrencia más actual y tiene que ver con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO).

La ZFLO es un rasgo morfotectónico actual de primer orden, se extiende entre los 38° y 46°S a lo largo de 1.000 kilómetros aproximadamente, y se habría establecido, al igual que

todo el sistema estructural intra-arco, aproximadamente en el Mioceno (Cembrano et al., 2002). Debido a su posición paralela a la fosa oceánica, al estudio de la geometría de estructuras de segundo orden y a indicios de movimientos horizontales, la ZFLO ha sido considerada como una megafalla dextral de rumbo (Hervé, 1976).

La ZFLO se compone de dos segmentos principales. Un segmento norte de clara orientación NNE-SSW, mientras que, hacia el sur, el sistema de falla se curva hacia el SW hasta llegar al Golfo de Penas (ver figura N°7). Al norte del punto de triple contacto entre placas, la ZFLO acomoda gran parte de la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la Sudamericana (Hervé, 1976).

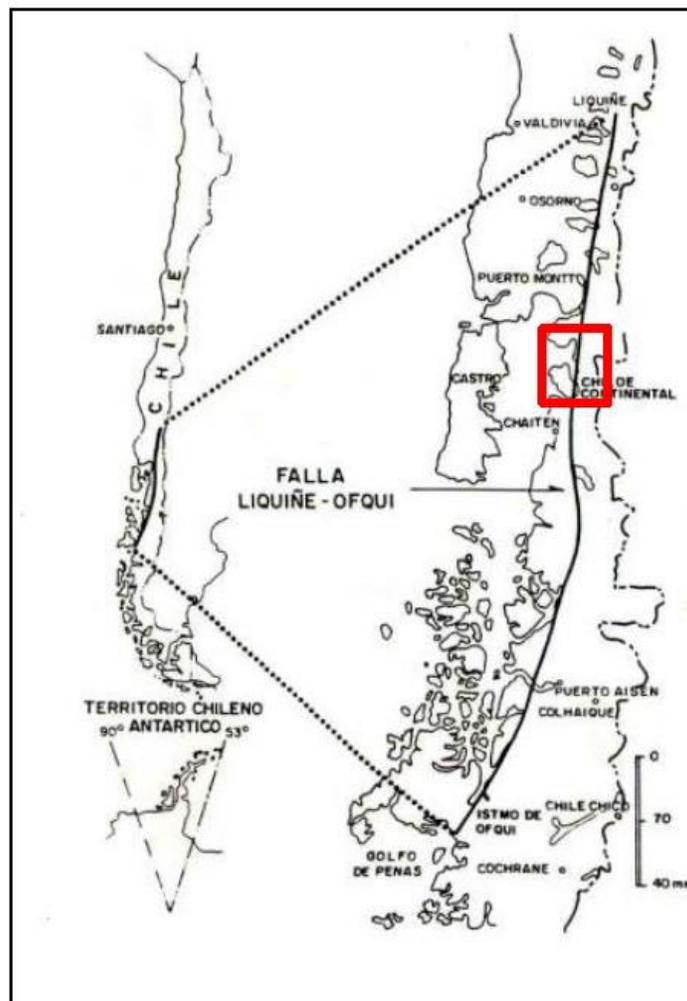


Figura N°7: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui dibujado por Hervé (1984, en Molina, 2016). En rojo se señala la zona de estudio.

Se reconoce que la ZFLO es una estructura activa en cuanto a transpresión dextral y tiene desplazamiento de bloques en el sentido vertical, lo que puede observarse en niveles marinos emergidos, diferencia de elevaciones medias de bloques y anomalías en el perfil e hipsometría de cursos fluviales y sus afluentes (Lara et al., 2006). Sin embargo, en cuanto a esto último también hay que considerar la acción del clima, la isostasia postglacial y la sismicidad.

La actividad de la falla tiene efectos sobre el volcanismo, que se expresa con la actividad de centros volcánicos a lo largo de la ZFLO en antiguas estructuras de basamentos, grietas de tensión y fallas que controlan el ajuste vertical de bloques (Lara et al., 2006). En los últimos 15.000 años el volcanismo ha sido activo generando centros eruptivos menores y grandes estrato volcanes compuestos a lo largo de los lineamientos NNE de la ZFLO (Hervé et al., 2017; López-Escobar et al., 1995).

2.1.3. Sismicidad

La ZFLO es asociada con la ocurrencia de sismos corticales. Este tipo de sismos se dan al interior de la placa Sudamericana, generalmente asociados a fallas y/o actividad volcánica. Se caracterizan por tener hipocentros inferiores a 20 kilómetros de profundidad, por tanto, a pesar de tener menor magnitud son intensos. De esta manera se les asocian como desencadenantes de remociones en masa en las laderas (Sepúlveda & Lara, 2008; Náquira, 2009; Molina, 2016 y Hervé et al., 2017).

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) tiene registro de 29 sismos corticales en un radio de 60kms aproximadamente (ver figura N°8). Se localizan preferentemente al sur y en menor medida al norte del área de estudio, asociados a centros eruptivos activos, como el volcán Chaitén y Hornopirén. De ellos, 22 eventos (76%) están en el rango 4 - 4.9Mw y 4 (13,8%) fueron superiores a 5Mw, con magnitud máxima de 5.4Mw.

La profundidad media de los hipocentros es de 10.5 kms. Casi la totalidad de los sismos tienen menos de 20 kms de profundidad (96.6%) y específicamente inferior a 10 kms (82.8%).

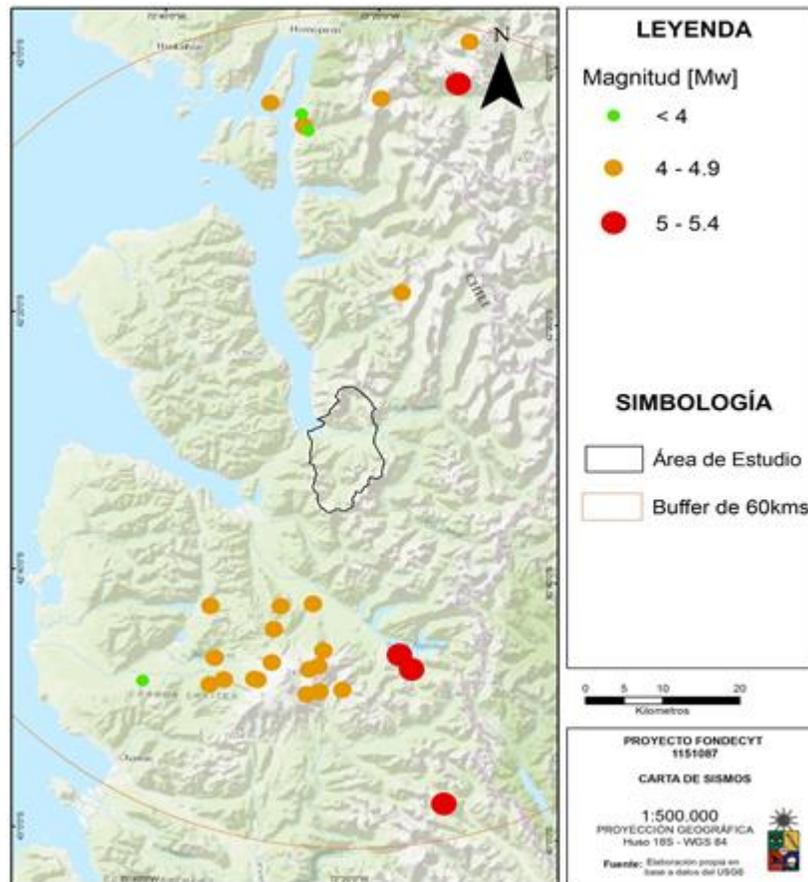


Figura N°8: Sismos corticales cercanos al área de estudio asociados a la ZFLO, mayores a 2.5 Mw en los últimos 10 años. Fuente: Servicio Geológico de los Estados Unidos.

2.1.4. Clima y vegetación

Según la taxonomía climática de Köppen (1931) el área de estudio corresponde a un clima templado húmedo (Cfb) sin estación seca. Las precipitaciones están distribuidas durante todo el año, pero se acentúan entre Mayo y Agosto. La humedad relativa del ambiente es alta en invierno (93%) y también en verano (83%). La radiación solar durante la época estival es alta.

Las precipitaciones anuales registradas en la estación de la fundación San Ignacio de Huinay, 13 kilómetros al norte del área de estudio, fluctúan entre 5.000 y 6.000 mm (Centro Científico de Huinay, 2015). Durante la larga estación invernal, la precipitación nival puede llegar hasta los 300 m.s.n.m. y las cumbres permanecen cubiertas de nieve sobre los 800 m.s.n.m. La temperatura media anual medida es de 10,30°C (Fitzek, 2014).

La vegetación cubre extensamente el área de estudio, a excepción de las zonas somitales de las laderas, donde la pronunciada pendiente, el casi nulo desarrollo de suelos y la presencia de nieve o hielo impiden su desarrollo (ver figura N° 9). Los tipos forestales predominantes son el bosque siempreverde, bosque de coníferas y bosque caducifolio (Soto & Flores, 2011).



Figura N°9: Cubierta vegetal sobre las laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Luebert & Pliscoff (2006) distinguen dos tipos de bosque siempre verde en el área de estudio: El bosque siempreverde templado andino de Coihue (*Nothofagus dombeyi*) y Mañío hembra (*Saxegothaea conspicua*), y el bosque siempreverde templado interior de Coihue de Chiloé (*Nothofagus nitida*) y Mañío macho (*Podocarpus nubigena*). Ambos cubren la zona del valle principal y las laderas bajas y medias. Soto & Flores, (2011) establecen que este tipo de formación boscosa se ubica hasta los 600 m.s.n.m. en el sector de Huinay (ver figura N°10).

El bosque de coníferas se sitúa entre 600 y 1.000 m.s.n.m. Corresponde al bosque de alerce *Fitzroya cupressoides* que se caracteriza por prosperar en ambientes húmedos, fríos y de altas pendientes (Soto & Flores, 2011). Luebert & Pliscoff (2006) denominan a esta formación bosque resinoso templado andino de *Fitzroya cupressoides*, y lo sitúan como el piso vegetacional más alto del área de estudio, entre 700-1200 m.s.n.m.

El bosque caducifolio achaparrado se sitúa sobre los 1.100 m.s.n.m. Está formado por Lengua (*Nothofagus pumilio*), Coihue Blanco (*Nothofagus betuloides*) y Alerce (*Fitzroya cupressoides*). El crecimiento achaparrado se debe a las condiciones restrictivas del ambiente, tales como bajas temperaturas, fuertes vientos y permanencia de nieve durante gran parte del año (Soto & Flores, 2011).

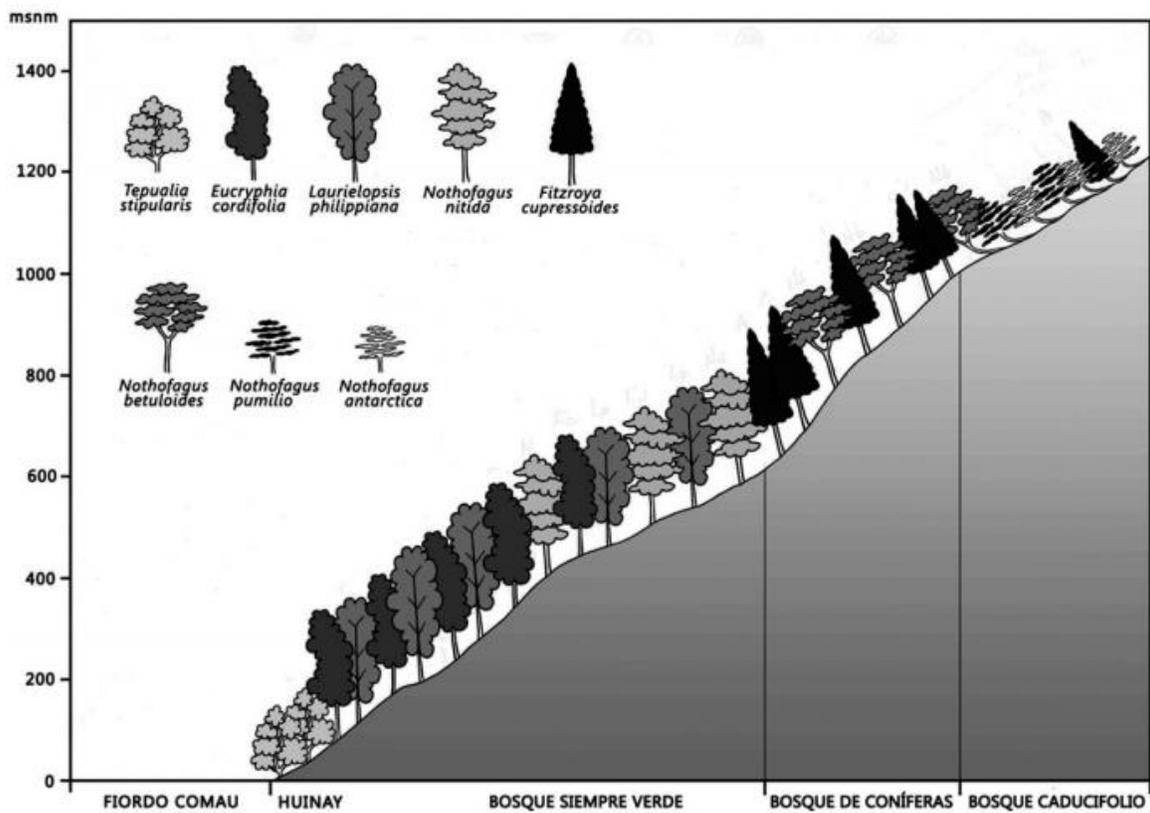


Figura N°10: Variación de la vegetación en una transecta altitudinal, en la localidad de Huinay, provincia de Palena, Región de los Lagos. Fuente: Soto & Flores (2011).

El sector costero del fiordo Comau fue muy intervenido antrópicamente durante el siglo XX, mediante la explotación forestal de ciprés y alerce, y la quema de bosques (Quintanilla, 1993). Sin embargo, en laderas de altas pendientes y difícil acceso se conserva vegetación boscosa sin indicios de intervención antrópica (Soto & Flores, 2011). Las altas pendientes y las intensas precipitaciones crean condiciones de inestabilidad en las laderas, generando múltiples procesos de remociones en masa que controlan la sucesión vegetal. En dichas sucesiones aparecen extensos campos del helecho (*Lophosoria quadripinnata*) y/o Nalca

(*Gunnera tinctoria*) (Centro Científico Huinay, 2015). La presencia de estas últimas especies en laderas, son indicadoras de procesos de remociones en masa recientes.

2.2. MÉTODOS

La realización de esta memoria requirió de distintas fases de trabajo de acuerdo al avance progresivo de la investigación.

Se revisó bibliografía relativa a la génesis estructural del área de estudio y el modelado glaciar heredado de las glaciaciones pleistocénicas. Fue de vital importancia la consulta de investigaciones sobre ambientes de fiordos y geomorfología glaciar.

En segundo lugar, se realizaron los primeros trabajos de gabinete para elaborar modelos digitales del terreno, que permitieron caracterizar estructura, morfometría y obtener un primer mapeo morfológico del área de estudio.

El trabajo de terreno se llevó a cabo en Noviembre de 2017, basado en caminatas sobre el camino habilitado que recorre la terraza fluvial del río Vodudahue. Se contrastó información preliminar de la carta morfológica y se mapearon unidades geomorfológicas, remociones en masa y lineamientos visibles. No fue posible el acceso a subcuencas y quebradas colgadas debido a la densa vegetación e inexistencia de senderos.

