



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

**EVALUACION DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA EN LAS
LADERAS DEL FIORDO COMAU, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE.**

Memoria para optar al título de Geógrafa

Frida Solange Albornoz Vásquez

Profesora Guía: Sra. María Victoria Soto Baüerle

SANTIAGO – CHILE

2018

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al FONDECYT N° 1151087, por el financiamiento de mi trabajo y del material.

Quiero agradecer especialmente a mi profesora Guía, la Sra. María Victoria Soto por confiar en mí y darme la oportunidad de trabajar en este tema y conocer un lugar precioso del Sur de nuestro país Huinay – Fiordo Comau, Gracias profesora por su ayuda y consejos durante todo este proceso académico.

También agradecer a la Profesora Sra. Marisol Lara por su generosidad en compartir su conocimiento, su tiempo, observaciones y sus sabios consejos que permitieron el desarrollo y término de esta memoria.

Gracias a mis compañeros y amigos del laboratorio, por su alegría, consejos, conversaciones y los momentos compartidos en esta etapa; Camila, Ricardo, Pablo, Valdo, Genni, Paula, Javiera y Cristobal... Gracias por su valiosa ayuda, siempre estuvieron presentes cuando lo necesitaba.

También agradecer a Misael, por toda la ayuda brindada, por su paciencia, apoyo y consejos para terminar esta investigación.

A Nicole, Paz y Camila, amigas...gracias por estar siempre y ayudarme en todo momento.

A todas las personas que durante estos años han colaborado, de alguna u otra forma, en la concreción de este trabajo.

Agradecer infinitamente a mi familia por su sacrificio constante y por su apoyo incondicional, para llegar a buen término este proceso....Demasiado agradecida...

A TODOS... MUCHAS GRACIAS!!!

Hijo...gracias por tu paciencia y compañía

RESUMEN

En esta investigación se identifican y se analizan las condiciones de susceptibilidad asociada a procesos de remociones en masa en las laderas el Fiordo Comau, Región de Los Lagos. La configuración de este paisaje de los Andes de Chiloé, de los fiordos, canales y mar interior son la respuesta de una condición tectónica asociada regionalmente a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. La presencia de remociones en masa es el resultado de las condiciones de estabilidad de las laderas frente a procesos hidrometeorológicos extremos y sísmicos que provocan ruptura de equilibrio de las formas de relieve existentes. Se definieron los factores condicionantes de procesos de remociones en masa en las laderas del fiordo y se aplicó un modelo cualitativo a través de una modelación de SIG y terreno, que permitió identificar las áreas sujetas a los distintos niveles de amenazas de remociones en masas. El Estado de Chile proyecta construir la continuación de la Carretera Austral Ruta CH-7 en esta zona, principalmente la ladera Este del fiordo. De acuerdo con los resultados analizados, en esta ladera se localizan los sectores con mayor presencia de remociones en masa y podrían afectar su funcionamiento.

Palabras claves: amenazas, factores condicionantes, remoción en masa, carretera austral.

ABSTRACT

This research identifies and analyzes the susceptibility conditions associated with processes of landslide on the slopes of the Comau Fjord, Los Lagos Region. The configuration of this landscape of the Andes of Chiloé, the fjords, channels and sea are the response of a regional tectonic condition associated with the Liquiñe-Ofqui Zone Fault (LOZF). The presence of landslide is the result of hillslope instability due of extreme hydro-meteorological and seismic processes, that cause some equilibrium rupture. The conditioning factors of landslide processes in the fjord slopes were defined and a qualitative model through a GIS tools and land modeling was applied; that allowed to identify the areas subject to the different levels of landslide hazards. The State of Chile is planning to build the continuation of the Austral Road (Route CH-7), in this area, mainly in the eastern slope of the fjord. According our results, in this hillside of the fjord are located the areas with the greatest presence of landslide that could affect its functioning.

Keywords: natural hazard, conditioning factors, landslide, austral road.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN	8
1.1. Introducción.....	8
1.2. Planteamiento de problema.....	11
1.3. Área de estudio	14
1.4. Antecedentes Generales.....	15
1.5. Hipótesis.....	27
1.6. Objetivos	27
1.6.1. Objetivo General:	27
1.6.2. Objetivos específicos:	27
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	28
2.1. Factores Condicionantes de Remociones en Masa.....	33
2.2. Factores Desencadenantes de Remociones en Masa	38
2.3. Clasificación de las Remociones en Masa	41
CAPÍTULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	45
3.1. Materiales y métodos.....	46
3.1.1. Caracterizar el paisaje geológico y estructural del Fiordo Comau en el contexto de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO).....	46
3.1.2. Identificar, caracterizar y clasificar la geomorfología del fiordo con énfasis en las formas y procesos de las laderas.....	46
3.1.3. Identificar y clasificar las remociones en masa declaradas en las laderas del fiordo Comau.....	49
3.1.4. Identificar y caracterizar los factores condicionantes de remociones en masa	50
a) Pendiente	51
b) Rocas y sedimentos (Material basal)	52
c) Cercanía a fallas o lineamientos.....	57
d) Densidad de Lineamientos y fallas	57
e) Antecedentes de Remociones en masa (Inventario)	58
CAPÍTULO 4: RESULTADOS	62
4.1. Contexto geológico morfoestructural del Fiordo Comau.....	62
4.2. Identificación, clasificación de la geomorfología con énfasis en las formas y procesos asociados en las laderas del fiordo.....	64
4.3. Inventario de remociones en masa en las laderas del fiordo.	76

4.3.1. Caída de rocas.....	78
4.3.2. Deslizamiento de rocas	80
4.3.3. Deslizamientos de rocas y suelos.....	81
4.3.4. Deslizamiento de rocas y suelos no actuales.....	83
4.3.5. Deslizamiento de suelos.....	87
4.3.6. Flujos de detritos	88
4.4. Distribución de los procesos de remoción en masa por unidad litológica	89
4.5. Cartas de factores condicionantes de remociones en masa en el fiordo.	93
4.5.1. Pendiente	93
4.5.2. Rocas y sedimentos (material Basal)	94
4.5.3. Cercanía a Fallas y Lineamientos	96
4.5.4. Densidad de Lineamientos y fallas	98
4.5.5. Antecedentes de Remociones en masa en las laderas (Inventario).....	100
4.6. Análisis de la carta de susceptibilidad de remociones en masa.	102
CAPÍTULO 5: DISCUSIONES	106
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES	111
BIBLIOGRAFÍA.....	112
ANEXOS	120

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Área de Estudio.....	14
Figura 2: Gráfico Precipitaciones Anuales estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015).	16
Figura 3: Gráfico Precipitación máxima Anual (24 horas) Estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015)..	16
Figura 4: Gráfico Precipitaciones Estación Huinay (2002-2011).	17
Figura 5: Índice de Concentración Estaciones Chaitén, Puerto Montt, El Tepual-Puerto Montt (1965-2015).....	18
Figura 6: Vegetación flanco de valle Este del Fiordo Comau.....	19
Figura 7: Carta Geológica Área de Estudio.	23
Figura 8: ZFLO y estructuras asociadas y centros volcánicos	24
Figura 9: Suelo flanco Este del fiordo en sustrato de roca intrusiva.....	25
Figura 10: Clasificación de métodos para análisis de susceptibilidad.....	32
Figura 11: Remoción en masa de suelos y bosques ocurre en una escarpa de 120 m de altura en la orilla norte del fiordo a 1 km al este de Isla Mentirosa	41
Figura 12: Caída de rocas.	42
Figura 13: Deslizamientos.....	43
Figura 14: Flujos de Detritos.	44
Figura 15: Localización de sismos asociados a la falla Liquiñe-Ofqui	64
Figura 16: Carta Geomorfológica.....	65
Figura 17: Carta de Pendiente.	66
Figura 18: Vertiente NO del fiordo.....	67
Figura 19: Borde Costero flanco de valle Oeste del fiordo cerca de Porcelana.....	68
Figura 20: Costa Rocosa borde Oriental fiordo	68
Figura 21: Lago Colgante, Flanco de valle Este del fiordo.....	69
Figura 22: Flanco de valle Este del fiordo.....	70
Figura 23: A y B Afloramiento rocoso ubicado hacia el Refugio en Cerro Tambor.....	71
Figura 24: A y B. Ladera Norte de Desembocadura Huinay-Lloncochaigua.....	72
Figura 25: Ladera Sur de Río Huinay.....	73
Figura 26: A. Terraza Fluvial Río Lloncochaigua-Huinay B. Terraza Fluvial Río Vodudahue.....	74
Figura 27: Punta Calle, Cono aluvial.....	75
Figura 28: Fan-delta de Río Huinay.	76
Figura 29: Carta remociones en masa.....	77
Figura 30: Gráfico Remociones en masa en el área de Estudio..	78
Figura 31: Caída de roca en ladera Este del fiordo.	79
Figura 32: Caída de roca zona Alta al interior Río Huinay.....	80
Figura 33: Deslizamiento de rocas en ladera Sur Río Huinay-Lloncochaigua.....	81
Figura 34: Deslizamiento de suelo y roca, sector desembocadura Vodudahue.....	82
Figura 35: Deslizamiento de suelo y roca, vertiente Oriental Fiordo.....	83
Figura 36: Deslizamiento de roca y suelo no actuales.	84
Figura 37: Remoción 1957 en Huinay, Deslizamiento de rocas y suelo no actual.....	85

Figura 38: Bloque arrastrado por remoción en 1957.....	85
Figura 39: Raíz de árbol arrastrado por remoción en masa.....	86
Figura 40: Deslizamientos de Suelos en flanco Oeste del fiordo.....	87
Figura 41: A: Flujos de detritos ladera Oeste del fiordo. B: Ladera Este del fiordo..	88
Figura 42: Gráfico de Remociones en masa en unidad Litológica.....	91
Figura 43: Carta Remociones en masa por unidad Litológica..	92
Figura 44: Carta Factor Pendiente.	93
Figura 45: Carta Factor Geología.	95
Figura 46: Carta factor cercanía a fallas y lineamientos.	97
Figura 47: Carta factor densidad de fallas y lineamientos.	99
Figura 48: Carta factor Antecedentes de Remoción en Masa.	101
Figura 49: Carta de Susceptibilidad de Remociones en Masa en las laderas del Fiordo Comau.....	103