Finalmente, con los insumos previos, información levantada en terreno y material cartográfico y fotogramétrico de apoyo, se procedió al análisis espacial mediante el uso de Sistemas de Información Geográficos (SIG), en base a cuyos productos se sintetizó la geodinámica de laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue.

A continuación, se explican los procedimientos utilizados para la realización de cada objetivo específico.

2.2.1. Identificación y análisis de la distribución y patrón espacial de la estructura en las laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue.

La identificación de lineamientos y fallas estructurales se realizó mediante fotointerpretación desde la plataforma Google Earth y fotografías aéreas (ver tabla N°2). El cálculo de azimut fue obtenido con la herramienta COGO de ArcGis 10.1 para ser contrastados con los lineamientos mapeados por Glasser & Ghiglione (2009) en la zona norpatagónica chilena.

La caracterización del contexto geológico se realizó en base a la carta 1:1.000.000 del SERNAGEOMIN (2003).

En ArcGis 10.1, se calcularon rangos de distancia euclidiana para determinar la cercanía a los lineamientos fotointerpretados y con la herramienta *Line Density* se obtuvo la densidad de lineamientos para establecer el grado de fracturamiento de la roca. La clasificación de estos parámetros se realizó en base a los trabajos de Náquira (2009) y Molina (2016), llevados a cabo en las inmediaciones del área de estudio. Los productos cartográficos fueron confeccionados en ArcGis 10.1 a la escala 1:75.000.

2.2.2. Caracterización de la morfometría de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue.

La morfometría del sistema de laderas se refiere a parámetros cuantificables y medibles cuya clasificación permite establecer rangos de mayor o menor estabilidad en las laderas. El presente trabajo se basa en cuatro parámetros: altura, exposición, pendiente y curvatura de perfil. La elaboración de los modelos se realizó en ArcGis 10.1 procesando una cobertura raster AsterGDEM con la herramienta *Spatial Analysis*. La confección de los productos cartográficos se realizó en ArcGis 10.1 a la escala 1:75.000.

Altitud: Entrega información de altitud del terreno en base a el nivel medio del mar. Si bien no condiciona la ocurrencia de remociones en masa, la altura permite establecer partes del relieve sujetas a ciertos tipos de fenómenos climáticos, ubicación de la isoterma 0°C, ocurrencia de procesos erosivos, tales como crioclastia, y la línea de vegetación en las laderas. Se establecieron siete rangos (ver tabla N°9).

Exposición: Este factor permite determinar unidades del sistema de laderas que reciben de manera diferenciada la energía y radiación solar. En base a lo anterior se puede establecer distintos grados de retención de humedad, permanencia de cuerpos de hielo y desarrollo de masa vegetal. Esto último es poco aplicable al área de estudio debido a la densa vegetación que cubre gran parte del terreno.

La exposición se mide en grados en el sentido de las agujas del reloj, por tanto, el 0° y 360° corresponden al norte. Para este trabajo se utilizó la clasificación propuesta por Ferrando (1998), consistente en cuatro clases (ver figura N°11).

Exposición según grado orientación de ladera

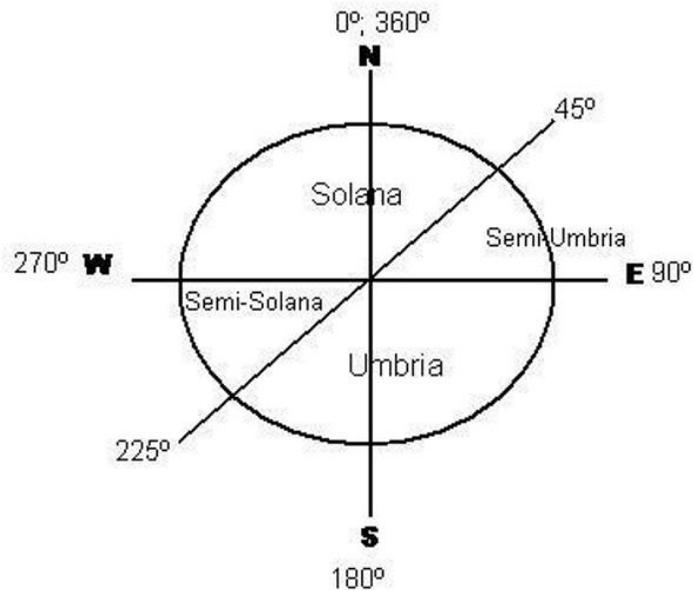


Figura N°11: Clasificación de exposición solar en función del grado de orientación de la ladera. Fuente: Ferrando (1998).

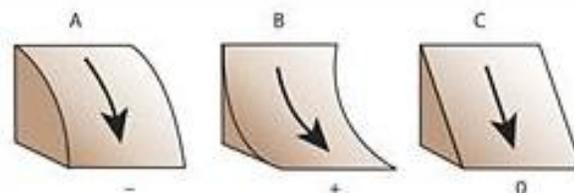
Pendiente: Es el ángulo existente entre el vector normal a la superficie en un punto determinado y la vertical (Molina, 2016). Se considera uno de los factores más importantes que condiciona la estabilidad de las laderas (Hauser, 1993). A mayor pendiente aumenta la tensión entre los materiales y la susceptibilidad de romper el equilibrio dinámico. Es un factor clave en los modelos de susceptibilidad de remoción en masa.

La clasificación utilizada para esta memoria se sintetizó de las propuestas de Araya-Vergara & Börgel (1972), Young (1972) y Ferrando (1993). Su valor consiste en que relaciona un determinado rango de pendiente con la ocurrencia de procesos de remoción en masa (ver tabla N°1)

Tabla N°1: Clasificación de pendiente. Fuente: Araya-Vergara & Börgel (1972), Young (1972) y Ferrando (1993).

<i>Grados de Pendiente [°]</i>	<i>Tipo de Pendiente</i>	<i>Justificación Geomorfológica</i>
0-2	Horizontal	Erosión nula o leve
2,1-5	Suave o leve	Erosión débil, difusa (shett wash), inicio de regueros y soliflucción fría.
5,1-10	Moderada	Erosión moderada a fuerte, inicio de erosión lineal (rill wash).
10,1-20	Fuerte	Erosión intensa, cárcavas insipientes.
20,1-30	Muy fuerte a moderadamente escarpada	Cárcavas frecuentes, movimientos en masa, reptación.
30,1-45	Escarpada	Coluvionamiento, soliflucción intensa.
>45	Muy escarpada a acantilada	Desprendimientos, derrumbes, corredores de derrubios.

Curvatura de perfil: Indica la tasa de cambio que tiene la pendiente. Es paralela a la línea de pendiente y su importancia radica en que modela zonas potencialmente aportadoras y receptoras de material detrítico, y flujos en general (Felicísimo, 1994). Se clasifican en conexas (A), cóncavas (B) y planas (C) (ver figura N°12).



Curvatura del Perfil

Figura N°12: Modelo esquemático de curvatura de perfil

2.2.3. Identificación y análisis geomorfológico de la sección distal de la cuenca de Vodudahue

Debido a las limitantes metodológicas impuestas por la densa vegetación que cubre gran parte del área de estudio y a la inaccesibilidad del terreno, se utilizó en la fase de gabinete previa al terreno una metodología de mapeo morfológico que ha sido aplicada exitosamente, entre otros, por Lee & Sambath (2006) y Knight et al., (2011), en zonas montañosas de difícil acceso y enmascaradas por vegetación.

La metodología consiste en diferenciar zonas a partir de quiebres de pendiente: La transición de sectores abruptos a otros de menor pendiente se denomina cóncava, y se asocia a zonas receptoras de sedimentos. Por el contrario, la transición de sectores de poca pendiente a otros abruptos se clasifica de convexa y hace referencia a zonas que aportan sedimentos. El producto es una carta morfológica cuya finalidad es facilitar el posterior reconocimiento geomorfológico (ver anexo N°2).

Por consiguiente, se obtuvo la carta morfológica aplicando la metodología señalada en curvas de nivel de 30 metros de equidistancia. Dicha carta fue insumo esencial para el trabajo de terreno y el posterior mapeo geomorfológico.

El levantamiento geomorfológico se realizó parcialmente in situ en acotadas zonas accesibles del terreno. La parte fundamental fue concretada mediante fotointerpretación de fotografías aéreas 1:30.000 del Servicio Aerofotogramétrico (SAF), imágenes satelitales de Google Earth, material fotográfico del proyecto FONDECYT 1151087 y cartografías digitales obtenidas de los objetivos anteriores (ver tabla N°2).

La carta geomorfológica fue dibujada en ArcGis 10.1 en la escala 1:25.000. Las unidades reconocidas fueron clasificadas por la propuesta de leyenda para mapas geomorfológicos 1:25.000/1:50.000 de Peña-Monné et al., (1997).

Por otro lado, la clasificación del sistema de laderas se basó en la propuesta de Araya-Vergara (1985), siguiendo la adaptación realizada por Albornoz (2017). Se utilizaron seis categorías (ver tabla N°3).

Tabla N°2: Resumen de principales insumos utilizados en la confección de la carta geomorfológica.

Fotografías aéreas	SAF 1982	SAF 1982	SAF 1982	SAF 1982
	30910	29193	29244	29359
	30911	29194	29245	29360
	30912	29195	29246	29361
	30913	29196	29247	29362
	30914	29197	29248	
	30915	29198	29249	
	30916	29199	29250	
	30917	29200	29251	
		29201	29252	
		29202	29253	
Imágenes Google Earth	Año 2010-2017			
Mapa geológico de Chile	SERNAGEOMIN (2003) 1:1.000.000			
Carta morfológica	1:75.000			

Tabla N°3: Clasificación del sistema de laderas en base a Araya–Vergara (1985).

<i>Categoría</i>	<i>Sustrato</i>	<i>Características</i>
Cara libre y talud	Intrusivo	Laderas con zona superior rocosa y libre. Están asociadas a zonas altas y expuestas a distinto tipos de meteorización y erosión. El aporte de material detrítico se deposita al pie de la ladera formando talud.
	Metamórfico	
Cara vegetada activa	Intrusivo	Laderas rocosas cubiertas de vegetación. El equilibrio de los materiales es frágil. La base del sistema puede tener importante acumulación de material.
	Metamórfico	

2.2.4. Identificación y clasificación de antiguas remociones en masa registradas en el área de estudio.

La identificación de remociones en masa se realizó mediante fotointerpretación de fotografías aéreas, imágenes de Google Earth (detalladas en la tabla N°2) y fotografías del proyecto FONDECYT 1151087 obtenidas desde un vuelo en helicóptero. Se utilizó y validó el catastro de remociones en masa elaborado por Molina (2016), que abarca una pequeña parte de la zona norte del área de estudio. El dibujo fue realizado en ArcGis 10.1 a escala 1:25.000.

La clasificación de movimientos en masa corresponde a Hungr et al., (2014), que resume las clasificaciones propuesta por Varnes (1978) y Cruden & Varnes (1996), considerando sólo el tipo de movimiento y el material involucrado (ver anexo N°1). La clasificación se adaptó en función de las características del área de estudio, y se adicionó una categoría para las remociones que son observables, pero por limitantes metodológicas no es posible clasificar (ver tabla N°4).

Tabla N°4: Clasificación de movimientos en masa en base a Hungr et al., (2014).

<i>Tipo de movimiento</i>	<i>Material Involucrado</i>
Caídas	Roca
Deslizamientos	Roca
	Suelo-masa vegetal
Flujos	Detritos
Remoción indefinida	

2.3. Limitaciones metodológicas

El área de estudio presenta tres limitantes metodológicas que supusieron dificultades para el desarrollo de la presente investigación.

En primero lugar, existe poca información bibliográfica de estudios que hayan sido aplicados en el área de estudio. No hay trabajos previos sobre geomorfología y la única carta geológica disponible es de escala 1: 1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

El terreno es de difícil acceso y la infraestructura vial existente es incipiente. No fue posible acceder a las subcuencas y quebradas menores. Durante el trabajo de terreno sólo se pudo recorrer la terraza del valle principal. Por lo tanto, el levantamiento geomorfológico y catastro de remociones en masa se realizó, en gran medida, en base a fotointerpretación de fotografías aéreas.

Finalmente, una densa capa de vegetación boscosa enmascara la parte media y baja de las laderas, dificultando las labores de registro geomorfológico y de remociones en masa. Fue necesario aplicar técnicas de mapeo morfológico diseñadas para tales circunstancias.

III. RESULTADOS

3.1. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN Y PATRÓN ESPACIAL DE LA ESTRUCTURA EN LAS LADERAS DE LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE.

3.1.1. Geología y lineamientos estructurales

La clasificación de unidades geológicas se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°5: Clasificación de Geología

<i>Unidades Geológicas</i>	<i>Periodo</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Fi %</i>
Q1	Cuaternario	5,67	5,06	6,88
Qf	Cuaternario	12,49	11,15	18,03
Kig	Cretácico	51,45	45,94	63,97
Jig	Jurásico	28,26	25,23	89,20
PzTr4(a)	Pérmico	1,93	1,72	90,92
PzTr4(b)	Pérmico	4,13	3,69	94,61
CPg	Carbonífero	7,71	6,88	100,00

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°14.

Las unidades más nuevas corresponden a depósitos del cuaternario (Q1 y Qf) que ocupan el 16% del área de estudio. Las subcuencas que drenan su cauce hacia el río principal están rellenas de depósitos aluviales, coluviales y fluvio-glaciares (Q1). Depósitos fluviales de gravas, limo y arcillas (Qf) forman la terraza principal del cauce que atraviesa la cuenca.

Rocas intrusivas del Cretácico inferior (144-90Ma) que forman la unidad Kig comprenden el 46% del terreno y casi la totalidad de la zona sur del área de estudio. Son parte del borde oriental del Batolito Norpatagónico y se compone de granitos, granodioritas y tonalitas de homblenda y biotita (SERNAGEOMIN, 2003).

La unidad de rocas intrusivas Jig perteneciente al Jurásico inferior (202-178Ma) ocupa la cuarta parte del área de estudio y comprende casi en su totalidad a la zona norte. Está

compuesta de dioritas, gabros, monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas y también de tonalitas de hornblenda y biotita.

Rocas metamórficas del tipo PzTr4 se localizan en pequeñas zonas adyacentes a los interfluvios que delimitan el terreno (5%). Son parte del Complejo Metamórfico Liquiñe y están formadas principalmente de esquistos pelíticos (a) y esquistos, anfíbolitas y rocas metamórficas ultramáficas (b).

La unidad de rocas intrusivas CPg del carbonífero-Pérmico (328-235Ma) se localiza hacia el borde occidental de la zona sur del área de estudio, intercalada con rocas metamórficas del tipo Pztr4. Ocupa un 7% del terreno y está compuesta de granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita, localmente de muscovita.

Los lineamientos fotointerpretados se ubican en las zonas somitales del sistema de laderas, en rocas intrusivas de las unidades Jig y Kig y en zonas clasificadas geomorfológicamente como cara libre y talud (ver anexo N°2). La génesis de los lineamientos se relaciona con el desarrollo del sistema de fallas asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) durante el Mioceno (Glasser & Ghiglione, 2009). Por tanto, son la respuesta a deformaciones estructurales derivadas de esfuerzos tensionales de la falla principal en edades geológicas recientes.

El azimut de los lineamientos presenta tres patrones: El grupo principal con rango de azimut 140°- 165° se orienta hacia el NW – NNW. El grupo secundario de rango 20° - 45° está orientado hacia el NNE – NE y se corresponde con la orientación de la falla principal de la ZFLO (NNE). Por último, un grupo menor entre 50° - 70° está orientado hacia el NE – ENE (ver tabla N° 6).

Tabla N°6: Azimut de lineamientos fotointerpretados

<i>Rango [°]</i>	<i>Porcentaje [%]</i>	<i>Orientación</i>
20 - 45	40	NNE - NE
50 - 70	10	NE - ENE
140 - 165	50	NW - NNW

Los resultados obtenidos se condicen con el patrón espacial de orientación de lineamientos obtenidos por Glasser & Ghiglione (2009) en la zona norpatagónica: Establecieron una orientación principal de $\sim 145^\circ$ (NNW), otra secundaria de $\sim 20^\circ$ (NNE), y una menor de $\sim 65^\circ$ (ENE) (ver figura N°13).

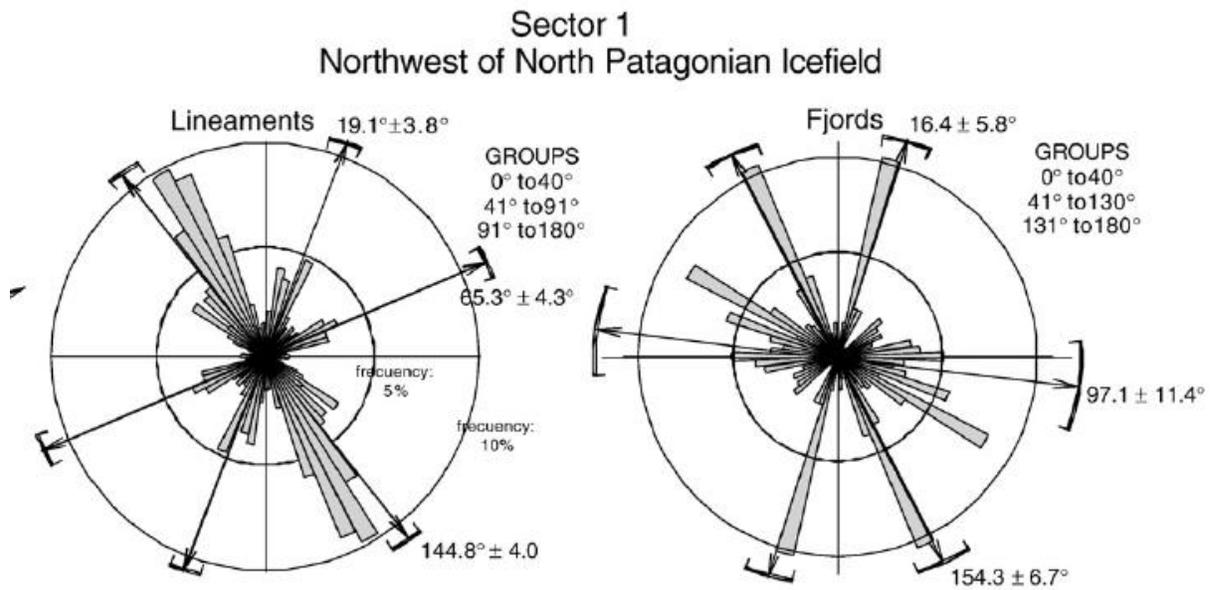


Figura N°13: Distribución espacial de lineamientos obtenidos por Glasser & Ghiglione (2009) en la zona norpatagónica.

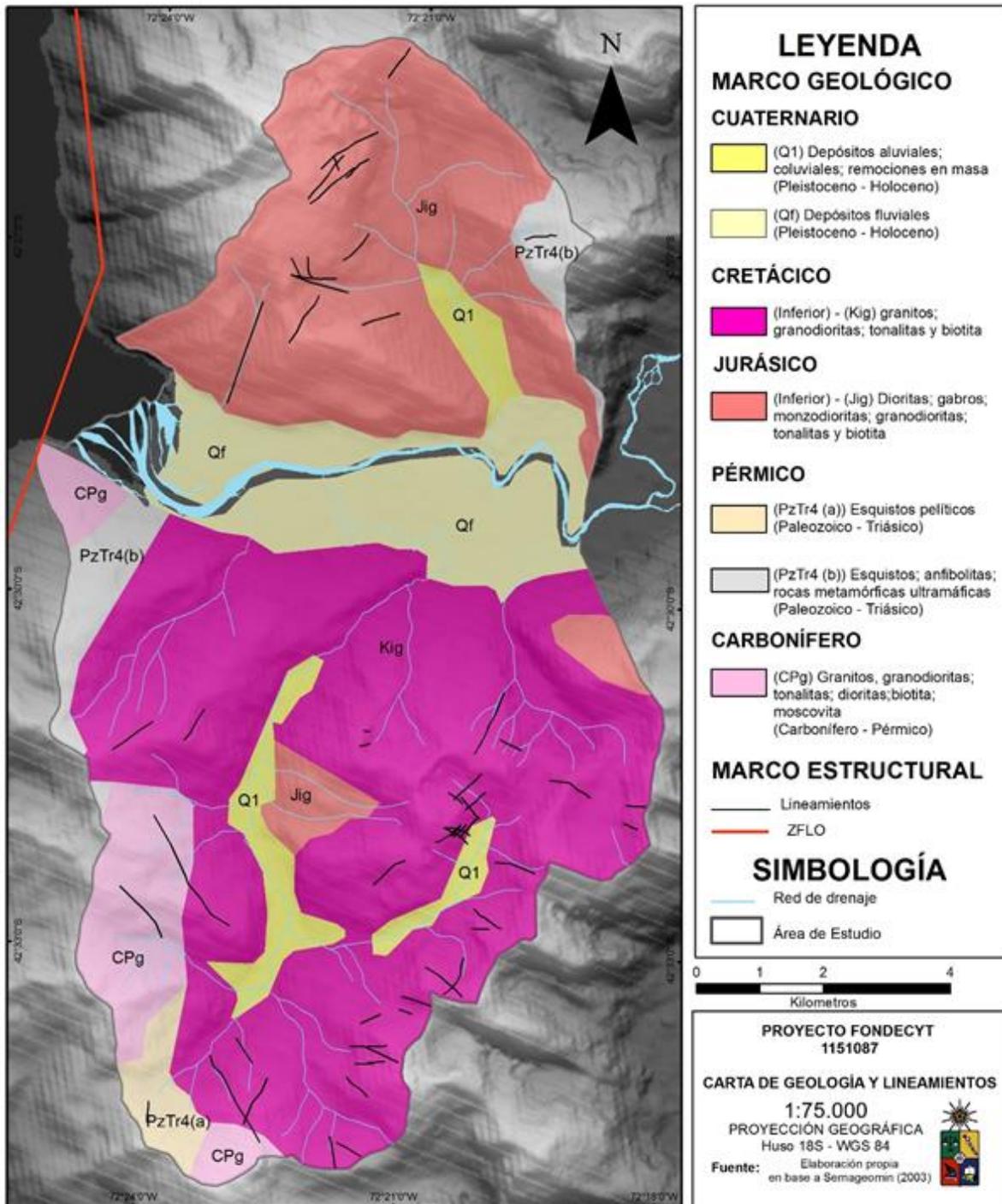


Figura N°14: Cartografía clasificada de Geología y Lineamientos.

3.1.2. Distancia a lineamientos

La clasificación se muestra en la siguiente tabla

Tabla N°7: Clasificación de Distancia a lineamientos

<i>Rangos (Mts)</i>	<i>Nombre de Clase</i>	<i>Clasificación</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Fi %</i>
0 - 100	100	Muy Cerca	7,26	6,25	6,3
100 - 250	250		12,12	10,43	16,7
250 - 500	500		20,19	17,38	34,1
500 - 750	750	Cerca	16,75	14,41	48,5
750 - 1000	1000		13,33	11,47	59,9
1000 - 2000	2000	Lejos	28,44	24,48	84,4
2000 - 4000	4000		18,12	15,59	100,0

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°15.

Los rangos de distancia más cercanos a lineamientos abarcan las zonas somitales de las laderas. Corresponden aproximadamente a la tercera parte del área de estudio que está en la categoría Muy Cerca a lineamientos, por tanto, más susceptible a sufrir los efectos de la aceleración sísmica. En este sentido, se constituyen como planos de debilidad en zonas de caras libres y talud, caracterizadas por paredes rocosas abruptas y desgastadas por distintos procesos erosivos.

La distancia aumenta hacia las partes bajas del terreno. La zona media de las laderas está Cerca a lineamientos (hasta 1.000 metros), límite máximo establecido por Molina (2016) para asociar la ocurrencia de remociones en masa con distancia a lineamientos. Por último, las partes más distantes corresponden a la zona baja de las laderas, los *talwegs* de subcuencas y al valle principal formado por el río Vodudahue.

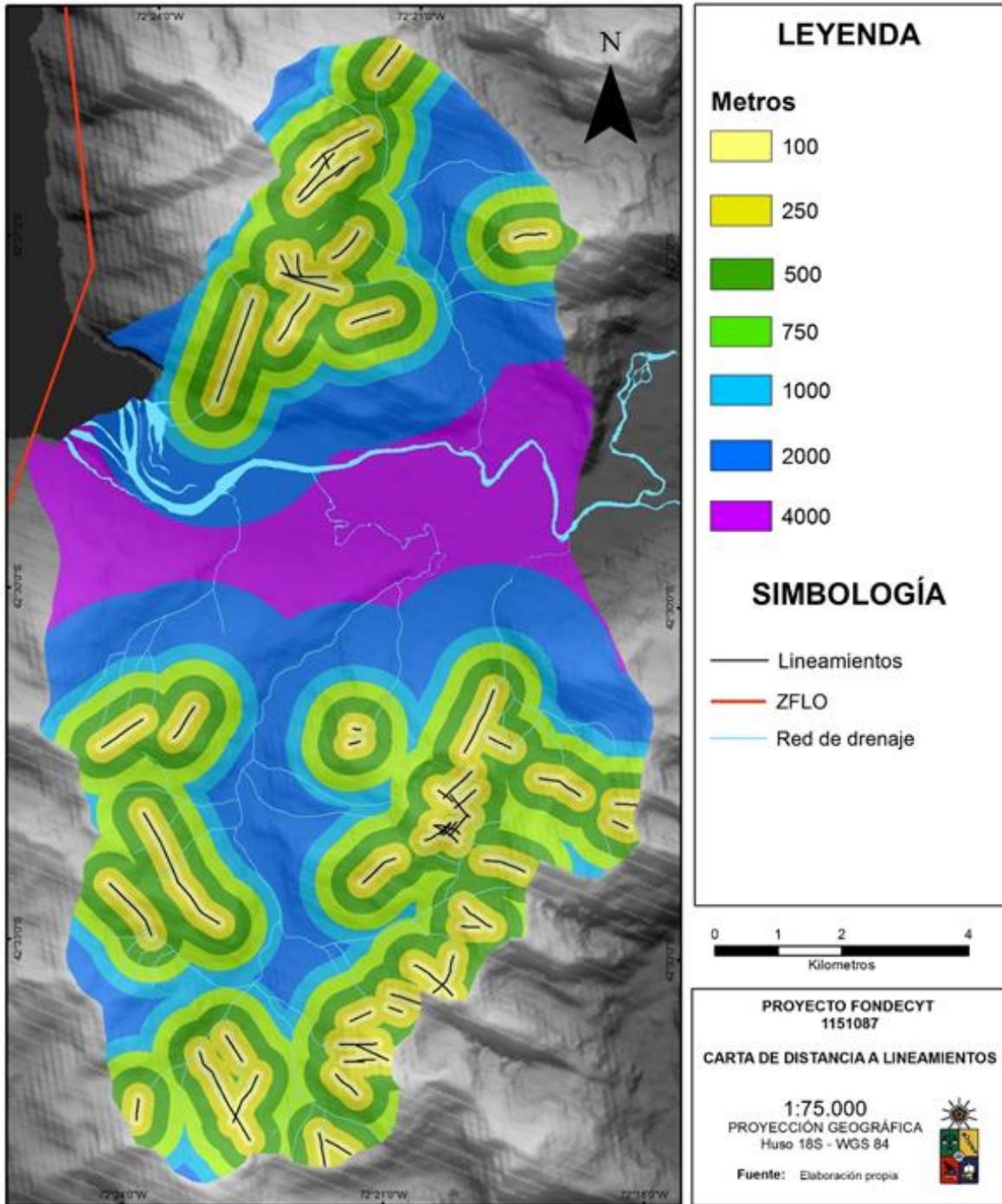


Figura N°15: Cartografía clasificada de Distancia a lineamientos.

3.1.3. Densidad de Lineamientos

La clasificación se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°8: Clasificación de Densidad de lineamientos

<i>Rangos (M/Km2)</i>	<i>Nombre de Clase</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Fi %</i>
0 - 0,5	Baja	95,27	81,99	81,99
0,5 - 1,5	Media	18,04	15,52	97,51
1,5 - 3,0	Alta	2,85	2,45	100

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°16.

Casi en su totalidad, el área de estudio presenta Baja Densidad de lineamientos (82%), mientras que sólo un 2,45% del terreno corresponde a zonas de Alta Densidad. El 15,52% restante tiene densidad Media.

En la figura N°16 se aprecia que las zonas de alta densidad se ubican en sectores específicos y acotados del área de estudio: se reconocen dos en el sector occidental de la zona norte y cuatro en el sector oriente de la zona sur. Las densidades medias se localizan en torno a las densidades altas y de los lineamientos fotointerpretados.

Al igual que en la distancia a lineamientos, las zonas de alta y media densidad se encuentran en las partes somitales del sistema de laderas y fueron asociadas a ocurrencia de remociones en masa por Molina (2016), en zonas adyacentes al área de estudio.

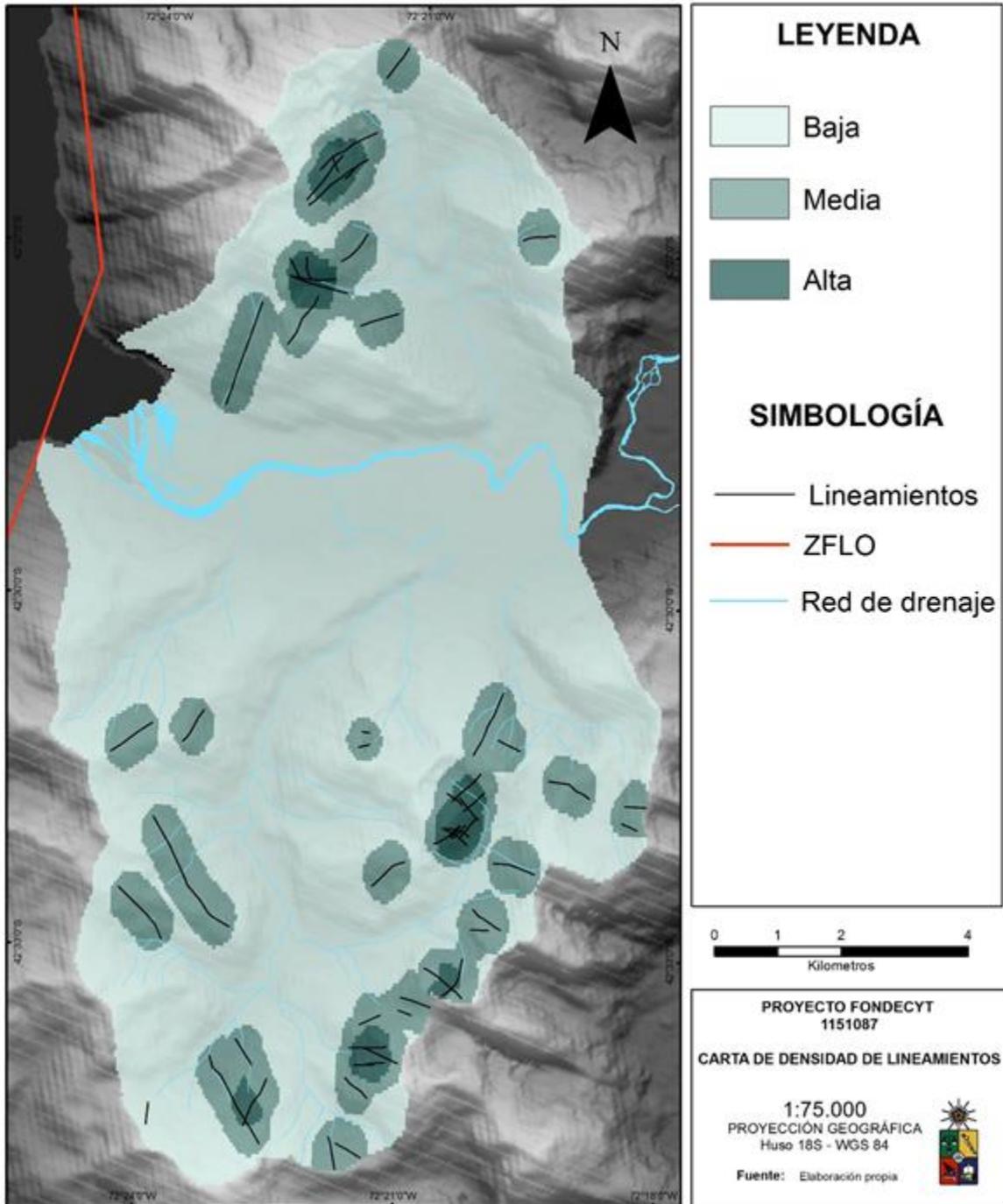


Figura N°16: Cartografía clasificada de Densidad de lineamientos.