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Rangos y clasificación de Pendientes	47
Tabla 2: Sistemas de laderas (Vertientes, según ARAYA-VERGARA (1985)	48
Tabla 3: Material cartográfico, fotografías aéreas, e información digital utilizados.	50
Tabla 4: Rangos de Pendientes según de susceptibilidad a generar procesos de remociones en masa.	51
Tabla 5: Valor de la resistencia de la matriz rocosa sana.	53
Tabla 6: Descripción material basal y clasificación del grado de resistencia de la matriz rocosa a generar procesos de remociones en masa.	54
Tabla 7: Descripción del material basal y clasificación del grado de resistencia de los materiales de las secuencias sedimentarias a generar procesos de remociones en masa.	56
Tabla 8: Rangos de cercanía a fallas y lineamientos.....	57
Tabla 9: Rangos de densidad a fallas y lineamientos.	58
Tabla 10: Rangos de antecedentes de remociones en masa en la ladera.	58
Tabla 11: Factores condicionantes para generar remociones en masa.	59
Tabla 12: Resumen de Ponderaciones máximas de factores condicionantes.	60
Tabla 13: Valores obtenidos de la sumatoria ponderada.....	61
Tabla 14: Remociones en masa por unidad litológica y rangos de resistencia	90
Tabla 15: Resultado de reclasificación del factor Pendiente con el porcentaje de superficie respectivo.....	94
Tabla 16: Resultado de reclasificación del factor Geología con el porcentaje de superficie respectivo.....	94
Tabla 17: Resultado de reclasificación del factor Cercanía a fallas y lineamientos con el porcentaje de superficie respectivo.....	96
Tabla 18: Resultado de reclasificación del factor Densidad y lineamientos y fallas con el porcentaje de superficie respectivo.....	98
Tabla 19: Resultado de reclasificación del factor Antecedentes de RM con el porcentaje de superficie respectivo.	100
Tabla 20: Resumen de Carta de Susceptibilidad de Remociones en masa.	105

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN

1.1. Introducción

Los paisajes de fiordos son comunes en las costas de Noruega, Groenlandia, Alaska, Columbia Británica, Nueva Zelanda y Chile.

La zona de canales y fiordos chilenos se encuentra dentro de las zonas de fiordos más extensas del mundo. (CAMERON & PRITCHARD 1963; OFFICER 1976; SILVA *et al.*, 2009 en CASTILLO, 2012). Este autor también establece que el paisaje de fiordos y canales es efecto de movimientos tectónicos, asociados a la Zona Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO) y a los sucesivos procesos de glaciación a que ha estado sometida la región (DELGADO, 2004).

Esta región natural comprende más de 1.700 km de largo (~40% del largo total de Chile) entre las latitudes 41,5°S y los 55,9°S en la zona al interior del cinturón de fiordos del sur. La morfología de esta zona es el resultado combinado de la acción erosiva glacial y el hundimiento de valles longitudinales (ARAYA-VERGARA *et al.*, 2008; SILVA *et al.*, 2009 en CASTILLO, 2012).

En Chile, la Región de los Lagos presenta formas de relieves asociados a la acción de los glaciares. La estructura geológica del sur de Chile es relativamente nueva y muy compleja, en el Cuaternario, además de los procesos volcánicos y tectónicos se produjo un importante modelado del territorio por efecto de las glaciaciones que caracterizan la zona costera, con una compleja red de canales y fiordos (RIOS & CISTERNAS, 1998 en DELGADO, 2004).

El proceso de formación de las laderas dependen de la interacción de fuerzas internas y externas, las cuales modelan el relieve (RIVERA, 2005). Según HAMBLIN (1992) las laderas son sistemas dinámicos abiertos producto de múltiples sucesos (tectónicos, volcánicos, glaciaciones, etc.), donde los efectos de desgaste, permiten el transporte de materiales pendiente abajo.

DE PEDRAZA (1996) menciona que las laderas son fisonomías complejas y genéticamente, se deben a múltiples procesos: junto a los gravitacionales, tectónicos, volcánicos, periglaciales, entre otros; que tienen por función general, rebajar o anular los escarpes y taludes, que contribuyen al desarrollo de las laderas.

Según YOUNG (1977) el concepto de forma de la ladera aplica a la morfología en un momento dado en el tiempo, a los procesos y los agentes que generan en forma activa los cambios. Las

características de la pendiente, forma y evolución de ésta son provocadas principalmente por las diferencias en los procesos de la superficie de las vertientes.

ARAYA-VERGARA (1985) expone a las laderas como sistema y no como ladera individual simple. Entendiéndola como una combinación de laderas individuales que conforman el sistema o la gran vertiente. Se resalta las influencias estructurales ya que marcan la posibilidad de afloramientos rocosos que puedan tomarse en cuenta como principales aportes de sedimentos. Cada estructura da una combinación característica de sectores de afloramientos y de formas coluviales con sus respectivas formaciones, la que debe ser tomada en cuenta en una interpretación geodinámica externa frente a cada morfoestructura.

En las laderas, la dinámica se asocia al efecto de meteorización-balance de masa y la retroalimentación entre la producción y remoción de escombros resistido y la acumulación de una cubierta de regolito (GUTIERREZ, 2008).

Según JAHN (1954 en GUTIERREZ, 2008) las fuerzas morfogenéticas que se ejercen en una ladera son la componente perpendicular tales como los procesos de meteorización y edafogénesis que tienden a desarrollar una película de meteorización; la componente paralela se refiere al desplazamiento de los materiales por acción de la gravedad tales como deslizamientos, soliflucción, reptación (*creep*) etc.

La acción dinámica actual de las laderas se vincula a procesos de remociones en masa, derivados de una serie de factores condicionantes del relieve, que deben ser identificados y estudiados, como también de los factores que se encargan de desencadenarlo (LARA, 2007).

Entre los conocimientos específicos en la región, se ha expuesto el significado genético de las morrenas submarinas (bancos morrénicos) en fiordos (ARAYA-VERGARA, 2000). Sin embargo, de la geomorfología básica y aplicada, como el estudio de los lagos colgantes, y el impacto del colapso de estos en el sistema natural y antrópico, o de la dinámica de los deltas, prácticamente no se conocen antecedentes en la región.

También se ha avanzado poco, en términos de la dinámica exógena de las laderas de los sistemas de fiordos, siendo el estudio de SEPÚLVEDA *et al.*, (2011) uno de los pioneros en el tema, con un análisis de las remociones en masa.

NAQUIRA (2009), plantea que los fenómenos externos que desencadenan las remociones en masa varían según el ambiente, siendo los más comunes los factores climáticos y sismos. En los factores climáticos el principal es la intensidad de las lluvias, ya que a medida que aumenta la

intensidad de éstas, se produce una mayor infiltración, y en consecuencia una saturación de los suelos.

Estos procesos son usualmente generados por precipitaciones asociadas a anomalías climáticas de diferentes umbrales, que varían según el régimen climático (SEPÚLVEDA *et al.*, 2006). Según TOBLER (2015) los escenarios climatológicos para los próximos 50 años derivados de los escenarios de cambio climático sitúan a las áreas peri glaciares como áreas susceptibles que actúan como zonas de inicio para movimientos masivos (caída de rocas, deslizamientos de tierra, flujos de escombros) o nuevas fuentes de sedimentos.

Los escenarios climáticos extremos, vale decir, menos nocivo y más severo (B2 y A1F1) del Cuarto Informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2007) sugiere que a finales de siglo XXI (1971-2100) habrá un notable avance de los climas mediterráneos de veranos suaves (Csb) hasta más allá de la Región de Aysén (RUBEL & KOTTEK, 2010), pese a mantener en la franja más oceánica, climas Cfb. Para Chile, perteneciente a la región Sur de Sudamérica se proyecta una reducción de las precipitaciones del 10 al 20 % en gran parte del sur de Chile 2081-2100 (IPCC, 2014).

Los cambios climáticos modelizados para el área establecen un aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones (CONAMA 2006; GARREAUD *et al.*, 2008; PINO *et al.*, 2015; SARRICOLEA *et al.*, 2016, en SOTO *et al.*, 2017b). Estos ambientes son complejos no solo desde el punto de vista climático, ecológico, hidrológico, sino que también socio ambiental, más aún en el contexto del cambio climático y de la intervención antrópica, propias del tiempo antropoceno (WILCOX *et al.*, 2011). La variabilidad climática y el cambio ambiental global son escenarios futuros que provocarán variaciones en los patrones climáticos conocidos, generando situaciones de desastres por amenazas hidrometeorológicas, especialmente deslizamientos (CROZIER 2010; GLADE & CROZIER 2005; IPPC 2007 en LOPEZ, 2015).

En el caso de los sismos, lo más importante no es la magnitud del sismo, sino la fuerza que ellos generan, ya que según ésta se puede producir el fallamiento y la posterior aceleración de las laderas. Esta fuerza depende de varios factores como la magnitud, distancia al epicentro, condiciones del suelo, etc., (NAQUIRA, 2007). Las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos al que está sometido la ladera, tanto normales como de corte, pudiendo producir su inestabilidad (SEPÚLVEDA *et al.*, 2008)

SOTO *et al.*, (2017b), sostiene que el Fiordo Comau está situado directamente en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), que es un sistema regional de fallas activas (VARGAS *et al.*, 2013, HERVÉ *et al.*, 2017), la mayor expresión reconocida ha sido el enjambre sísmico del Fiordo de

Aysén de 2007 (45°25'S/72°58'W), cuyo terremoto principal (Mw 6.2) generó cientos de remociones en masa, incluyendo grandes deslizamientos que desencadenaron un tsunami local en el fiordo (SEPÚLVEDA & SEREY 2009; NARANJO *et al.*, 2009; SEPÚLVEDA *et al.*, 2010).

Los movimientos de ladera o deslizamientos constituyen un riesgo geológico (AYALA *et al.*, 1987) de origen natural o inducido, que debe tenerse en cuenta en la planificación del territorio, sobretodo en áreas de montañas. Sin embargo la percepción de este tipo de procesos naturales es baja en comparación a las inundaciones, los volcanes o los terremotos (SANTACANA, 2001).

De acuerdo con lo anteriormente expuesto y en relación a la falta de información sobre el tema en este tipo específico de paisajes se plantea caracterizar los sistemas de laderas que componen el fiordo. Además de identificar y analizar las condiciones de amenazas y/o susceptibilidad de remoción en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de los Lagos.