3.2. CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DEL SISTEMA DE LADERAS EN LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA VODUDAHUE.

3.2.1. Altura

La clasificación se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°9: Clasificación de Altitud

<i>Rango (Mts)</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Fi %</i>
< 100	20,15	17,34	17,34
100 - 250	7,8	6,71	24,05
250 - 500	13,47	11,59	35,64
500 - 750	16,11	13,86	49,51
750 - 1000	19,05	16,39	65,90
1000 - 1250	21,05	18,12	84,02
1250 - 2000	18,54	15,96	100

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°17.

En la figura N°17 se observa que las partes más bajas corresponden al valle del río Vodudahue y a los talwegs tributarios de subcuencas menores. La altura asciende gradualmente hacia los interfluvios que delimitan el área de estudio, lugar donde se ubican casi en su totalidad las partes más altas. El relieve adquiere altura rápidamente desde la cabecera del fiordo Comau hacia el interior del valle: a 4 kilómetros de la línea de costa se encuentran alturas superiores a 1.500 metros.

Si se considera la ubicación de la isoterma 0°C durante el invierno (según Fitzek (2014) no es superior a los 800 m.s.n.m. e incluso puede llegar hasta 300 m.s.n.m.) y la línea de vegetación, al menos el tercio del área de estudio está expuesto al intemperismo mecánico por acción de la cuña de hielo en las diaclasas y espacios entre las rocas. Este proceso adquiere mayor eficacia en zonas altas, abruptas y desprovistas de vegetación (Longwell & Flint, 1971) y constituye un factor del desintegramiento mecánico de las rocas.

Si a lo anterior se agrega la cercanía a lineamientos y el grado de fracturamiento Alto y Medio obtenido en el índice de densidad, las zonas somitales del sistema de laderas se constituyen como potencial aportadoras de material detrítico, que mediante caídas o

Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos

deslizamientos forman taludes al pie de las laderas. Estos depósitos corresponden a parte de los materiales que forman la unidad geológica Q1 (ver figura N°14).

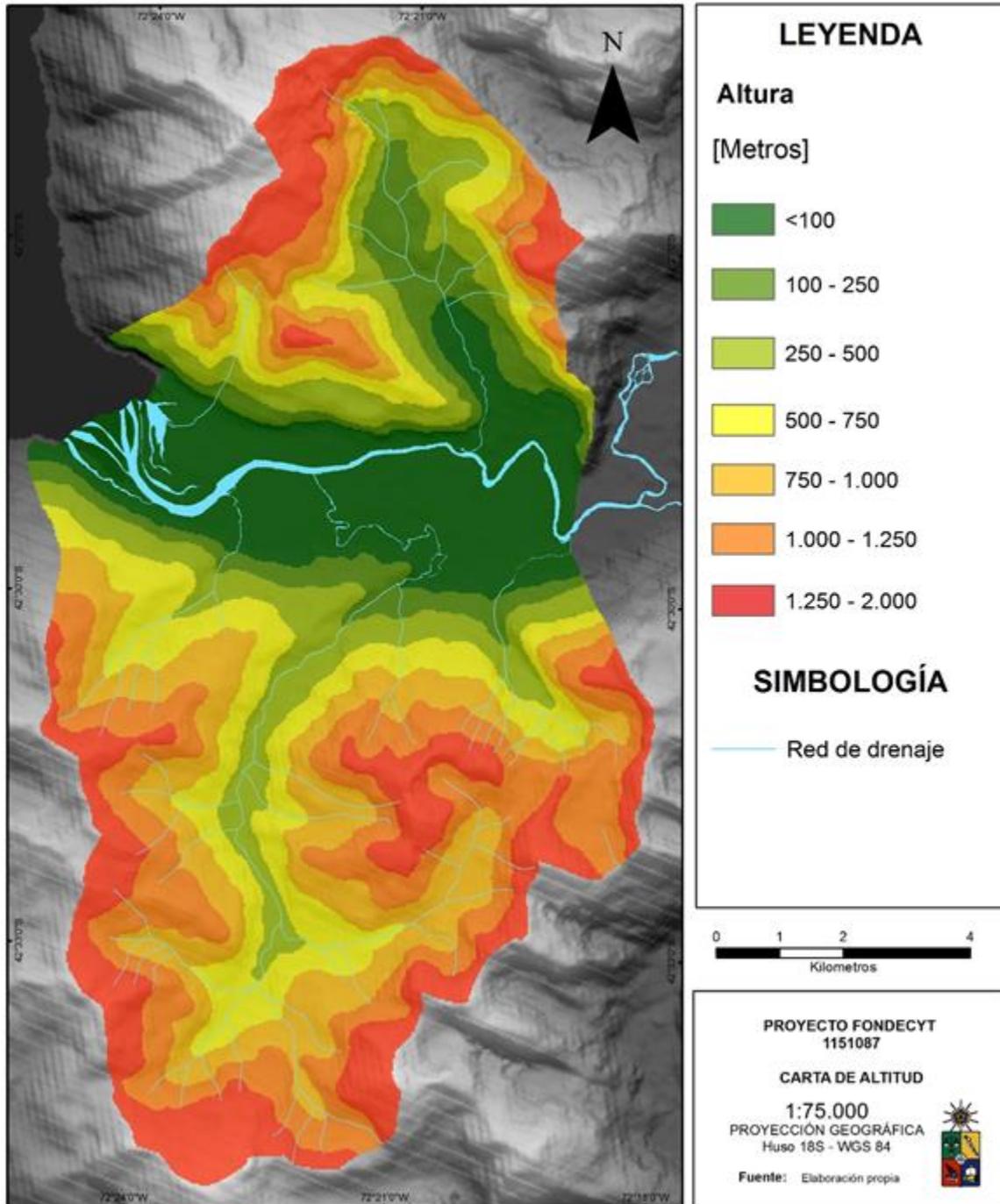


Figura N°17: Cartografía clasificada de altitud.

3.2.2. Exposición

La clasificación se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°10: Clasificación de Exposición solar

<i>Aspecto (°)</i>	<i>Nombre de Clase</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>
270 - 45	Solana	51,61	44,41
45 -90	Semi Umbría	14,04	12,08
90 - 225	Umbría	37,00	31,84
225 - 270	Semi Solana	13,49	11,61

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°18.

La clase solana posee la mayor extensión territorial (44,41%), seguida por umbría (31,84%), y muy distante de las otras dos clases restantes. La figura N°18 muestra que las laderas de solana están principalmente en la zona sur del área de estudio, mientras que las de umbría son preponderantes en la zona norte.

La abundante precipitación que bordea en promedio 6.000 mm anuales permite el desarrollo de una extensa y tupida vegetación de bosque siempre verde en ambas zonas del área de estudio (Quintanilla, 1999). De acuerdo a lo anterior, no se aprecia una mayor diferenciación en la posibilidad de sustentar vegetación según el ángulo de exposición solar.

Las laderas de umbría, de gran extensión en la zona norte, reciben en menor proporción radiación solar directa, lo cual permite entender la permanencia en esta zona del único remanente glaciar identificado en toda el área de estudio (ver anexo N°2).

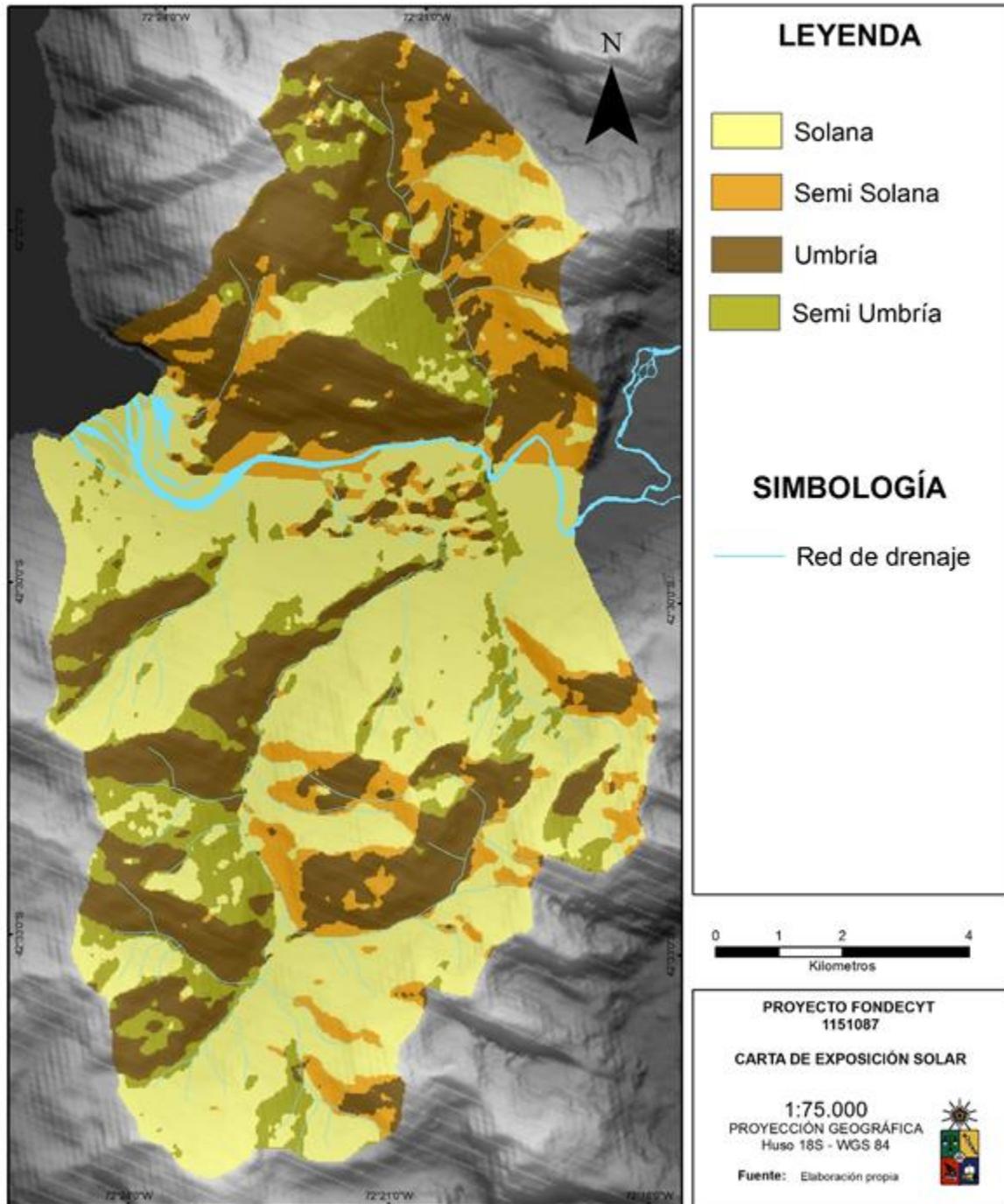


Figura N°18: Cartografía clasificada de Exposición solar.

3.1.3. Pendiente

La clasificación se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°11: Clasificación de Pendiente

<i>Pendiente [°]</i>	<i>Nombre de Clase</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>	<i>Fi %</i>
0 - 2	Horizontal	13,68	11,77	11,77
02 - 05	Suave o Leve	4,75	4,09	15,86
05 - 10	Moderada	5,79	4,98	20,84
10 - 20	Fuerte	15,99	13,76	34,60
20 - 30	Muy fuerte a Moderadamente Escarpada	25,40	21,86	56,46
30 - 45	Escarpada	36,20	31,15	87,61
> 45	Muy Escarpada a Acantilada	14,37	12,37	100,00

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°19.

El 21% del terreno tiene pendientes inferiores a 10°, las que se ubican preferentemente en el valle del cauce principal que cruza la cuenca y en los talwegs de subcuencas tributarias. En estos se podrían desarrollar principalmente procesos de erosión lineal, desde muy leves hasta moderados (Araya-Vergara & Börgel, 1972; Young, 1972 y Ferrando, 1993).

Cerca del 35% del terreno, principalmente zonas medias y bajas del sistema de laderas, tiene pendientes Fuertes a Moderadamente Escarpadas. Están predispuestos a procesos de erosión lineal intensa que lleva a la formación de cárcavas y al inicio de movimientos en masa y reptación.

El 44% del terreno tiene pendiente superior a 30°, abarcando desde la clase Escarpada a Acantilada. Se ubican principalmente adyacentes a los interfluvios y en la zona norte del área de estudio. Por su grado de inclinación estarían sujetas a procesos coluviales, soliflucción intensa, caída de derrubios, desprendimientos y derrumbes (Araya-Vergara & Börgel, 1972; Young, 1972 y Ferrando, 1993).

En base a lo anterior se afirma que el área estudiada es un relieve de alta pendiente, debido a que, si se considera para el cálculo sólo el área correspondiente a las laderas, excluyendo al valle principal, la proporción de pendientes mayores a 10° sería superior.

Como consecuencia de los altos rangos de pendientes la gravedad actúa con mayor intensidad y afecta el esfuerzo de cizalle de los materiales presentes en las laderas, lo cual implica que disminuye la cohesión y aumenta la susceptibilidad de éstos para ser movilizados por la acción de agentes exógenos.

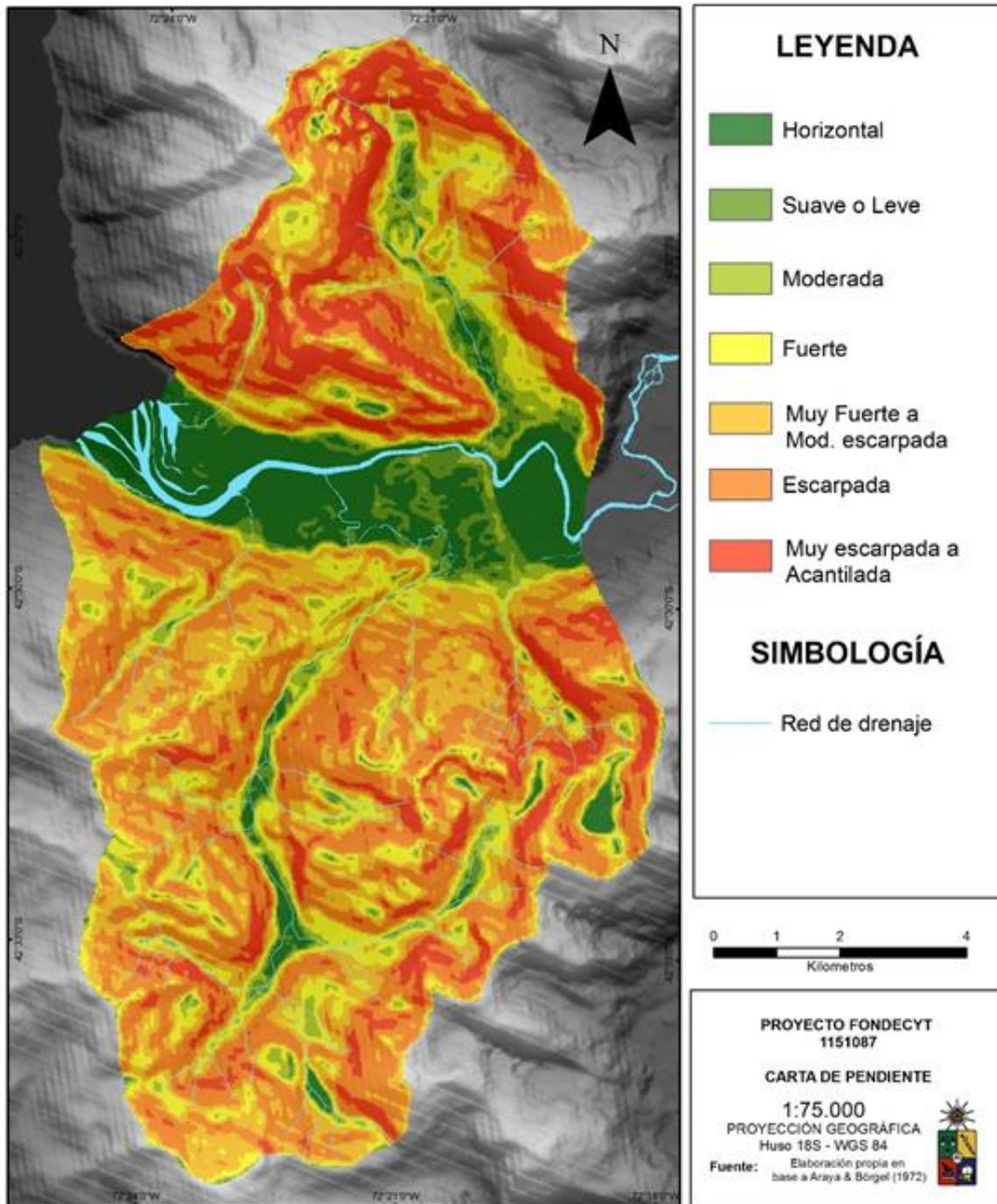


Figura N°19: Cartografía clasificada de Pendiente

3.2.4. Curvatura de perfil

La clasificación se muestra en la siguiente tabla:

Tabla N°12: Clasificación de Curvatura de perfil

<i>Clases</i>	<i>Clases</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>Área (%)</i>
<-0,02	Convexa	45,39	39,06
-0,02 – 0,02	Plana	15,71	13,52
>0,02	Cóncava	55,07	47,39

El mapa obtenido de ésta clasificación se muestra en la figura N°20.

Las zonas con curvatura Cóncava predominan en casi la mitad del área de estudio. Las zonas Convexas abarcan también una importante extensión territorial (39.06%).

La figura N°20 presenta la distribución espacial de las curvaturas. Se observa que las laderas de perfil convexo y cóncavo se distribuyen homogéneamente en el área de estudio. Sin embargo, la convexidad es marcada en las partes cercanas a los interfluvios, mientras que hay un predominio de curvatura cóncava en las partes bajas de las laderas, paralela a los *talwegs*. Lo anterior se condice con zonas aportadoras (quebres convexos) y receptoras de material (quebres cóncavos), mapeadas en la carta morfológica (ver anexo N°1). Por último, el área correspondiente a curvatura plana está compuesto principalmente por el valle del cauce principal que drena la cuenca.

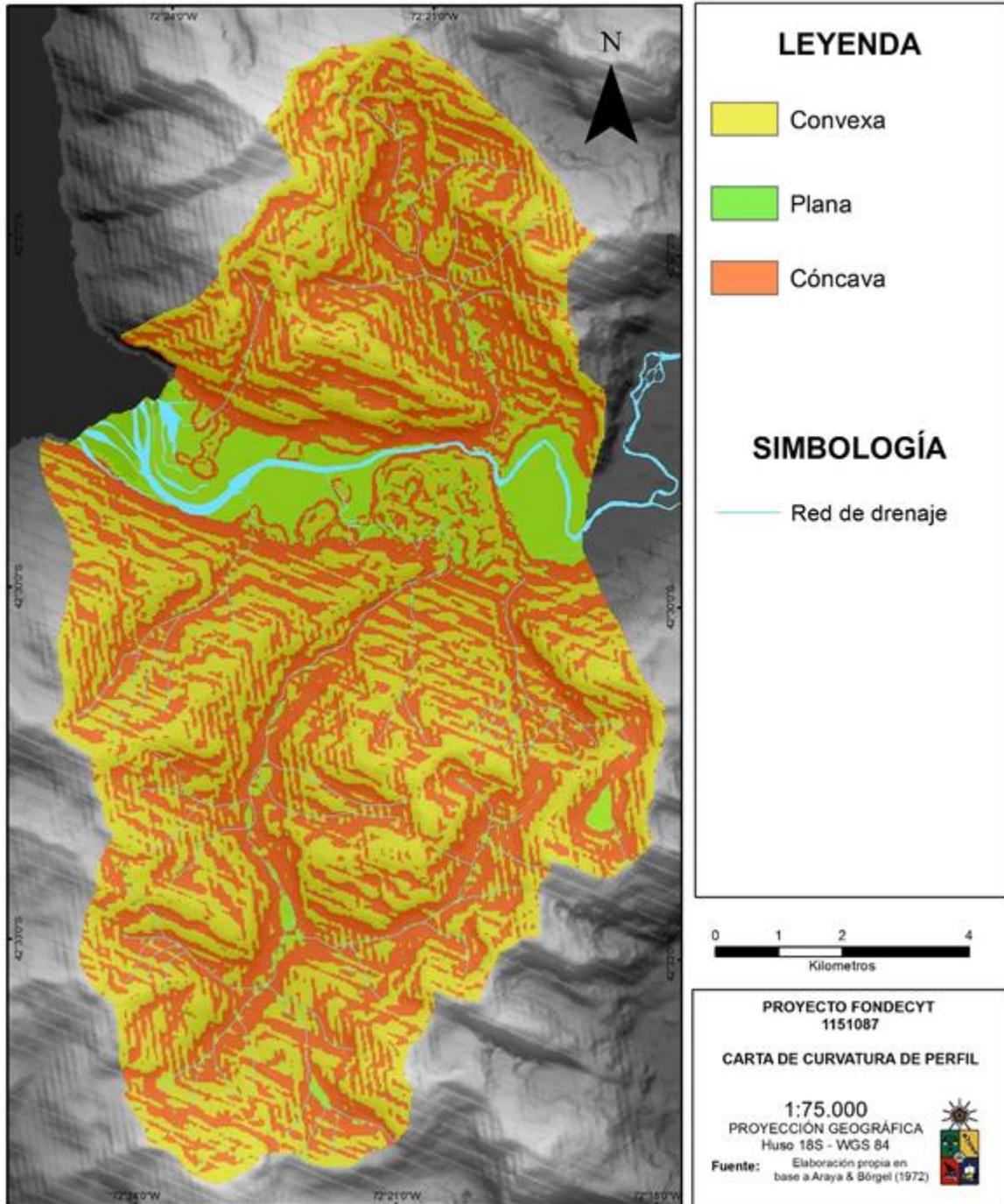


Figura N°20: Cartografía clasificada de Curvatura de perfil.

3.3. IDENTIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS EN LA SECCIÓN DISTAL DE LA CUENCA DE VODUDAHUE.

3.3.1. Morfología glaciar

3.3.1.1. Circos

Los circos corresponden a una de las formas erosivas glaciares más grandes registradas en la carta geomorfológica. Se ubican principalmente a lo largo de los interfluvios que delimitan el área de estudio y en las cabeceras de subcuencas y quebradas menores. Casi en su totalidad están sobre 1.250m.s.n.m, en paredes de alta pendiente y permanecen cubiertos de nieve durante gran parte del año. En base a lo anterior, el desarrollo de vegetación es muy escaso. Se encuentran cruzados por redes de diaclasas y lineamientos.

Los circos se presentan como cavidades rocosas de paredes semicirculares y abruptas. La presencia de taludes y conos de detritos en la base indica que actualmente siguen operando agentes erosivos mecánicos, como la crioclastía, que actúa sobre las diaclasas y planos de debilidad. El material detrítico generado se desplaza a la base principalmente mediante caídas de rocas. En base a lo anterior, las laderas que constituyen los circos son clasificadas como caras libre y talud (ver figura N°21 y anexo N°3).



Figura N°21: Circo mapeado en interfluvio del área de estudio. Fuente: Google Earth

Circos de menores dimensiones excavados sobre paredes rocosas de alta pendiente y en interfluvios de menor altura fueron mapeados en zonas más bajas del área de estudio, en un rango de 750-1.000m.s.n.m. aproximados. Algunos de estos circos presentan vegetación en su parte basal (ver figura N°22).



Figura N°22: Circo excavado sobre la pared rocosa. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.1.2. Artesas

Las artesas, formas erosivas glaciares de gran dimensión, se encuentran a lo largo de las subcuencas y quebradas menores. Son artesas de tipo alpino debido a que la masa de hielo que las formó provino de un circo o conjunto de circos (Longwell & Flint, 1971) (ver anexo N°3).

El límite superior fluctúa entre 1.250 y 1.000 metros, lo cual indica la altura máxima de los flujos glaciares que excavaron y discurrieron por los valles. En el área de estudio, este límite coincide con la línea superior de vegetación, compuesta a esa altura de bosques de alerces y bosque caducifolio achaparrado (ver figura N°10).

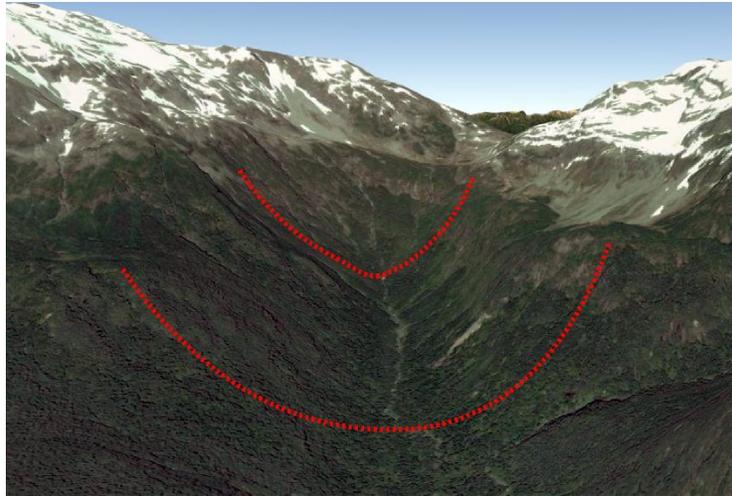


Figura N°23: Perfil transversal de artesa en “U”. Fuente: Google Earth

Las artesas presentan perfiles transversales en forma de “U”, modelo característico de los valles glaciares. La forma parabólica se acentúa a medida que se amplía la artesa (ver figura N°23). Gran parte de las laderas que forman las paredes laterales de las artesas tienen pendiente superior a 45° , siendo este rasgo más acusado en la zona norte del área de estudio y en el flanco oriental de la zona sur.

Como se mencionó arriba, las paredes están generalmente vegetadas y el contacto con los fondos de valles está compuesto de taludes formados por caída o deslizamiento de material detrítico y/o masa vegetal.

3.3.1.3. Valles o quebradas colgadas

Corresponden a las mismas artesas en condiciones que el flujo glaciar de un valle principal tuvo mayor poder erosivo y de excavación que el de un valle lateral (ver figura N°24). Esta morfología es común en el área de estudio: Se establece una secuencia escalonada de valles o quebradas colgadas siguiendo la ruta del hielo desde los circos hacia el valle principal de la cuenca, en función del poder erosivo diferencial que tuvieron las lenguas glaciares.

Se registró un primer truncamiento de las quebradas por el flujo mayor de las subcuencas principales, y luego el truncamiento de éstas últimas por el flujo del valle del río Vodudahue.

Si bien es un patrón común, este rasgo es más notorio en la zona sur del área de estudio, donde la subcuenca principal truncó al menos ocho quebradas antes de tributar hacia el valle del río Vodudahue (ver anexo N°3).



Figura N°24: Valle colgado con artesa en forma de “U” truncado por el flujo del valle principal. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.1.4. Cubetas o lagos proglaciales.

La excavación de cuencas rocosas por acción erosiva del hielo se presenta comúnmente en los circos, formando cubetas que pueden estar cubiertas de agua cuando las actuales condiciones de aporte hídrico lo permitan, denominándose en ese caso lagos proglaciales.

En el área de estudio se reconocieron cinco cubetas en la zona sur, todas ellas actualmente cubiertas de agua. Se ubican entre 1.000 y 1.250 m.s.n.m. y al interior de circos (ver figura N°25 y anexo N°3). El movimiento rotacional del hielo excavó las cubetas, formando lagos tras la fusión glaciaria. Actualmente en ninguna de ellas se observa la presencia de masas de hielo, sin embargo, la permanencia de nieve durante gran parte de año, asegura el abastecimiento hídrico.

Los cinco lagos están represados por umbrales rocosos y se pueden denominar también lagos colgados, al estar truncados por el valle de la subcuenca principal hacia donde drenan. Uno de ellos consta de dos umbrales al situarse sobre un collado de difluencia glaciario.

Visto desde una perspectiva dinámica, al estar represados por umbrales rocosos y no por morrenas los lagos proglaciales son estables y menos vulnerables a fenómenos de vaciamiento de lagos por colapso de diques morrénicos (GLOF, por sus siglas en inglés) o jokül-laup. Si bien se observan umbrales cercanos a lineamientos no existe evidencia a la escala de trabajo que permita establecer la ocurrencia de tal fenómeno.



Figura N°25: Lagos proglaciales al interior de circos. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.1.5. Umbrales rocosos.

Se mapearon seis umbrales rocosos de circo y un umbral rocoso en el fondo de valle de la subcuenca principal que drena la zona sur del área de estudio (ver anexo N°3).

Los primeros fueron reconocidos a partir de la fotointerpretación de lagos proglaciales, donde el umbral cierra la cubeta excavada por acción erosiva del hielo (ver figura N°26). Cumplen el rol de mantener represado al cuerpo de agua por tanto su estabilidad es fundamental para evitar el vaciamiento repentino de la cubeta.

Por otro lado, la posición del umbral rocoso reconocido en el fondo de valle coincide con el estrechamiento de la artesa. Lo anterior podría deberse a un mayor grado de resistencia litológica del material intrusivo en ese punto de la cuenca.



Figura N°26: Lago proglacial en cubeta de circo represado por umbral rocoso. Fuente: Google Earth.