El presente estudio se enmarca en el proyecto FONDECYT N° 1151087 “Reconocimiento de *hotspot* en el ambiente peri glacial de fiordos y mar interior: Hacia una evaluación integrada de conductores de geo amenazas, riesgos e impacto en los recursos territoriales del Golfo de Ancud”. En la ladera Oriental del Fiordo Comau se proyecta por parte del Ministerio de Obras Públicas dar continuación a la conexión de la Ruta CH-7 Carretera Austral.

1.2. Planteamiento de problema

La historia del desarrollo territorial chileno se ha visto marcada por grandes catástrofes, cuya génesis son eventos o fenómenos naturales extremos de origen geológico e hidrometeorológicos que han sido potenciados por las formas de ocupación y uso del territorio (CAMUS, 2016).

Según MARDONES y VIDAL (2001 en CASTRO *et al.*, 2008) los peligros naturales condicionan la capacidad de acogida del territorio, dado que al activarse pueden producir efectos indeseados en las actividades humanas.

La situación geográfica, geológica y la configuración del país, situada a lo largo de la frontera convergente entre las placas de Nazca y del Pacífico, y la orogenia relacionada de Los Andes, es favorable para la generación de todos los tipos de deslizamientos de tierra (SEPÚLVEDA *et al.*, 2006).

El Fiordo Comau está situado directamente en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), que es un sistema regional de fallas activas (VARGAS *et al.* 2013, HERVÉ *et al.*, 2017 en SOTO *et al.*,

2017b). La ZFLO abarca la zona de fiordos, canales, volcanes y archipiélagos del sur de Chile, las que se han generado debido a la acción glacial y tectónica (FERRANDO, 2002).

La provincia de Palena, donde está inserta el área de estudio, se localiza en la Cordillera Patagónica de Fiordos y ríos de control tectónico y Cordillera volcánica (BÖRGEL, 1993) lo cual configura a estas zonas como sistemas complejos desde el punto de vista morfológico y sistémico (en ARRATIA, 2017).

Las fuertes pendientes a lo largo de los valles glaciares, una cubierta de vegetación densa desarrollada sobre una fina capa de tierra (menos de un metro) y la unión de rocas cristalina son los principales factores de control de diferentes tipos de deslizamiento de tierra (NARANJO *et al.*, 2009).

Los diversos tipos de remociones en masa pueden ser desencadenados debido a eventos pluviométricos extremos intensos y/o actividad sísmica, como ocurrió en el fiordo Aysén en el sur de Chile durante el terremoto de 2007 en el enjambre sísmico de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (SEPÚLVEDA & NAQUIRA, 2011), cuyo terremoto principal generó cientos de remociones en masa que desencadenaron un tsunami local en el fiordo. Este destruyó granjas salmoneras, erosionó la línea de costa y causó víctimas fatales, con una ola de tsunami de 5-10m (SEPÚLVEDA & SEREY 2009; NARANJO *et al.*, 2009; SEPÚLVEDA *et al.*, 2010, en SOTO *et al.*, 2017b).

Es de gran importancia en el estudio de los procesos de remociones en masa, el papel de los factores que condicionan dichos procesos. Los factores condicionantes son aquellos elementos que determinan una condición potencialmente inestable, junto con agentes detonantes, condicionan la ocurrencia de remociones en masa, además de su velocidad y volumen de desplazamiento del material involucrado (SEPÚLVEDA *et al.*, 2008).

Las remociones en masa en las laderas son una de las geoamenazas más frecuentes, y su importancia ha ido en aumento a medida que el asentamiento humano crece en lugares con pendientes pronunciadas (NAQUIRA, 2009).

Según SOTO *et al.*, (2017b) las condiciones de geoamenaza en el fiordo Comau están asociadas a procesos hidrometeorológicos debido a las abundantes precipitaciones anuales, del orden de los 6.000 mm. Los rasgos geológicos y geomorfológicos propios de los fiordos, con altos niveles de pendiente en las laderas, con un 50% de la superficie sobre los 30°, con delgada o inexistente cobertura de suelos y densa vegetación arbórea, contribuyen a la inestabilidad de las laderas.

La autora también plantea que la presencia regional y local de la falla activa Liquiñe-Ofqui (ZFLO), contribuye a la ocurrencia de remociones en masa por actividad sísmica como también al volcanismo activo (erupción del volcán Chaitén en 2008).

Las amenazas naturales más frecuentes en los ambientes montañosos son los deslizamientos superficiales, asociados a la acción del modelado glacial (BLIKRA *et al.*, 2006, OPPIKOFER *et al.*, 2009), a tectónica regional y las condiciones climáticas actuales (SOTO *et al.*, 2017a; 2018, en SOTO *et al.*, 2017b)

Los autores plantean que los peligros naturales se deben a la interacción entre los cambios ambientales y sociales, y los patrones de uso de la tierra asociados con el desarrollo económico y los procesos de urbanización que aumentan la exposición y la vulnerabilidad de las personas.

Todo este complejo sistema requiere ser cabalmente comprendido e interpretado en términos de su comportamiento frente a los agentes endógenos y exógenos que actualmente lo someten a esfuerzos, porque de ello dependen los niveles de amenaza (Hazard) que puede presentar su estabilidad, o la magnitud de las manifestaciones en relación con el territorio al alcance de su influencia (FERRANDO, 2005).

A este escenario se suma la construcción de la continuación de la carretera Austral, diseñada en la ladera Este del fiordo Comau, que permitirá conectar Pichanco, Huinay y Leptepu, poniendo fin a la ruta marítima que conectaba estos sectores. Esta construcción permitirá aumentar la conectividad de la zona, con lo cual se espera que debido a la mejor conectividad aumente la cantidad de turistas, habitantes y crecimiento del sector pesquero, ya que los costos y dificultad de transporte disminuirían considerablemente.

La presente investigación, tiene como objetivo analizar el sistema de laderas del Fiordo Comau, en el Golfo de Ancud Región de los Lagos, con el fin de identificar los procesos de remociones en masa que se desarrollan en estas laderas y aquellos sectores potencialmente susceptibles a la generación de estos procesos en ambientes de mar interior, se plantea como una contribución social a la organización y gestión de los riesgos en un territorio tan poco investigado, identificando y analizando las condiciones de amenazas por remoción en masa localizados en las laderas del Fiordo Comau.

1.3. Área de estudio

En la presente investigación, se analizan las áreas que pueden ser afectadas por procesos de remociones en masa en el sistema de laderas del Fiordo Comau, en el Golfo de Ancud Región de los Lagos.

El Fiordo Comau se localiza en los 42°11' - 42°29' Lat Sur y 72°35' - 72°22' Long Oeste aproximadamente, comprende las Comunas de Hualilahué y Chaitén (Figura 1). Las localidades pobladas en el fiordo Comau, son Huinay, Telele, Leptepu, Vodudahue y porcelana, habitan 28 familias. La población flotante asociadas a trabajos temporales de salmoneras alcanza a las 300 personas (ARRATIA, 2017).

El Fiordo Comau es parte de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), específicamente corresponde a un sector de falla estructural longitudinal de 68 km que se extiende de norte a sur, profundamente remodelada con el paso de los glaciares continentales durante las glaciaciones del período Cuaternario. En algunos lugares existen rastros del levantamiento del lecho después de las glaciaciones, en la forma de bancos de conchas fosilizadas. El campo de hielo que se deslizó por el fiordo, atrapado entre las altas montañas, modeló el valle a grandes profundidades, las que con el tiempo han sido parcialmente rellenas con sedimento. A pesar de esta sedimentación, las montañas se elevan a una altitud de 2.000 m.s.n.m. mientras que la máxima profundidad del agua es de 500 m. (CENTRO CIENTÍFICO HUINAY, 2015).

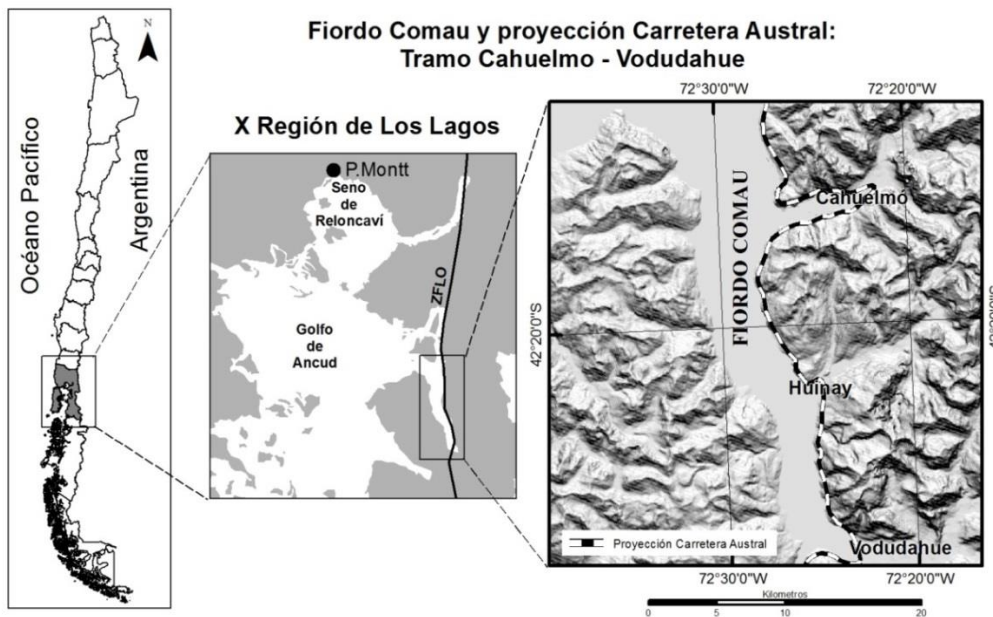


Figura 1: Área de Estudio. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Algunas islas y conjuntos de ellas corresponden a remanentes de arcos morrenicos de la última Glaciación (Wurm o Wisconsin); los depósitos morrenicos de la última glaciación pertenecen a tres unidades glaciares: Glaciar Todos Los Santos-Llanquihue, Glaciar Reloncaví y Glaciar Comau o Leptepu, los cuales corresponden en general a depósitos compuestos por rodados, tanto graníticos como volcánicos conformando depósitos caóticos, sin estructuras (FERRANDO, 1975).

El ambiente de mar interior de condiciones macromareales, conforma un territorio geográfico de alta complejidad y variedad de formas, playas, estuarios, deltas, ríos, fiordos y glaciares, como síntesis de la convergencia de procesos dinámicos de diferente naturaleza que han configurado el paisaje.