3.3.1.6. Remanente Glaciar

A la escala de trabajo se logró detectar sólo la presencia de una masa de hielo en toda el área de estudio. Corresponde a un glaciar de circo al norte del río Vodudahue (ver figura N°27), de un área aproximada de 0,6 km². Se localiza en el único circo sobre 1.250 m.s.n.m que está constituido íntegramente por laderas de umbría, por tanto expuestas en menor medida a la radiación solar (ver figura N°18 y anexo N°3). Esta última característica explica en parte la permanencia del glaciar en un área que a pesar de ser intensamente englaciada no conserva en la actualidad otros cuerpos de hielo.



Figura N°27: Remanente glaciar en el área de estudio. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.1.7. Morrenas

Se logró identificar solamente una morrena en el área de estudio. No es posible su clasificación debido a la escala del análisis y la inaccesibilidad del terreno. Está localizada al pie de los grandes circos que forman la cabecera de la subcuenca mayor de la zona norte (ver anexo N°3). Se encuentra parcialmente cubierta de material detrítico coluvial y medianamente vegetada (ver figura N°28); es una forma inestable y susceptible a ser movilizada bajo condiciones dinámicas.

No obstante ser un área que estuvo intensamente englaciada no fue posible reconocer otras formas morrénicas, debido principalmente a la escala de trabajo y a la densa vegetación que cubre los fondos de valles. Otra explicación plausible es que, debido a la dinámica actual de las laderas, las morrenas pudieron haber sido evacuadas desde los fondos de valle por grandes eventos de remociones en masa. En este sentido, la ausencia de formas morrénicas puede ser indicativa de condiciones altamente dinámicas.

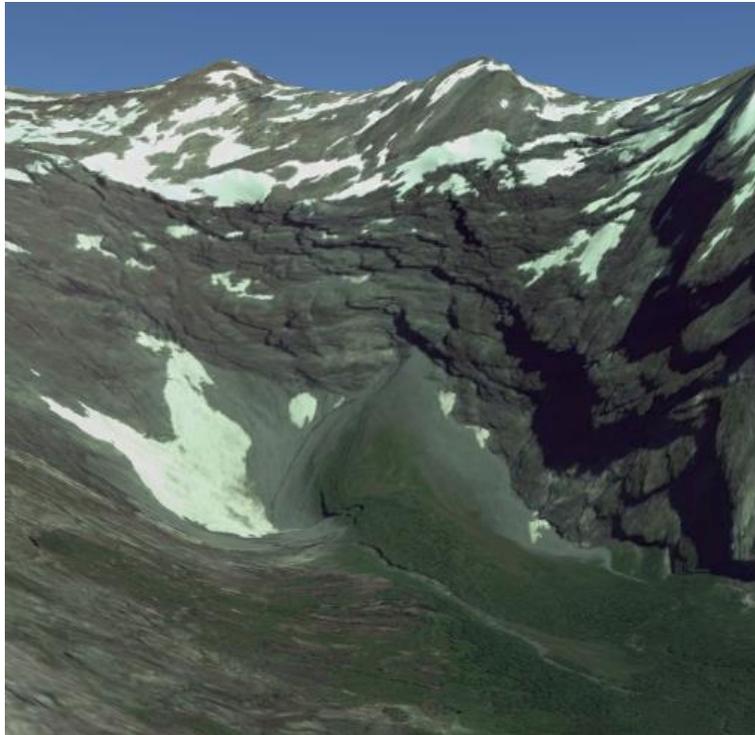


Figura N°28: Morrena adyacente a la pared de circo. Fuente: Google Earth

3.3.2. Formas de contacto

3.3.2.1. Taludes

Los taludes son la forma de contacto correlativa a las laderas más común y recurrente observadas en el área de estudio.

La presencia de debilidades estructurales y las características morfométricas del sistema de laderas permiten aportes importantes de material, ya sea roca, vegetación o suelo, para la formación de taludes. Por tanto, las laderas en contacto con estas formas se clasifican como caras libres y talud o caras vegetadas activas, ya sea en sustrato intrusivo o metamórfico (ver anexo N°3).

Los taludes mapeados difieren de tamaño en función del potencial aporte de material que tiene la ladera. Al estar formados principalmente por desplazamiento de material mediante gravedad, se encuentran restringidos a la zona originaria adyacente. Están localizados a diferentes alturas, siendo más comunes los taludes al interior de circos y especialmente los

ubicados en el contacto ladera-fondo de valle. Estos últimos suelen estar vegetados (ver figura N°29).

Los taludes son formas inestables debido a la susceptibilidad de ser saturados y posteriormente removidos.



Figura N°29. Taludes semi vegetados formados por la superposición de conos de detritos en el contacto ladera – fondo de valle. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.2.2. Conos de detritos.

Compuestos de material detrítico de distinto tamaño, son reconocibles en varios puntos del área de estudio, especialmente en las zonas altas y al pie de grandes circos (ver anexo N°3). Los conos de detritos mapeados están asociados a un corredor de detritos, que indica por donde se canalizó el material transportado (ver figura N°30).

Son sintomáticos de dinamismo, por lo cual se asocian a laderas clasificadas como caras libre y talud. Al igual que los taludes, son materiales poco compactos susceptibles a ser movilizadas por acción de fenómenos climáticos o eventos sísmicos.



Figura N°30: Cono de detritos parcialmente vegetado. Fuente: FONDECYT 1151087

3.3.2.3. Abanicos aluviales.

Son formas de contacto aluviales correlativas a los cursos de agua que drenan el área de estudio. En este sentido, se localizan a la salida de quebradas (valles) colgados y de las subcuencas que drenan hacia el río Vodudahue. Los primeros se sitúan al pie de los escarpes que delimitan los valles colgados y los segundos sobre la terraza fluvial del valle principal (ver anexo N°3).

Los abanicos aluviales mapeados difieren en tamaño. Los de menor extensión son los abanicos correlativos a quebradas colgadas, mientras que los más extensos están

asociados a subcuencas. Lo anterior se explicaría por la diferencia de área drenada por los cursos fluviales que dan forma a los abanicos aluviales.

Una secuencia de abanicos aluviales se encuentra depositada sobre la terraza fluvial en el exutorio de las dos subcuencas que drenan la zona sur (ver anexo N°3). Abanicos de menor dimensión y edad más reciente sobreyacen al abanico aluvial más grande registrado en el área de estudio (3,7 km²). El análisis a un corte de este último, observado durante el terreno, muestra material detrítico de distinto tamaño envuelto en una matriz de sedimentos finos (ver figura N°31). En consecuencia, corresponde a un abanico aluvial caótico depositado de forma torrencial.

El conjunto de abanicos anteriormente mencionado, ha sido erosionado y disectado por la dinámica fluvial del río Vodudahue, posiblemente en un evento de avenida (ver anexo N°3).

No se fue posible identificar un abanico aluvial correlativo al mayor curso de agua de la zona norte, debido a la presencia de un gran depósito de remoción en masa que cubre esa extensa área. La inaccesibilidad del terreno tampoco permitió la visita en terreno.



Figura N°31: Corte de abanico aluvial depositado sobre la terraza fluvial. Fragmentos de distinto tamaño envueltos en una matriz de sedimentos finos.

3.3.3. Morfología de laderas

3.3.3.1. Cara libre y talud

Casi en su totalidad las laderas sobre 1.000 m.s.n.m. corresponden a caras libres y talud. Son paredes rocosas, que por altura, pendiente y factores climáticos están desprovistas de vegetación. Debilidades estructurales manifestadas en redes de lineamientos y diaclasas, en conjunto con la acción de agentes de meteorización mecánica, generan las condiciones para el desplazamiento de material detrítico desde las laderas y la formación correlativa de conos coluviales y taludes de escombros (ver figura N°32 y anexo N°3).



Figura N°32: Ladera con cara libre y talud. Fuente: FONDECYT 1151087

Debido a su posición en altura las laderas de cara libre y talud se encuentran mayoritariamente en las paredes de circos. Sin embargo, en la zona norte del área de estudio se puede observar la presencia de caras libres y talud en paredes laterales de la artesa a 100 m.s.n.m. Pendientes acantiladas explican la ausencia de masa vegetal a tan baja altura.

Las caras libres y talud son indicadores de la actividad dinámica en las laderas superiores. Actúan como aportadoras primarias de material sedimentario hacia las partes baja de la cuenca.

A excepción de la presencia acotada a tres circos de la zona sur (ver anexo N°3) que se encuentran en sustrato metamórfico, las caras libres y talud se sitúan en laderas de sustrato intrusivo.

3.3.3.2. Caras vegetadas activas

Es la clasificación más frecuente en el área de estudio, debido a que las laderas se encuentran cubiertas por una densa capa vegetal aproximadamente bajo 1.000 m.s.n.m. La vegetación corresponde a sucesiones altitudinales de bosques, principalmente coihue, mañío, lenga y alerce.

Sucesiones vegetales de extensos campos del helecho (*Lophosoria quadripinnata*) y/o Nalca (*Gunnera tinctoria*) (Centro Científico Huinay, 2015), registran y evidencian múltiples procesos de remociones en masa en laderas de caras vegetadas. En este sentido, la vegetación de las laderas no implica mayor estabilidad. Por el contrario, pendientes abruptas, escaso desarrollo de suelo, intensas precipitaciones y recurrente sismicidad, hacen que la vegetación sea una masa inestable sobre el sustrato rocoso, ya sea metamórfico o intrusivo, susceptible a ser movilizadada especialmente por deslizamientos traslacionales (Albornoz, 2017).

Numerosos taludes compuestos de masa vegetal y detritos son correlativos a laderas de cara vegetada. Es el indicador más evidente de la dinámica de este tipo de laderas (ver figura N°33 y anexo N°3).



Figura N°33: Laderas de caras vegetadas con presencia correlativa de taludes. Fuente: FONDECYT 1151087

3.4. IDENTIFICACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ANTIGUAS REMOCIONES EN MASA REGISTRADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.

3.4.1. Catastro de remociones en masa.

El área de estudio guarda el registro en terreno de diversos procesos de remociones en masa de distinta magnitud, frecuencia, materiales y extensión. Todas ellas son sintomáticas de la dinámica activa de las laderas. La siguiente tabla sintetiza las remociones en masa mapeadas a través de fotointerpretación y trabajo de terreno:

Tabla N°13: Catastro de remociones en masa

<i>Remoción en masa</i>	<i>Áreas registradas</i>	<i>Área (Km²)</i>
Caída de rocas	29	0,70
Deslizamiento de roca	10	3,43
Deslizamiento de suelo-masa vegetal	74	1,10
Flujo de detritos	18	5,27
Indiferenciadas	1	0,56

La siguiente cartografía (figura N°34) representa el catastro de remociones en masa levantado y mapeado para el área de estudio.

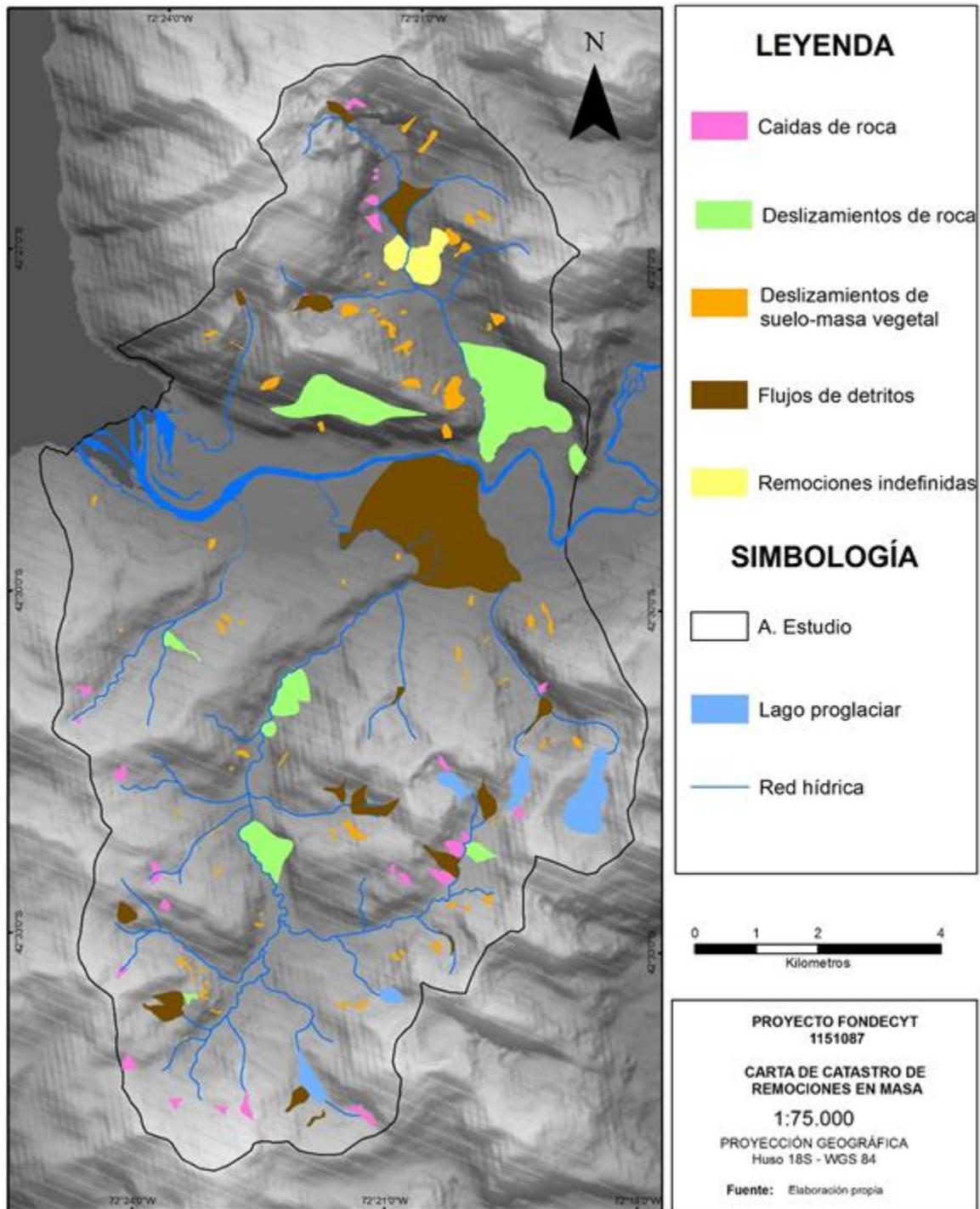


Figura N°34: Catastro de remociones en masa del área de estudio.

3.4.1.1. Caídas de rocas

Se registraron veintinueve áreas de caídas de rocas localizadas preferentemente al pie de laderas clasificadas como cara libre y talud (ver figura N°35). En este sentido, son procesos condicionados por la existencia de paredes rocosas altas, abruptas y cruzadas por redes de diaclasas y/o lineamientos estructurales. La acción de la crioclastia y la aceleración sísmica de laderas favorecerían el desencadenamiento.

Son el segundo proceso de remoción en masa más común en el área de estudio, sin embargo, se circunscriben a las zonas descritas arriba. Las cabeceras de subcuencas y quebradas colgadas de la zona sur concentran la mayor cantidad de caídas de rocas.

Comprometen material detrítico de distinto tamaño, y se infiere que corresponden a procesos actuales y frecuentes, puesto que los taludes y conos de detritos formados por caídas están nula o escasamente vegetados.

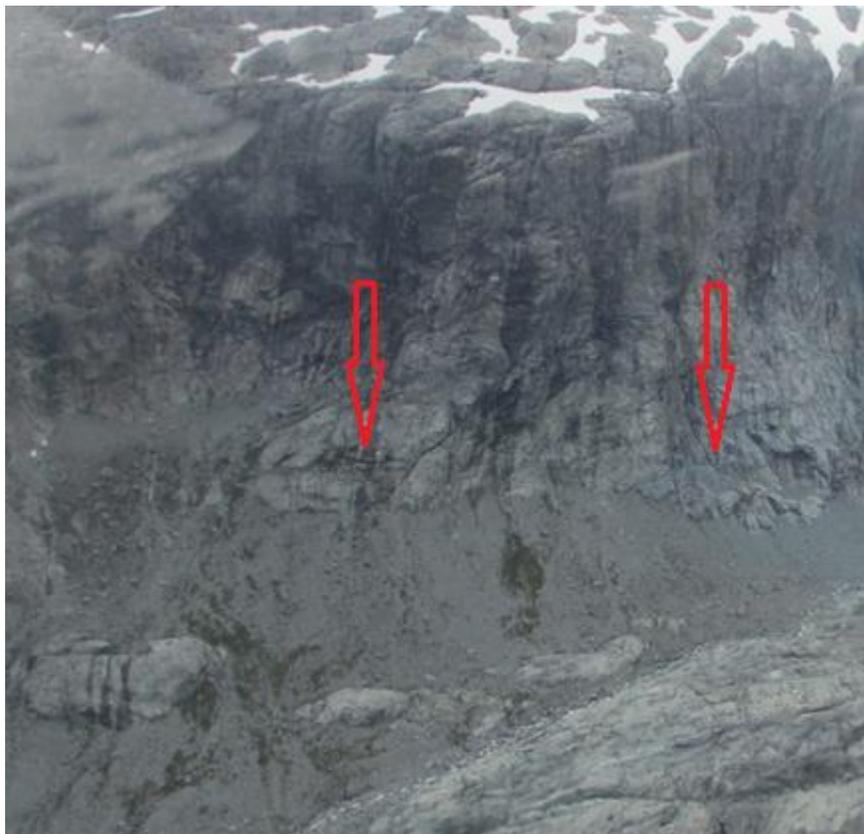


Figura N°35: Caída de rocas en ladera acantilada de cara libre y talud. Fuente: FONDECYT 1151087

3.4.1.2. Deslizamientos de roca

Se identificaron diez áreas de deslizamientos de roca. A pesar de ser el proceso de remoción en masa con menor número de eventos, comprometen gran volumen de material desplazado.

Se puede apreciar dos modalidades: deslizamiento traslacional de bloque rocoso en que la mayoría del bloque removido queda intacto en una cota más baja y deslizamiento traslacional de bloque rocoso con posterior desintegración del material rocoso, y también del suelo y la vegetación soportada.

Dentro de los primeros se registró un gran deslizamiento de roca en la ladera norte del valle del río Vodudahue. Abarca un área de 0,9 Km² y la superficie de cizalle es de pendiente muy escarpada a acantilada (ver figura N°36). Otro deslizamiento de rocas de menor dimensión (0,05 Km²) fue mapeado en la sección distal de la subcuenca mayor que drena el área de estudio (ver figura N°34).

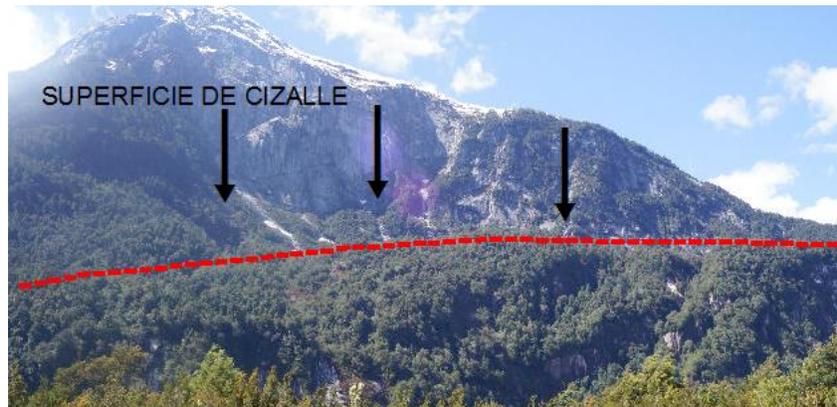


Figura N°36: Gran bloque de roca deslizado sobre superficie de cizalle acantilada.

La segunda modalidad implica también superficie de cizalle con pendiente abrupta mayor a 45°. La desintegración del bloque rocoso y también la del suelo y vegetación soportada derivó en que el material removido fuera depositado en extensas áreas en torno a la zona de arranque. Un caso excepcional se observa a la salida de la subcuenca principal de la zona norte, donde un gran deslizamiento de roca depositó material hasta aproximadamente

1 km desde la zona de arranque en un área de 1,8 km². El posterior reacomodo por acción del agua explicaría su forma de abanico (ver figura N°34 y anexo N°3).

3.4.1.3. Deslizamientos de suelo y masa vegetal

Son el proceso de remoción en masa con mayor número de áreas mapeadas. Si bien son frecuentes, no abarcan superficies de gran extensión. Se registran en las partes medias y bajas del sistema de laderas a lo largo de toda el área de estudio, puesto que son las partes que presentan mayor desarrollo de vegetación y suelo.

Están condicionados por el desarrollo de masa vegetal en laderas rocosas de alta pendiente (ver figura N°37), en un contexto de abundantes precipitaciones y eventos sísmicos corticales frecuentes. En este sentido, la fuerza de cizalle entre la masa vegetal y la superficie rocosa es débil, por lo tanto, altamente susceptible a constantes rupturas de equilibrio.

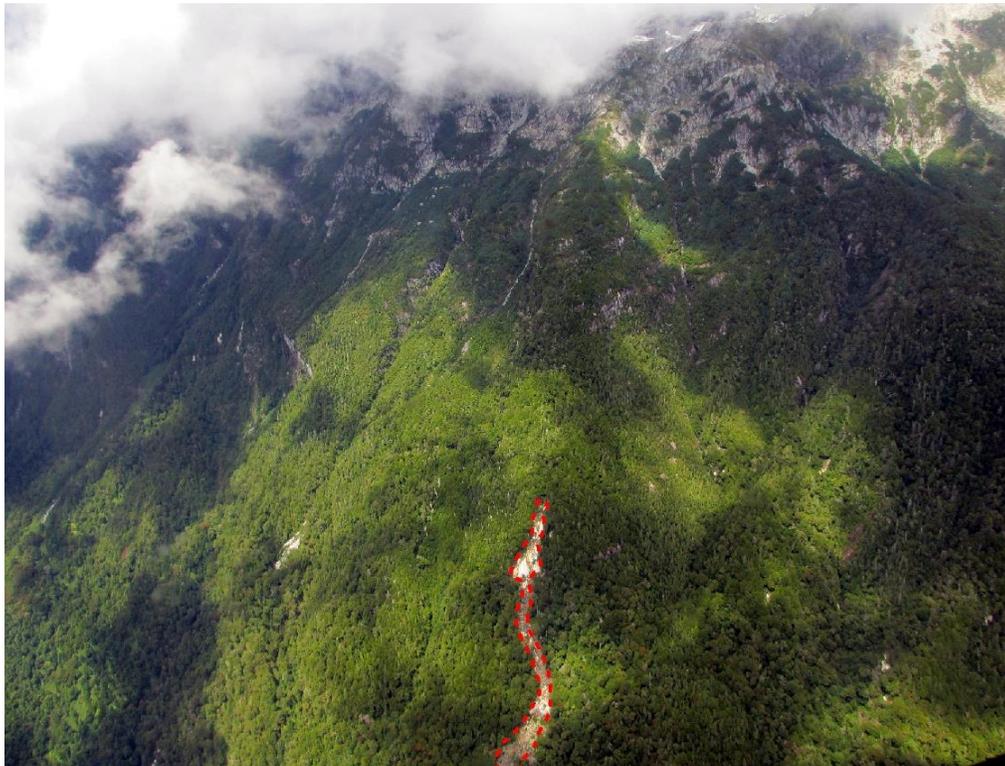


Figura N°37: Cicatriz heredada de un deslizamiento de vegetación y suelo sobre el sustrato rocoso. Fuente: FONDECYT 1151087.

3.4.1.4. Flujos de detritos

Dieciocho flujos de detritos fueron mapeados en el área de estudio. La gran mayoría de ellos está ubicado sobre 1.000 m.s.n.m. Sólo dos flujos de detritos dan forma a rellenos de valle en cotas más bajas.

Los primeros se identificaron en la cabecera de quebradas colgadas y subcuencas, canalizados a la salida de la zona de circos (ver figura N°38). Están asociados a una zona de arranque y no fluyen grandes distancias, manteniéndose acotados a las zonas altas del área de estudio (ver figura N°34). Los taludes de detritos formados al pie de laderas clasificadas como cara libre y talud, bajo ciertas condiciones climáticas y sísmicas pueden ser saturados de agua o aire, y por tanto removilizados como fluidos.



Figura N°38: Flujo de detritos canalizado y posteriormente vegetado en la cabecera de valle colgado. Se encuentra disectado por curso de agua de fusión glacial. En líneas intermitentes amarillas se indica su eventual proyección. Fuente: FONDECYT: 1151087

Los dos flujos de detritos restante corresponden a eventos de mayor magnitud cuya génesis se explica por la removilización de formas de contacto coluviales y/o aluviales que fueron fluidificadas por agua, encauzadas en cauces fluviales y depositados fuera de subcuencas y valles colgados (ver figura N°34).

El flujo de detritos de mayor magnitud formó el abanico aluvial de mayor extensión superficial del área de estudio (3,69 Km²) ubicado la salida de la subcuenca principal que drena la zona sur (ver anexo N°3). Se infiere que es de edad reciente debido a que está depositado sobre la terraza fluvial del río Vodudahue (ver figura N°31).

3.4.1.5. Remociones en masa indefinidas

Se les asigna esta categoría a rellenos de fondo de valle que no tienen morfología definida ni es posible establecer de qué tipo de movimiento en masa derivaron. Se hace necesaria la inspección en terreno.

Una remoción en masa indefinida fue mapeada en la sección media de la subcuenca que drena la zona norte del área de estudio (ver figura N°34). Se presenta disectada por el cauce fluvial y densamente poblada por vegetación. La inaccesibilidad del terreno impidió el trabajo de campo.

IV. DISCUSIÓN

Según Pedraza (1996) las laderas son sistemas geomorfológicos que deben su génesis y constante evolución a la acción de múltiples procesos, entre los que destacan los tectónicos, volcánicos, fluviales, gravitacionales, glaciares y periglaciares. Si bien el grado de dinamismo varía en función de las características de cada sistema en conjunto con los principales procesos asociados, las laderas son conceptualizadas como sistemas dinámicos aportadores de sedimentos a una determinada unidad espacial (Soto et al., 2007).

La configuración estructural del área de estudio está relacionada con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), y se manifiesta actualmente en redes de lineamientos formadas por tensiones secundarias asociadas a deformaciones estructurales (Glasser & Ghiglione, 2009). Posteriormente, las glaciaciones cuaternarias explotaron dichas debilidades estructurales para formar valles glaciares, fiordos y modelar el actual sistema de laderas.

La sección distal de la cuenca de Vodudahue fue completamente englaciada y cuerpos de hielo de hasta 1.000 metros de altura fluyeron hacia el fiordo Comau. La intensa erosión glaciar heredó un sistema de laderas alto, de fuerte pendiente y paredes inestables, que tras el retroceso de los hielos ha liberado abundante material sedimentario hacia los fondos de valle y quebradas. En este sentido, es reconocido que en los dominios morfoclimáticos glaciares y periglaciares es donde mejor confluyen las condicionantes estructurales con los agentes erosivos más agresivos. Por tanto, es donde los procesos morfogenéticos alcanzan mayor competencia reconfigurando periódicamente la morfología del paisaje (Kienholz, 1984 en Delgado 2007).

La vegetación cubre extensamente las zonas medias y bajas de las laderas, presentándose como factor de inestabilidad tendiente a romper el equilibrio dinámico. Sepúlveda & Lara (2008) afirman que la estabilidad de la vegetación está condicionada por el clima y la topografía. Para este caso, el 44% de las laderas varían entre escarpadas y abruptas, el desarrollo del suelo es escaso y las precipitaciones anuales se acercan a 6.000 mm. En este sentido, estudios aplicados en ambientes geológicos, geomorfológicos y morfoclimáticos similares han establecido la alta susceptibilidad de la masa vegetal para sufrir rupturas de equilibrio y desencadenar remociones en masa (Sepúlveda & Serey, 2009; Náquira, 2009; Sepúlveda et al., 2011; Molina, 2016; Albornoz, 2017).

Los fenómenos hidrometeorológicos son ampliamente citados como el agente desencadenante más común de remociones en masa en ambientes de fiordos, puesto que las abundantes precipitaciones tienden a anular el esfuerzo de cizalle de los materiales presentes en las laderas (Hauser, 2000; Blikra et al., 2006; Lara, 2007; Lacasse et al., 2008; Oppikofer et al., 2009). Sin embargo, en un ambiente cruzado de redes de lineamientos y sismicidad cortical asociada a la ZFLO, los eventos sísmicos son un factor esencial en la evolución del sistema de laderas y el desencadenamiento de remociones en masa.

Lo anterior se expresa en un sistema de laderas geodinámicamente activo, influenciado por procesos principalmente tectónicos, periglaciares, gravitacionales y climáticos. La relación sistémica establecida entre grupos de formas permite establecer la geodinámica actual de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue. Los depósitos de base dan cuenta de la relación génesis-evolutiva al ser indicativos de la dinámica de aporte de masa actual o pasada que tienen las laderas (Soto et al., 2006).

Múltiples formas de contacto, especialmente taludes, conos de detritos y abanicos aluviales indican el aporte de masa que tiene el sistema, formados por la sucesión y materialización de remociones en masa. Éstas se presentan con mayor frecuencia en laderas de alta pendiente a lo largo de toda el área de estudio. Las caídas de rocas, flujos de detritos y deslizamiento de suelo-masa vegetal son las remociones más comunes y frecuentes. Sin embargo, los deslizamientos de grandes bloques de roca son eventos menos frecuentes, pero de gran dimensión y extensión.

La geodinámica de laderas y por tanto la susceptibilidad de remociones en masa en los fiordos norpatagónicos está condicionada por la configuración estructural del relieve, la morfometría de laderas y la herencia geomorfológica derivada de la acción glacial y periglacial. Harbitz et al., (2014) proyectan el aumento de la dinámica de laderas en los ambientes periglaciares de fiordos debido a eventos hidrometeorológicos extremos relacionados al cambio climático global. La tendencia a la disminución de las precipitaciones ha sido proyectada en el área de estudio por Albornoz (2017).

La instalación de asentamientos humanos e infraestructura física en la terraza fluvial del río Vodudahue, a raíz de la construcción del tramo Hornopirén - Vodudahue de la carretera austral, podría crear zonas potencialmente riesgosas por fenómenos de remoción en masa que removilicen material desde las subcuencas y quebradas menores hacia la terraza principal.

V. CONCLUSIONES

El sistema de laderas de la sección distal de la cuenca de Vodudahue es geodinámicamente activo, lo cual se expresa en múltiples remociones en masa registradas en el territorio.

El relieve es alto, de gran pendiente y está cruzado por redes de lineamientos estructurales derivados de esfuerzos tensionales de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Corresponde a una herencia de procesos erosivos glaciares, que explotaron debilidades estructurales previas, y procesos dinámicos periglaciares. Circos, artesas, valles colgados y cubetas de excavación glacial son los rasgos geomorfológicos principales del área de estudio. Taludes, conos de detritos y abanicos aluviales son las formas de contacto resultantes del dinamismo del sistema de laderas.

Casi la totalidad del sistema de laderas está clasificado como cara libre y talud, y caras vegetadas activas. Las primeras se asocian a caídas de roca y flujos de detritos, y las segundas a distintos tipos de deslizamientos que involucran bloques rocosos, suelo y masa vegetal. La vegetación es una masa inestable sobre el sustrato rocoso de alta pendiente y condiciona la ocurrencia de frecuentes deslizamientos de suelo y masa vegetal.