1.4. Antecedentes Generales

a) CLIMA

De acuerdo con la taxonomía climática de Köppen (1931), la zona climática de Huinay se cataloga como clima templado húmedo (Cfb), sin estación seca (FITZEK, 2014).

El promedio de temperatura anual es aproximadamente de 10.5° C. La temperatura diaria puede ser muy variable dependiendo de nubosidad, viento y hora del día. La radiación solar en los días claros es muy intensa. El viento es un fuerte factor del clima en Huinay, específicamente en los días claros y cálidos cuando se producen corrientes de convección por el calentamiento de las montañas, alrededor se registran velocidades de viento de 5,4 km/h en esos días. En días con más viento, las ráfagas podrán ocasionalmente exceder los 65 km/h. (CENTRO CIENTÍFICO HUINAY, 2015).

De acuerdo a datos registrados en la estación meteorológica situada al interior del fiordo en la Fundación Huinay, el comportamiento anual de las lluvias es muy variable, con la posibilidad de 2 a 3 meses generalmente secos en verano (de Diciembre a Marzo) y lluvia el resto del año.

Al analizar la Figura 2 de precipitaciones anuales de la estación El Tepual – Puerto Montt se observa que los valores para la serie de 87 años varían entre un valor máximo de 2.446 mm para el año 1.929 y un mínimo de 1.050,1 mm, para el año 1998. Se observa a partir del año 1929 una tendencia a una baja paulatina de las precipitaciones alcanzando un total anual para el año 2015 de 1.432,9 mm.

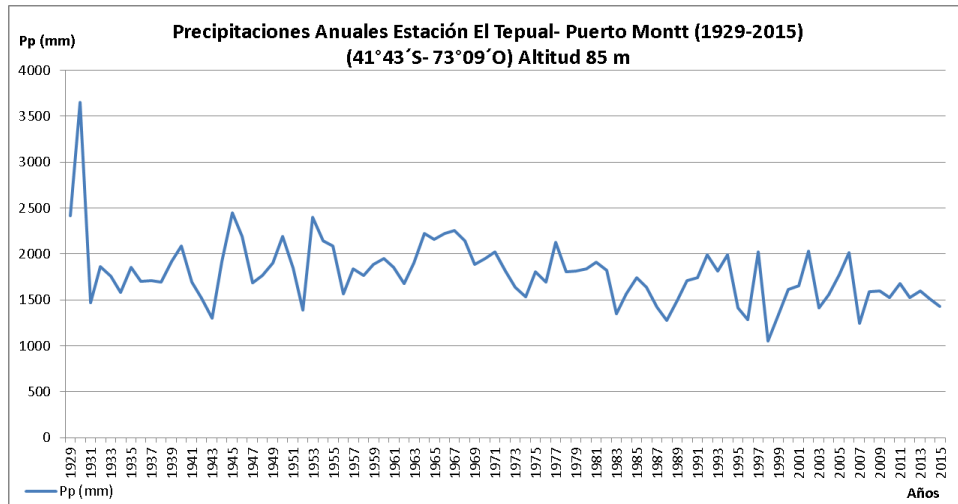


Figura 2: Gráfico Precipitaciones Anuales estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015).
Fuente: ALBORNOZ (2017), FONDECYT N° 1151087

Con respecto a la Figura 3, de precipitaciones máximas en 24 horas se observan valores que van desde un máximo de 133 mm en el año 1929 y un valor mínimo de 15 mm en el año 1937.

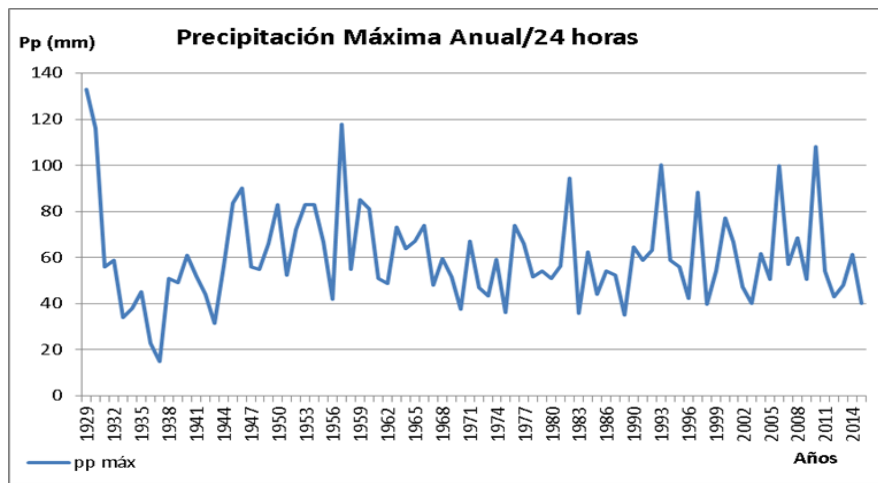


Figura 3: Gráfico Precipitación máxima Anual (24 horas) Estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015).
Fuente: ALBORNOZ (2017), FONDECYT N° 1151087.

En el año 1929, se registra para esta estación la intensidad máxima de precipitación diaria en 24 horas y no se tiene registro de ocurrencia de evento de remoción en masa. El segundo valor más alto ocurrió en el mes Julio del año 1957 alcanzando un total de 117,8 mm, este valor máximo coincide con la gran remoción que se tiene registro en Huinay (1957). Se pudo establecer este valor de precipitaciones como umbral para generar eventos de remociones en masa y que equivale a las precipitaciones de un periodo de retorno de 50 años (ALBORNOZ, 2017). Esta remoción en masa es clasificada como deslizamiento de roca y suelo no actual, ya que actualmente está

cubierta con vegetación, entre las especies que destacan es *Pilgerodendron uviferum*, con pendientes superiores a 30°; el límite de altitud de la vegetación se ha identificado como 1000 m.s.n.m. (SOTO *et al.*, 2017a) Otro valor importante es para el año 2010, en un día la intensidad máxima fue de 108,2 mm de precipitación.

Es importante considerar que cuando ocurrió la gran remoción de Huinay la intensidad máxima de lluvia para los 3 días consecutivos entre el 23 y el 25 de Julio de 1957 alcanzó los siguientes valores de precipitación: el 1° día es de 18,5 mm, para el día 2° de 117,8 mm y para el día 3° de 14 mm, alcanzando un total acumulado de 150,3 mm.

En base a datos obtenidos en la estación Huinay, en la Figura 4 se observa que desde 2002 a 2011, todos los años se han registrado precipitaciones sobre los 4.000 mm, alcanzando su máximo el año 2009, con 6.719,5 mm. No hay registros de remoción en masa.

En datos registrados en la estación Huinay el 21 de Julio de 2006, el valor máximo de intensidad de la lluvia en 24 horas fue de 172,8 mm. Según datos registrado la intensidad máxima para 3 días consecutivos entre el 1 de Julio y 3 de Julio de 2006 alcanzó los siguientes valores de precipitación; el 1° día es de 172,2 mm, para el día 2° de 51,7 mm y para el día 3° de 43,6 mm, alcanzando un total acumulado de 267,5 mm.

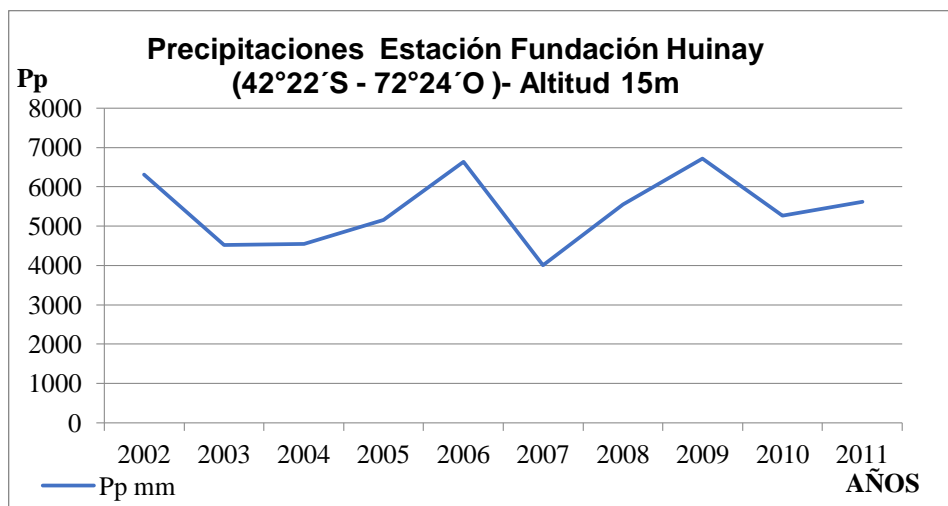


Figura 4: Gráfico Precipitaciones Estación Huinay (2002-2011).
Fuente: ALBORNOZ (2017), FONDECYT N° 1151087.

De acuerdo con la Figura 5, el índice de concentración (*Concentration Index*, CI) aplicado por SARRICOLEA (2014) para la estación Puerto Montt desde el año 1971 presenta una tendencia a la baja de sus valores y alcanzando un valor de 0,50 en 1986.

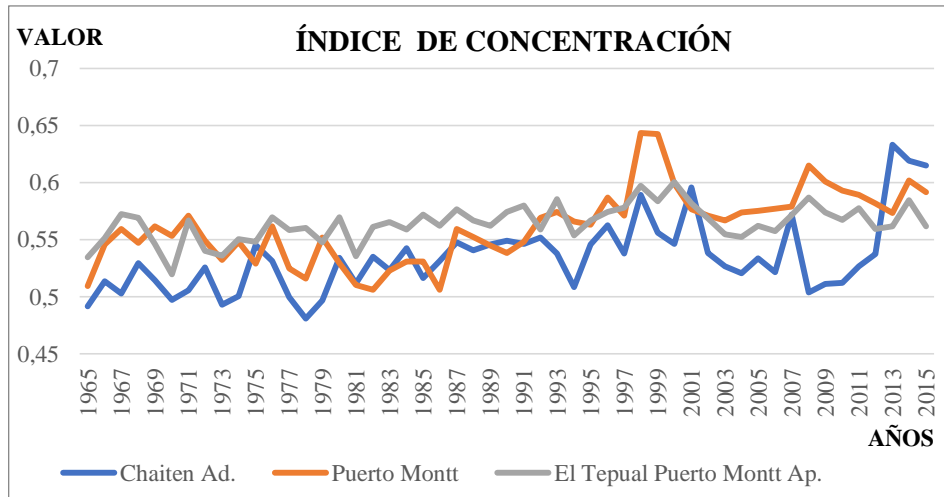


Figura 5: Índice de Concentración Estaciones Chaitén, Puerto Montt, El Tepual-Puerto Montt (1965-2015).
Fuente: ALBORNOZ (2017) FONDECYT N° 1151087.

Luego se presenta un aumento paulatino alcanzando su máximo en el año 1998 con un valor de 0,64. Desde el año 1999 presenta una tendencia a disminuir su valor hasta el año 2013 alcanzando un valor de 0,57, finalmente en el año 2014 aumenta a 0,60 para luego disminuir su valor a 0,59 en 2015.

Para la estación El Tepual - Puerto Montt presenta un índice de concentración que fluctúa entre el mínimo de 0,51 para el año 1970 y un valor máximo de 0,6 registrado en el año 2000. Desde el año 1981 (0,53) presenta una tendencia al aumento hasta alcanzar valores de 0,60 en el año 2000.

En general en los últimos años, las tres estaciones representadas gráficamente presentan para los años 2014 y 2015 una disminución del valor del CI, de 0,63 a 0,61 en la estación Chaitén, de 0,60 a 0,59 en la estación Puerto Montt y de 0,58 a 0,56 en la estación El Tepual- Puerto Montt. Este índice permite estimar que las precipitaciones se han concentrado sobretodo en la estación Chaitén la más al sur del área estudiada.

b) VEGETACIÓN

Las condiciones climáticas del sector favorecen el desarrollo de una vegetación espesa, donde los tipos forestales predominantes corresponden al bosque siempre verde y al Ciprés de las Guaitecas (*Pilgerodendron uviferum*) (QUINTANILLA, 1999).

De acuerdo con QUINTANILLA (1993) este sector costero ha sido muy explotado decenios atrás para la extracción de madera. La inestabilidad de las laderas genera continuos remociones en

masa que se constituyen en parte de los procesos que controlan las sucesiones vegetales de este ambiente.

FITZEK (2014), se refiere a la sinopsis bioclimática y vegetal que LUEBERT & PLISCOFF (2006) proyecta para el área de Huinay con tres formaciones boscosas: bosque siempreverde en la franja costera y en los valles; bosque resinoso en una cierta banda en altura de los cerros en la mitad occidental; y bosque caducifolio a mayor altura y hacia el Este del fundo, transición que refleja los gradientes desde el bioclima hiperoceánico hacia el bioclima continental (Figura 6).

Este tipo de bosque siempreverde con elementos micrófilos y laurifolios se encuentra desde la orilla rocosa del mar, iniciándose en una franja de Tepú (*Tepualia stipularis*) - en rocas expuestas - murta, y se extiende hasta alrededor de los 650 msnm. Según la altura se pueden distinguir diversas bandas de distribución de especies (CENTRO CIENTÍFICO HUINAY, 2015).

Hasta los 250 msnm dominan grandes Ulmos (*Eucryphia cordifolia*), Coigües (*Nothofagus dombeyi* y *nitida*), Tepas (Laureliopsis) y Laureles (*Laurus nobilis*); en zonas en recuperación de rodados se encuentran además Notro (*Embothrium coccineum*), Quiaca (*Caldcluvia paniculata*) y Tenío (*Weinmannia trichosperma*). También es posible hallar avellano (*Corylus avellana*), diversos Voques (enredaderas), Maquí (*Aristotelia chilensis*), Corcolén (*Lomatia dentata*), Espino Negro (*Rhamnus lycioides*), Tepú (*Tepualia stipularis*) y algunos canelos (*Drimys winteri*) e incluso solitarios ejemplares de coníferas. Muchos árboles como Tapa (Laureliopsis) y Ulmo (*Eucryphia cordifolia*) están cubiertos de epifitos; el sotobosque da lugar, según inclinación del terreno, a luminosidad y ausencia de quilantales, a plantas herbáceas, e.g. solanáceas, y un gran número de especies de helechos, musgos, hepáticas, hongos y líquenes (CENTRO CIENTÍFICO HUINAY, 2015).



Figura 6: Vegetación flanco de valle Este del Fiordo Comau. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En lugares degradados, con suficiente humedad, aparecen extensos campos del helecho (*Lophosoria quadripinnata*) y/o Nalca (*Gunnera tinctoria*) (CENTRO CIENTÍFICO HUINAY, 2015).

En laderas donde se identificaron procesos de remociones en masa están generalmente dominadas por Coigüe común (*Nothofagus dombeyi*). En áreas geomorfológicamente estables se ha observado la presencia de una franja de hasta 250m grandes Ulmos (*Eucryphia cordifolia*). Estos se mezclan en el estrato dominante con Tineos (*Weinmannia trichosperma*), Tiacas (*Caldcluvia paniculata*) y Tepas (Laureliopsis). También hay presencia de Canelo (*Drimys winteri*), Avellano (*Corylus avellana*) y Luma (*Amomyrtus luma*). Algunas laderas muy inclinadas del talud del Cerro Tambor y del lado Norte del valle Lloncochaigua están colonizadas por helechos (*Lophosoria quadripinnata*, en condiciones más húmedas *Blechnum chilense*) o Nalcas (*Gunnera tinctoria*) (FITZEK, 2014).

La historia de intervención antrópica del paisaje vegetal presente en Huinay se remonta al Siglo XVIII, fecha en que los registros históricos describen una intensa explotación de los bosques de Alerce (*Fitzroya cupressoides*) de la zona del fiordo Comau, indicando que los hacheros viajaban de zonas aledañas, fundamentalmente de la Isla de Chiloé, para trabajar en las faenas de tala y extracción de la madera (SOTO & FLORES, 2011).

En los bordes costeros de las laderas se presentan sectores de color verde más claro que resalta entre árboles adultos y se encuentran invadidos por espesos matorrales de *Chusquea valdiviensis*, o helechos. Estos claros pueden tener su origen en la tala selectiva de árboles para proveer material de construcción y leña, ya que desde la orilla de mar la madera es relativamente fácil de transportar a los centros poblados (FITZEK, 2014).

Las zonas alteradas, serán el resultado de los asentamientos humanos activos en tiempos pasados, como la extracción, la tala de alerces, prados para el ganado, cultivos e introducción de especies vegetales del Viejo Mundo (SOTO & FLORES, 2011).

c) GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA

La evolución geológica en esta zona ha sido menos estudiada que otras regiones, debido principalmente a la falta de carreteras continuas de las áreas adyacentes del continente además de una cubierta forestal muy densa (HERVE *et al.*, 2017).

La estructura geológica del sur de Chile es relativamente nueva y muy compleja. En el Cuaternario, además de los procesos volcánicos y tectónicos se produjo un importante modelado del territorio por efecto de las glaciaciones que caracterizaron la zona costera de esa área, con la presencia de una compleja red de canales y fiordos, que entran en el continente (RIOS & CISTERNAS, 1998 en DELGADO, 2004).

La zona estudiada está comprendida en la Patagonia chilena, específicamente en su parte norte. En esta zona se pueden diferenciar las siguientes unidades morfológicas: Cordillera de la Costa, Golfo de Ancud y Cordillera Principal (PANKHURST & HERVÉ, 2007 en MOLINA, 2016).

En esta zona la Cordillera de la Costa está constituida principalmente por rocas metamórficas que representan al prisma acrecional del Paleozoico Superior. Estas rocas afloran en las costas de Chile a partir de los 34°S. Los afloramientos de esta edad están cubiertos localmente por sedimentos terciarios, depósitos volcánicos y sedimentos glaciales del Pleistoceno (CHARRIER *et al.*, 2007). El Golfo de Ancud corresponde a la continuación sur del valle central de Chile. Éste corresponde a una depresión que en esta zona está cubierta por el mar (HERVÉ & OTA, 1993).

La Cordillera principal, también conocida como Andes Patagónicos, está constituida principalmente por el Batolito Nor-Patagónico de edad Cretácico-Pleistoceno. También presenta franjas de rocas metamórficas del complejo acrecionario, las cuales afloran en las cercanías de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). En esta zona el arco magmático actual está representado por la Zona Volcánica Sur (ZVS) (CHARRIER *et al.*, 2007).

Según HERVE *et al.*, (2017) la zona se enfrenta a la subducción de la placa de Nazca, con la triple unión de Chile que se encuentra a 300 km. suroeste. Un complejo metamórfico, que ha sido correlacionado (CEMBRANO, 1990, PANKRUSH *et al.*, 1992) con el complejo acrecional tardío del Paleozoico de la Cordillera Costera (por ejemplo, HERVÉ, 1988), forma parte importante de los afloramientos.

El área de estudio en relación con su contexto tectográfico está inserta en un área representada por el Batolito Nor-Patagónico Mesozoico-Cenoico (NPB) y la Zona Volcánica Sur (SVZ), comprendida entre los 33°S y los 46°S (LÓPEZ-ESCOBAR & MORENO, 1994) con 1.400 km de longitud. En esta zona se ubican más de 70 de los 100 estratovolcanes con actividad Pleistoceno-Holoceno del país y numerosos centros eruptivos menores.

El Batolito Patagónico se divide en 2 segmentos principales: el Batolito Patagónico Norte (BNP): ubicado entre los 40°S y 47°S, y el Batolito Patagónico Sur (BSP): ubicado entre los 47°S y 56°S. El BNP intruye rocas metamórficas del Mesozoico temprano asociadas a un prisma de acreción,

que se ubican en el costado este de la Cordillera de la Costa (HERVÉ et al., 1999, 2000, 2017; HERVÉ & FANNING, 2001; MARTIN et al., 1999; DUHART et al., 2000 en CHARRIER *et al.*, 2007).

La zona patagónica, geológicamente presenta un patrón regional de fracturación en dirección Sur-Norte relacionado estrechamente con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). De esta forma la morfoestructura de la depresión longitudinal marina de Norpatagonia, obedece a un bloque hundido de la plataforma (ARAYA-VERGARA, 1997).

La ZFLO abarca la zona de fiordos, canales, volcanes y archipiélagos del sur de Chile, las que se han generado debido a la acción glacial y tectónica (FERRANDO, 2002). El levantamiento intenso y la erosión durante el episodio contraccional del Mioceno tardío (ADRIASOLA *et al.*, 2005) expusieron rocas plutónicas del Batholito Patagónico Norte a lo largo de la traza del ZFLO (HERVE *et al.*, 2017).