La alta disponibilidad de material sedimentario en los fondos de valle en conjunto con altos umbrales de precipitación y frecuente sismicidad cortical, configuran un escenario potencialmente inestable para el desencadenamiento de remociones en masa de gran magnitud que fluyan hacia el valle principal.

Por tanto, la relación sistémica establecida entre grupos de formas en el área analizada, indica que existe una importante transferencia de materia y energía desde las laderas a los depósitos de base.

En este sentido, la proyección de la carretera austral en el tramo Hornopirén-Vodudahue presenta un desafío para la planificación del territorio y sus recursos, debido a que en el paso por la sección distal de la cuenca de Vodudahue atraviesa zonas con laderas geodinámicamente activas. Se recomienda analizar con mayor detalle zonas que registran antiguas remociones en masa debido a posibles recurrencias del fenómeno.

BIBLIOGRAFÍA

Albornoz, F. 2017. Geodinámica de laderas en el fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Universidad de Chile. Santiago.

Araya-Vergara, J.F. 1985. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Informaciones Geográficas* N° 32, pág. 31-44.

Araya-Vergara, J.F., 1996. Geomorfología comparada de los Fiordos de Chiloé y Aysén. Resultados Crucero CIMAR-FIORDO 1, Comité Oceanográfico Nacional, Chile. Resúmenes ampliados: 11-14.

Araya-Vergara, J.F., 1998. El problema genético de los fondos de los fiordos Norpatagónicos. *Invest. Mar. Valparaíso*, 26: 71-81.

Araya-Vergara, J.F. & Börgel, R. El uso de la carta 1:50.000 del Instituto Geográfico militar en la confección de unidades geográfico-físicas. Primer simposium cartográfico nacional, Instituto geográfico nacional, 1972. pág. 263-269.

Blikra, L., Longva, O., Braathen, A. 2006. Rock slope failures in Norwegian fjord áreas: Example, spatial Distribution and temporal Pattern. *Lanslides from Massive Rock Slope Failure*, 475-496.

Castillo, M. 2012. Circulación y Mezcla en el fiordo Reloncaví, Chile. Programa de Doctorado en Oceanografía. Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas. Universidad de Concepción, Chile.

Cembrano J., Lavenu A., Reynolds P., Arancibia G., López G., Sanhueza A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics* No.354, p. 289–31.

Centro Científico de Huinay. 2015. El Fiordo Comau: Entorno marino y terrestre [en línea] [consultado: 13 octubre 2017] Disponible en: <<http://www.huinay.cl/site/sp/investigacion.html#fiordocomau>>.

Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos

Charrier, R. Pinto, L. Rodríguez, MP. 2007. Tectonostratigraphic Evolution of the Andean Orogen in Chile. Capítulo III de The Geology of Chile, editado por Teresa Moreno del Instituto de Ciencias de la Tierra de Jaime Almera y del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Barcelona, España) y Wes Gibbons. Publicado por The Geological Society London.

Decaulne, A. 2007. Facteurs de déclenchement des dynamiques de versant dans les fjords islandais depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Approche historique. Presses Universitaires Blaise-Pascal, ISBN - 978-2-84516-335-5

Delgado, E. 2007. 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. Universidad de Chile. Santiago.

Felicísimo, A.M. 1994. Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en ciencias ambientales 118 pp. (<http://www.etsimo.uniovi.es/feli/pdf/libromdt.pdf>)

Fernández, R. 2006. Evaluación Espacial de Procesos Erosivos y su Influencia sobre el Corredor de Comercio Las Leñas. VI Región del Libertador Gral. Bernardo O'Higgins. Memoria para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Chile. Profesor Guía: Carmen Paz Castro Correa.

Ferrando, F. 1998. Carta de riesgos naturales remoción en masa. Universidad de Chile. Departamento de Investigación y Desarrollo. Proyecto OTAS.

Fitzek, R. 2014. Restauración Ecológica de Bosque Siempreverde Templado Andino y de Bosques de Fitzroya Cupressoides y Pilgerodendron Uviferum en Huinay, Región de Los Lagos, Chile. Tesis de magister, Facultad de Ciencias forestales y Recursos Naturales. Universidad Austral de Chile. Valdivia, Chile. 206 pp.

Ghiglione, M.C., & Ramos, V.A. 2005. Progression of deformation in the southernmost Andes. Tectonophysics 405, 25–46.

Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos

Glasser, N.F., Bennett, M.R. 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography* 28, 43–75.

Glasser, N., & Ghiglione, M. 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105, Pág. 291-302.

González, N. 2016. Análisis y caracterización temporo-espacial de la morfología fan-delta en la localidad de Huinay, Fiordo Comau, Región de los Lagos. Memoria para optar al título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

Gregory, J. W. 1913. *The Nature and Origin of Fjords*. Jhon Murray, London, 252.

Gutiérrez, M. 2008. *Geomorfología*. Pearson Educación, S.A. Madrid.

Harbitz, C., Glimsdal, S., Lovholt, F., Kvelldskiv, V., Pedersen, G., & Jensen, A. 2014. Rockslide tsunamis in complex fjords : From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88, 101-121.

Hauser, A. 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.

Hauser, A. 2000. Remociones en masa en Chile. Second ed. Boletín No.59. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Hervé, F., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). Actas I Congreso Geológico Chileno, p. B39- B56.

Hervé, F. 1984. Rejuvenecimiento de edades radiométricas en la zona de falla Liquiñe-Ofqui en Aysén. *Comunicaciones*, No.34, p. 107–115.

Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos

Hervé, F., Fuentes, F., Calderón, M., Fanning, M., Quezada, P., Pankhurst, R., & C. Rapela. (2017). Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone? *Andean Geology* N°44. 1-16.

Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update, *Landslides* No.11, p.167–194.

Inall, M.E., & P. A. Gillibrand. 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications 344: 17-3* INALL, M. E., & P. A. GILLIBRAND. 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications 344: 17-33.3*.

IPCC. Climate Change. 2007. The Physical Sciences Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.

Knight, J., Wishart, A., & j. Rose. 2011. Geomorphological Field Mapping. *Developments in Earth Surface Processes* (15).

Köppen W. 1931. Die Klimate der Erde. Grundriss der Klimakunde. Berlín, Alemania. Gruyter. 182p.

Lacasse, S., Eidsvig, U., Nadim, F., Hoeg, K., & Blikra, L. 2008. Event Tree Analysis of Aknes Rock Slide Hazard. *Georisques Geohazard* (4).

Lara, L., Cembrano, J., & Lavenu, A. 2006. La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Antecedentes de su evolución cuaternaria e implicancias para el volcanismo activo de los Andes del sur. XI congreso geológico chileno. Acts, Vol. 2, Geodinámica Andina. Antofagasta.

Lara, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de Peligro de Remociones en Masa con Aplicación en la quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar el Grado de Magíster en Ciencias Mención Geología y Memoria para optar

- Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos al título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 212 p.
- Lee, S., & Sambath, T. 2006. Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models. *Environmental Geology*, No.50 (6), p. 847-855.
- Longwell, C. & R. Flint. 1971. *Geología Física*. Ed. Limusa-Wiley, S.A. México, D.F.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andesbasaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol.22, No.2, p. 219-234.
- Luebert, F. & P. Plischoff. 2006. *Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile*. Editorial Universitaria, Santiago, Chile. 316 p.
- Martini, P., Brookfield, M., & S. Sadura. 2001. *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. Ed. Prentice Hall.
- Molina, C. 2016. Análisis de susceptibilidad de remociones en masa en las costas del Fiordo Comau, X Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Chile. Santiago.
- Náquira, M. 2009. Susceptibilidad de remociones en masa en las costas de fiordos cercanos a Hornopirén, X Región. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. Santiago.
- Nesje A. & Whillans M. 1994. Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9, Pág. 33-45.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M., & Metzger, R. 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards Earth*

Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos

System Sciences, (9), Pág. 1003–1019. Recuperado de www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/1003/2009/

Pedraza, J. 1996. Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones. Editorial Rueda. Madrid.

Quintanilla, V. 1993. Cartografía de ecosistemas naturales de América Latina. In: Wilderness Comité y Agencia Canadiense de Desarrollo Internacional: Vancouver, Canadá. 1993.

Quintanilla, V. 1999. Fitogeografía y carta vegetal de Chile Austral. Revista Contribuciones Científicas y Técnicas. N° 82 año XIX, 1999 (44°-56° S.), Universidad de Santiago de Chile, Chile.

Rubel, F. & M. Kottek. 2010. Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. Meteorologische Zeitschrift, 19, 135-141.

Sánchez, M. 2015. Amenaza de origen natural asociadas a la Dinámica de los Sistemas de vertientes del flanco cordillerano costero entre Punta Teatinos y Cuenca Aguas Saladas. Región de Coquimbo. Memoria para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Sepúlveda, S. & Lara, M. 2008. Remociones en masa, Apunte Curso Remociones en Masa, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Sepúlveda, S., & Serey, A. 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aysén earthquake, southern Chile (45.5°S). Andean Geology, Vol 1, No. 36, p. 131-136.

Sepúlveda, S., Náquira, V., & Arenas, M. 2011. Susceptibilidad de Remociones en Masa Costeras y Amenazas Asociadas en la Patagonia Chilena: El Caso del Área de Hornopirén

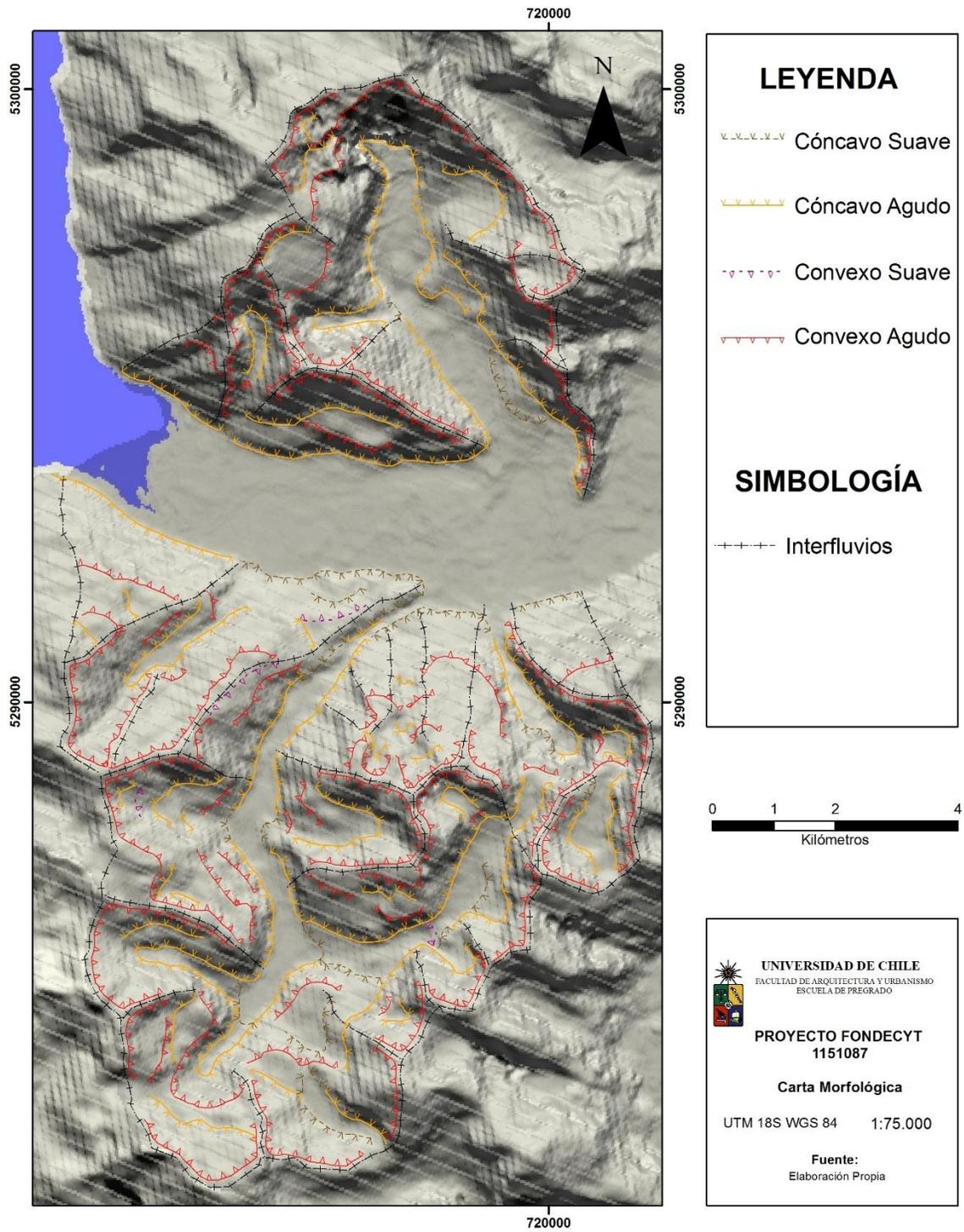
- Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos (42°S). *Investigaciones Geográficas*, 0 (43), Pág. 35-46. Recuperado de <http://www.investigacionesgeograficas.uchile.cl/index.php/IG/article/view/18496/19529>.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 75, escala 1: 1.000.000.
- Soto, M.V., Castro, C.P., Rodolfi, G., Marker, G., & R. Padilla. 2006. Procesos geodinámicos actuales en ambiente de media y baja montaña de la cuenca del río Maipo, Región Metropolitana. *Revista Geográfica Norte Grande*, 35: 77-95.
- Soto, M.V., Castro, C., Rodolfi, G; Fernández, R., Padilla, R; Ruggiero, V. 2007. Carta geomorfológica de la sección central y occidental de la Región Metropolitana de Santiago. *Investigaciones geográficas*, vol. 39.
- Soto, R., & L. Flores. 2011. Estudio fitosociológico de la vegetación boscosa de Huinay, Provincia de Palena (Región de Los Lagos, Chile). *LAZAROA* 32: 137-151.
- Tarback, E.J. & Lutgens, F.K. 2005. *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología física*. 8° ed. 710 pp. Pearson Prentice Hall.
- Thiele, R., Castillo, J. C., Hein, R. y Ulloa, M. 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé continental entre los 43°–43°15p latitud Sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, No.1, p. 577–592.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides, Analysis and Control*, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33

ANEXOS

Anexo N°1: Resumen de la nueva versión propuesta del sistema de clasificación de Varnes (1978) y Cruden & Varnes (1996). Fuente: Hungr et al., (2014).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. Rock/ice fall	2. Boulder/debris
Topple	3. Rock block topple	5. Gravel/sand/silt topple
	4. Rock flexural topple	
Slide	6. Rock rotational slide	11. Clay/silt rotational slide
	7. Rock planar slide	12. Clay/silt planar slide
	8. Rock wedge slide	13. Gravel/sand/debris slide
	9. Rock compound slide	14. Clay/silt compound slide
	10. Rock irregular slide	
Spread	15. Rock slope spread	16. Sand/silt liquefaction spread
		17. Sensitive clay spread
Flow	18. Rock/ice avalanche	19. Sand/silt/ debris dry flow
		20. Sand/silt/debris flowslide
		21. Sensitive clay flowslide
		22. Debris flow
		23. Mud flow
		24. Debris flood
		25. Debris avalanche
		26. Earthflow
27. Peat flow		
Slope deformation	28. Mountain slope deformation	30. Soil slope deformation
	29. Rock slope deformation	31. Soil creep
		32. Solifluction

Anexo N°2: Carta morfológica



Anexo N°3: Carta Geomorfológica