A la zona de falla se asocia también la presencia de una serie de volcanes activos, incluyendo el volcán Chaitén que manifestó una gran erupción explosiva el 2008 (LARA, 2009). La moderna cadena de volcanes de la zona de supra-subducción sobrepasó el período glacial durante el cual el área de estudio estaba completamente cubierto de hielo (HEUSSER, 1990).

De acuerdo con lo planteado por NAQUIRA (2009), la actividad sísmica del área se asocia a la ZFLO, que se extiende desde la Zona de Liquiñe en la provincia de Valdivia, hasta el Golfo de Penas por el Sur (Figura 7). La subducción oblicua se ha considerado como la principal causa de la deformación de cizalle lateral a lo largo de la falla (HERVÉ, 1976; CEMBRANO, 1992 en CHARRIER *et al.*, 2007).

NAQUIRA (2009) también se refiere a otros autores que consideran que la generación y/o activación de la zona de falla sería una respuesta mecánica y termal del margen continental a la colisión de la Dorsal de Chile con la Placa Sudamericana, en el extremo sur de la zona de falla (46°30'). Los conjuntos de roca metamórfica en el fiordo Comau, corresponde a roca metamórfica del Paleozoico Triásico (MPT) definidas por Encina et al., (2014), esta unidad lleva basaltos de almohada en diferentes etapas de deformación y metamorfismo (HERVE *et al.*, 2017).

Uno de los principales rasgos estructurales de la zona corresponde al sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (HERVÉ 1976, HERVE *et al.*, 2017), el cual corresponde a una zona de falla intra arco de rumbo, la cual acomoda gran parte de la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la Sudamericana, al norte del punto triple.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

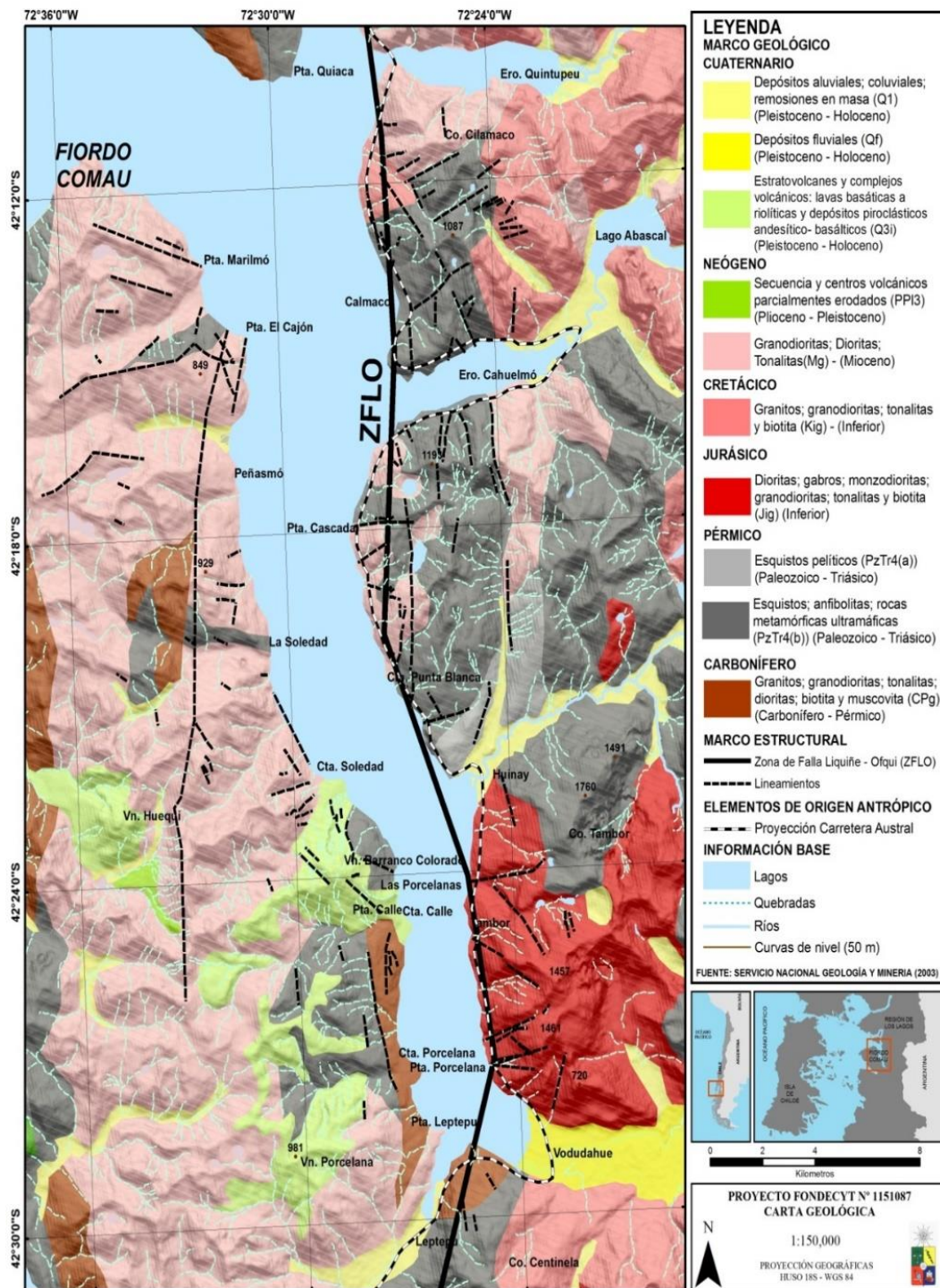


Figura 7: Carta Geológica Área de Estudio. Fuente: Mapa Geológico de Chile: SERNAGEOMIN (2003), HERVÉ (1976). FONDECYT N° 1151087

La ZFLO corresponde a un conjunto de lineamientos coincidentes espacialmente con el eje mio-plioceno del Batolito Norpatagónico, y con la cadena volcánica reciente (LAVENU & CEMBRANO, 1994).

Consta de dos segmentos rectos, con rumbo NNE, de centenares de kilómetros de largo unidos por lineamientos NE en echelón, arreglo espacial similar a un duplex de rumbo (Figura 8). Además, presenta una serie de fallas cóncavas al suroeste (CEMBRANO & HERVÉ, 1993 en NAQUIRA, 2009). A escala regional se caracteriza por dos segmentos de tendencias NNE-SSW principales unidos por NE-SW orientado en niveles de lineamientos y se interpreta como un duplex de desgarre CEMBRANO *et al.*, 1996).



Figura 8: ZFLO y estructuras asociadas y centros volcánicos. Está indicada la cuenca pull-apart Golfo de Penas. Basado en López-Escobar et al. (1995^a), Cembrano et al. (1996) y Silva (2003).Clave: 1, traza principal de la Zona Falla Liquiñe-Ofqui; 2, trazas de principal de la Zona Falla Liquiñe-Ofqui; 2, trazas de fallas inferidas; 3, centros volcánicos cuaternarios; 4, la ubicación aproximada de la zanja Chile; 5, vector de subducción; 6, Triple unión Nazca-Antártida-América del Sur. Fuente: CHARRIER et al., 2007.

d) SUELOS

Según FITZEK (2014), los suelos de la comuna Hualaihué no han sido clasificados por estudios específicos, aunque claramente siguen siendo del tipo de cenizas estratificadas encontrados a lo largo de la Cordillera más al norte de la Región de Los Lagos. En Huinay, debido al contenido orgánico de los suelos la coloración de los horizontes es generalmente oscura, con matices dominantes amarillo-rojos (Figura 9).

La coloración más frecuente es 10YR 3/1 a 10YR 3/3, también se encuentran horizontes amarillos (5Y 4/3; 2,5Y 4/3) y levemente rojos (7,5R 3/1) (valores según Tabla de colores Munsell para suelos). Los suelos corresponden al tipo trumao de cordillera, originados por depositación directa de arenas volcánicas recientes de naturaleza basáltico andesítico, mezcladas con cenizas y pómez, derivadas de la actividad volcánica cuaternaria (BESOAÍN, 1985 en SOTO & FLORES, 2011).



Figura 9: Suelo flanco Este del fiordo en sustrato de roca intrusiva. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

e) HIDROGRAFÍA

Las principales cuencas hidrográficas del área de estudio, corresponde a la Cuenca de Cahuelmó (201,09 km²), en el sector noreste se encuentra la Laguna Abascal desemboca en este mismo estero. La cuenca de Huinay, con una superficie de 30,73 km², el cual se une a la cuenca de Lloncochaigua con una extensión de 113,86 km², ambos ríos forman la desembocadura de Huinay-Lloncochaigua ubicados en la ladera Oriental del fiordo. En la ladera Oeste destacan de norte a sur: río Telele, estero Soledad y río Porcelana.

Al sur del área de estudio se encuentra la Cuenca Barceló-Vodudahue, que es uno de los cursos de agua más importantes de la zona, ya que posee una cuenca de 940 km², tiene una extensión de 47 km, donde tiene por base de equilibrio el Fiordo Comau y se adentra en el continente con una dirección SSE. La cuenca de este río se caracteriza por ser de tipo dendrítica y a lo largo de su curso recibe el aporte de más de 8 tributarios (NIEMEYER, 1980 en MOLINA, 2016).

De acuerdo con FITZEK (2014), todos estos ríos son de régimen pluvio-nival y sus caudales junto a un gran número de arroyos y cascadas en las laderas reaccionan con cambios marcados a las fuertes lluvias que pueden llegar a valores de 25 mm de agua caída en dos horas, medidos en la estación meteorológica de Huinay.

La cordillera de los Andes, constituida, en esta parte del país, por rocas intrusivas, graníticas, en casi un 80% aparece como un conjunto orográfico fuertemente disectado y rebajado por la erosión glacial y peri glacial, durante glaciaciones pleistocénicas, en la que actuó como centro de acopio de las precipitaciones sólidas y, efluente de enormes volúmenes de hielo y sedimento hacia la Depresión Central (FERRANDO, 1975).

Para este autor la red de líneas de debilidad tectónica (fallas y fracturas) se convirtió en el elemento rector del trazado de valles glaciales, principal accidente morfológico de la cadena andina de este sector.

1.5. Hipótesis

La configuración del paisaje de los Andes de Chiloé, de los fiordos, canales y mar interior son la respuesta de una condición tectónica asociada regionalmente a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que estructuró el paisaje y que fue posteriormente modelado durante las glaciaciones del Pleistoceno.

El paisaje actual como forma heredada de la evolución tectónica y glaciaria, tiene una dinámica asociada a las actuales condiciones climáticas, oceánicas y biogeográficas. Los agentes exógenos y endógenos que actúan en el fiordo Comau provocan rupturas de equilibrio de las formas de relieve existentes. Consecuentemente, las áreas de influencia de las cuencas y de las laderas se verán impactadas con la generación de procesos de remociones en masa en laderas y valles.

1.6. Objetivos

1.6.1. Objetivo General:

Evaluar la susceptibilidad de generar procesos de remoción en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de los Lagos.

1.6.2. Objetivos específicos:

- a) Caracterizar el paisaje geológico y estructural del Fiordo Comau, en el contexto de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO).
- b) Identificar y clasificar la geomorfología con énfasis en las formas y procesos asociados en las laderas del fiordo.
- c) Identificar y clasificar las remociones en masa declaradas en las laderas del fiordo.
- d) Identificar y caracterizar los factores condicionantes de remociones en masa.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

El nuevo escenario territorial generado por el cambio climático y la globalización económica ha aumentado la vulnerabilidad de la población a sufrir eventos asociados a riesgos naturales (CASTRO *et al.*, 2008).

De acuerdo con CHARDÓN & GONZÁLEZ (2002 en ARRATIA, 2017) el riesgo resulta del cruce probable en el espacio como en el tiempo de una amenaza de magnitud determinada y de un elemento relativamente vulnerable a ella, por lo tanto, la magnitud del riesgo depende de la amenaza y la vulnerabilidad.

La amenaza es un evento que tiene la probabilidad de ocurrir y la capacidad de producir daños físicos, económicos y ambientales. Su origen puede ser natural, socio natural o tecnológico (CENAPRED, 2006 & COMUNIDAD ANDINA *et al.*, 2007 en DE LA LUZ, 2011).

CHARDÓN & GONZÁLEZ (2002), define la amenaza de origen natural como aquellos elementos del ambiente biofísico que son peligrosos al hombre y que están causados por fuerzas extrañas a él, las cuales incluyen fenómenos atmosféricos, hidrológicos, geológicos (sísmicos y volcánicos), e incendios. En tanto lo define como un peligro latente asociado con la posible manifestación de un fenómeno físico cuyo origen se encuentra en los procesos naturales de transformación y modificación del ambiente (CARDONA, 2009 en ARRATIA, 2016).

La Organización de las Naciones Unidas (ONU) (2004) por otro lado define amenazas naturales como procesos o fenómenos naturales que tienen lugar en la biosfera y pueden resultar en un evento nocivo y causar la muerte o lesiones, daños materiales, degradación ambiental o interrupción de los procesos sociales, económicos. Si bien esta definición hace relación a eventos de carácter natural. Cabe destacar que la amenaza de origen natural no es causante de la degradación el asentamiento humano y ambiental, ya que se entiende que estos eventos han existido siempre en la tierra y sólo ante las prácticas asociadas estos son vistos como una amenaza, pero no para la naturaleza en sí misma.

En CASTRO *et al.*, (2008) establecen que los desastres no son naturales, en la mayoría de los casos, son generados y construidos socialmente. El fenómeno “detonante” para que el desastre se produzca puede ser de origen natural, pero es la intervención del hombre, de la sociedad sobre el territorio que ocupa, la que genera y modifica las condiciones de riesgo (factores de amenaza y factores de vulnerabilidad), que al no ser manejado o intervenido, se materializa en un desastre.

Según la Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres, UNISDR (2009) la amenaza se define como un fenómeno, sustancia, actividad humana o condición peligrosa que pueden ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales, esta definición también es compartida por la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI, 2015).

Según IBARRA *et al.*, (2016) en Chile la actividad volcánica, terremotos y tsunamis, remociones en masa e inundaciones fluviales constituyen una condición de amenaza recurrente y de riesgo para la sociedad y la actividad productiva, generando grandes pérdidas económicas (SARMIENTO *et al.*, 2015). Debido a la influencia de un margen de subducción activo, Chile tiene un alto y variado nivel de amenazas de origen natural, debido a una variedad de procesos geomorfológicos y geológicos.

La amenaza o peligrosidad a los movimientos de ladera, se define como la probabilidad de ocurrencia del fenómeno dentro de un período de tiempo determinado y en un área específica. Implica por tanto, localizar las áreas inestables y las potencialmente inestables. La amenaza se expresa como función de la susceptibilidad del terreno a deslizarse y el detonante (NAVARRO, 2011).

Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores (HAUSER, 1993). Estos movimientos tienen carácter descendente ya que están fundamentalmente controlados por la gravedad (CRUDEN, 1991 en NAQUIRA, 2009).

Estos movimientos corresponden, intrínsecamente a procesos gravitatorios, considerando que una porción específica del conjunto del terreno se desplaza hasta una cota o nivel inferior a la original. Se destacan aquellos de carácter interno o intrínseco, que caracterizan o definen el material: litología, estructura, comportamiento hidrogeológico, estados tensos deformativos, propiedades físicas y externos, tales como aplicación de cargas estáticas o dinámicas, variaciones en las condiciones hidrogeológicas, factores climáticos, alteraciones en la geometría de los taludes (HAUSER, 1993).

Las remociones en masa son el resultado de la ruptura de un estado de equilibrio mecánico en el que las fuerzas de resistencia al movimiento son superadas por fuerzas que actúan a favor del movimiento. Por tal razón, si las fuerzas resistentes superan la componente de peso, el terreno permanece estable, pero si aumenta la componente del peso, o disminuyen las fuerzas resistentes,

pueden tener lugar las remociones en masa (AYALA-CARCEDO, 2002b; RIOS y SAEZ, 2002 en VALDES 2010).

La distribución espacial y el patrón temporal de las fallas de las laderas rocosas son de gran importancia en la evaluación de los niveles de peligro (BLIKRA, 2006). La razón de la aparición y la naturaleza de desencadenar mecanismos de fallas en pendiente de roca son aún poco conocidas. Los factores claves probablemente incluyen procesos de activación e influencia sísmica, aunque en algunas zonas el efecto de descarga glacial durante la deglaciación puede haber jugado un papel importante (BLIKRA, 2006).

Las remociones en masa en zonas costeras pueden ser una importante fuente de riesgo en ambientes de fiordos, con el potencial de causar daños directos a poblaciones locales, así como daños indirectos por la generación de tsunamis locales. Diversos tipos de remoción en masa pueden ser desencadenados debido a eventos pluviométricos extremos intensos y/o actividad sísmica, como ocurrió en el fiordo Aysén en el sur de Chile durante el terremoto de 2007 en el enjambre sismo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (SEPÚLVEDA & NAQUIRA, 2011).

Cuando estos procesos llevan a la pérdida de vidas y propiedades, se convierten en desastres, (AYALA Y CARCEDO y OLCINA, 2002; TARBUCK y LUTGENS, 1999), los cuales dejan en evidencia la vulnerabilidad de los territorios ante las amenazas naturales. Es relevante mencionar la diferencia entre riesgo y desastre, ya que este último es la expresión de riesgos no manejados adecuadamente (EDWARDS, 2016), es por esto, que definir un desastre como natural se tiene como percepción que los desastres son sinónimo de eventos inevitables e inesperados en que al hombre sólo se le percibe como una víctima de los desastres y no como responsable de la construcción de riesgo que permite que existan desastres (GELLERT DE PINTO, 2012 en ARRATIA 2017).

El análisis de peligrosidad y manejo del riesgo por procesos de remoción en masa, comienza por la detección y mapeo exhaustivo de los mismos, lo cual sirve de base para el entendimiento de su ocurrencia espacial y temporal (CARRARA & MERENDA, 1976; GUZZETTI *et al.*, 2000; BRARDIONI *et al.*, 2003; MARTHA *et al.*, 2010 en CARDOZO, 2013).

Esta autora también estima que un mapa inventario permite conocer la localización y cuando se sabe, la fecha de ocurrencia y tipos de movimientos que han dejado una huella discernible en un área (BRUCE *et al.*, 2004; GUZZETTI *et al.*, 2006). Se entiende, en general, que futuros eventos ocurrirán bajo similares condiciones geo-ambientales que ocurrieron y dieron origen a los eventos del pasado.

Un mapa de distribución de remociones en masa, inclusive de eventos pasados, puede ser considerado una variable importante, dado que muestra la distribución del fenómeno que se pretende predecir (CARRARA *et al.*, 1992; VAN WESTEN, 1993).

NAVARRO (2011) define la susceptibilidad del suelo a los movimientos de ladera como la favorabilidad del ambiente físico y de los elementos inherentes de las masas de terreno y superficie como la geología, pendiente, geomorfología, usos del suelo, etc., a la ocurrencia de deslizamientos.

El análisis de susceptibilidad es considerado un análisis espacial (COROMINAS *et al.*, 2003). La susceptibilidad, es el grado en el cual un área puede ser afectada por futuros movimientos; una estimación de dónde podrían ocurrir estos movimientos (GUZZETTI *et al.*, 1999; 2005; 2006; 2009 en CARDOZO, 2013). La identificación y zonación de la susceptibilidad forman parte de las primeras y más importantes labores en el contexto de la prevención y mitigación en la gestión del riesgo (SUÁREZ *et al.*, 2009).

NAQUIRA (2009) estima que la predicción de la susceptibilidad de remociones en masa se basa en el asumir que los eventos ocurridos en el pasado entregan información predictiva sobre las condiciones necesarias para la ubicación de futuros eventos (SOETERS & VAN WESTEN, 1996). Por esta razón, el mapeo de las remociones en masa, y de los distintos factores que influyen estos fenómenos es muy importante.

Existen diferentes formas de realizar el mapeo de las áreas susceptibles por procesos de remoción en masa. De hecho, la identificación de tales movimientos es considerada en sí misma un mapeo de áreas susceptibles teniendo en cuenta que futuros movimientos de laderas tienen alta probabilidad de ocurrir donde ya ocurrieron en el pasado CROZIER Y GLADE (2005 en CARDOZO, 2013).

Según esta autora, existen diversas metodologías para estimar la susceptibilidad del área en estudio para generar procesos de remoción en masa (Figura 10), entre ellos destacan:

A) El método heurístico o cualitativo según van WESTEN *et al.*, (1997 en CARDOZO, 2013), es el más subjetivo de todos ya que un especialista es el que decide el tipo o grado de susceptibilidad para una zona en cuestión, utilizando la asignación directa o indirecta.

Así, dos tipos de análisis heurísticos pueden distinguirse: el análisis geomorfológico y, (2) la combinación cualitativa de mapas.

En el primero, conocido también como método de cartografía directa, el grado de susceptibilidad del terreno es determinado directamente en el campo en base al conocimiento y experiencia del investigador. En el segundo, en este método, el científico usa su criterio experto para asignar pesos (valores que representan un determinado grado de importancia) a una serie de mapas parámetro (mapas de factores condicionantes que se consideran relacionados con la ocurrencia de movimientos de laderas). Tales factores se suman de acuerdo con éstos pesos, dando como resultado valores de susceptibilidad que pueden ser agrupados en categorías o clases.

B) El método determinístico, tiene como base a los modelos hidrológicos y de estabilidad que consideran la información detallada de las pendientes fundadas en la mecánica de suelos. Éste método busca eliminar la subjetividad cuantificando los grados de susceptibilidad (BARREDO *et al.*, 2000). Una gran ventaja de éste método es el alto grado de simplificación. Este tipo de metodología debe ser empleado cuando las condiciones del terreno son relativamente uniformes y la tipología de los procesos de remoción en masa es bien conocida y fácilmente analizable.

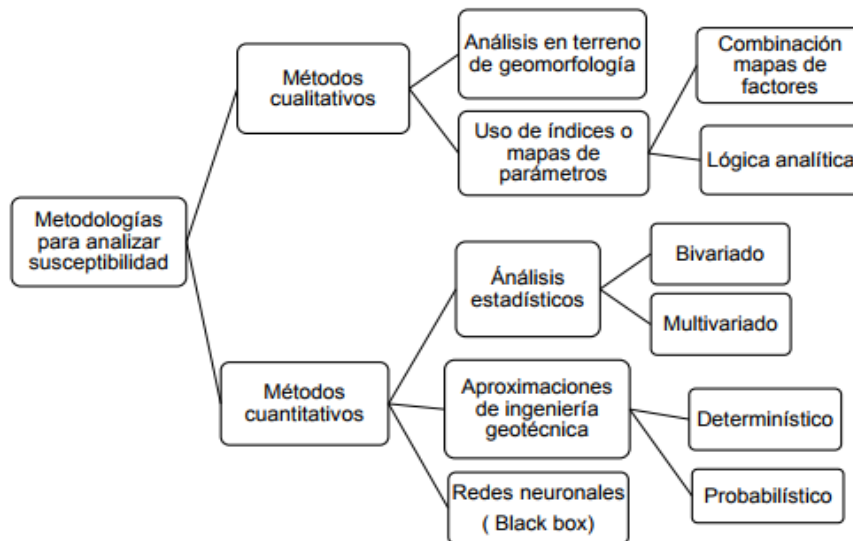


Figura 10: Clasificación de métodos para análisis de susceptibilidad. Adaptado de Aleotti y Chowdhury, 1999 en MOLINA (2016).

2.1. Factores Condicionantes de Remociones en Masa

Los factores condicionantes corresponden a aquéllos que generan una situación potencialmente inestable. Estos corresponden principalmente a la geomorfología, geología, geotecnia y vegetación, que actúan controlando la susceptibilidad de una zona a generar fenómenos de remoción en masa, donde la susceptibilidad se define como la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado (SEPÚLVEDA, 1998).

Dentro de los factores también se debe considerar el factor antrópico.

a) Geología y geotecnia

La geología y la geotecnia influyen en mayor o menor grado en la generación de diversos eventos de remoción en masa. Influye el tipo de depósito y el material que lo compone, la densidad, humedad, plasticidad, permeabilidad, etc. (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

El tipo de depósito condiciona ciertas características en su comportamiento, por ejemplo los depósitos volcanoclásticos, glaciales, escombros de falda, aluviales, coluviales y de antiguos flujos de detritos son susceptibles a ser movilizados y/o removilizados, ya que son materiales permeables, donde el agua se infiltra fácilmente, superando su capacidad de infiltración y produciendo la saturación rápida y facilitando el escurrimiento rápido del agua en este material saturado (HAUSER, 1997 en LARA, 2007).

Por otro lado, en materiales menos permeables, como aquéllos de grano fino, densos, arcillosos y rocosos con escasas fracturas, el escurrimiento de agua superficial es relativamente más rápido debido a su poca capacidad de infiltración y a la menor rugosidad de sus estructuras (JACOBY, 2001 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

El tipo de roca y su grado de alteración determinan las propiedades resistentes de la matriz rocosa. Se le denomina matriz rocosa al material exento de discontinuidades, o bloque de “roca intacta”. El macizo rocoso es el conjunto de bloques de matriz rocosa y de las discontinuidades de diverso tipo que afectan al medio rocoso (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

La litología de las rocas, estructura, alteración y el grado de meteorización de la roca; la composición y granulometría del material adquiere relevancia al ser determinante de las propiedades de resistencia del depósito y su estabilidad en laderas (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

La durabilidad es la resistencia que la roca presenta ante procesos de alteración y desintegración (alterabilidad) es la tendencia a la rotura de los componentes o de las estructuras de la roca. Para la evaluación de la durabilidad en laboratorio, consiste en simular los procesos de meteorización para debilitar, fracturar y disgregar la roca (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Este mismo autor estima que las rocas ígneas o metamórficas son químicamente inestables en superficie al haberse formado en condiciones de presión y temperatura muy diferentes, sufriendo intensa meteorización química y cambios mineralógicos. Sin embargo, son más resistentes a la meteorización física que las rocas sedimentarias.

El grado de meteorización o alteración de la matriz rocosa permite clasificar las rocas cualitativamente, y aporta una idea sobre sus características mecánicas o geomecánicas. La meteorización aumenta la porosidad, la permeabilidad y la deformabilidad del material rocoso, y disminuye su resistencia. La reducción de la resistencia de la roca es el efecto más importante causado por la meteorización química (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

La caracterización estructural en rocas es importante porque está directamente relacionado con la generación de material detrítico o bloques que conforman zonas potencialmente inestables (SEPÚLVEDA & LARA, 2008). En relación con la estructura los planos de estratificación, sets de diaclasas, grietas de tensión y fallas, es necesario que éstas sean caracterizadas en cuanto a su abertura, relleno y rugosidad. La condición y orientación de las estructuras es bastante relevante, encontrándose que estructuras abiertas con rellenos de minerales blandos o estructuras poco rugosas, tenderán a conformar planos de debilidad en el macizo (LARA, 2007).

De acuerdo con lo investigado por BRAATHEN & BLIKRA (2004) las zonas de caída de rocas se sitúan por encima de las rocas de los escarpes, y están limitadas por grietas sub-verticales y fallas de extensión con alargamiento horizontal. Las zonas de deslizamientos de rocas están situadas en laderas de montaña con una pendiente moderada. Los movimientos de bloques se producen en los desprendimientos de la superficie paralela a lo largo de superficies de foliación o exfoliación que están orientados sub-paralela a la pendiente 25 a 50°, y mientras que las laderas de pendiente empinada (>50°) con la presencia de estructuras planas preexistentes son importantes y especialmente, la foliación de la roca que forma posibles planos de reactivación.

Según investigaciones sobre la generación de deslizamientos, existe un patrón general asociado al tejido estructural interno (foliación, hendidura) de las rocas que afecta la geometría estructural; la reactivación de fallas y la gradiente de la pendiente son también factores relevantes para la generación de estos procesos (BRAATHEN & BLIKRA, 2004).

En la evaluación de peligro de generación de derrumbes o caídas este factor aparece como uno de los más importantes puesto que es el que genera la independencia de bloques susceptibles a ser removidos ya sea por vibraciones sísmicas o, en menor cantidad, por infiltración de agua en las fracturas (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

b) Geomorfología

POPESCU (2002, en LARA, 2007) establece que los rasgos geomorfológicos que condicionan eventos de remoción en masa son principalmente la topografía, la pendiente y cambios fuertes de pendientes, la extensión y altura de las mismas. Cualquier modificación de los factores antes mencionados puede generar inestabilidad en las laderas. Por otro lado influyen la forma y superficie de las cuencas hidrográficas, orientación de las laderas y su consecuente exposición al sol.

La topografía escarpada y ángulos altos de pendientes de las laderas son el primer factor geomorfológico a considerar, siendo propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes. En casos específicos, la generación de flujos se ve favorecida por la existencia de laderas de topografía abrupta que disminuyen la estabilidad de los depósitos, donde el escurrimiento de agua superficial actúa como agente desestabilizador (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

Sectores con pendientes mayores a 25° en las cabeceras de las cuencas hidrográficas, son favorables para el desarrollo de flujos (HAUSER, 1993). SEURET (1998 en LARA, 2007) señala que también en pendientes menores a 15° puede suceder tal fenómeno.

Las pendientes altas son las que controlan la generación de deslizamientos, donde taludes de ángulos $\geq 35^\circ$ serían susceptibles a generarlos, y ángulos $\geq 15^\circ$ podrían generar deslizamientos de roca masivos o en bloques para el caso sísmico. Por otro lado las caídas de rocas ante un sismo pueden generarse a partir de rocas fracturadas, meteorizadas y poco resistentes, en zonas donde los taludes son mayores o iguales a 40° (KEEFER, 1984 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

A medida que aumenta la pendiente, aumenta también la probabilidad de ocurrencia de fenómenos de remoción en masa (NAQUIRA, 2009).

Para que se genere alguna remoción debe existir material susceptible a ser movilizad. Dentro de este punto, se hace necesario lograr identificar depósitos de antiguos deslizamientos o flujos y la identificación de depósitos coluviales de base, cuya condición de equilibrio límite los hace muy propensos a generar deslizamientos o constituir material en curso para flujos (LARA, 2007)

La geometría de la ladera en tanto es uno de los factores más importantes en la evaluación de generación de deslizamientos, por cuanto determinará las orientaciones de las fuerzas resistentes y las solicitantes (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

c) Hidrología e hidrogeología

Los principales parámetros para este análisis es la red de drenaje, las variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y de infiltración. Estos factores hidrológicos e hidrogeológicos están directamente relacionados con la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos (LARA, 2007). La incorporación de agua en la estructura del suelo que en ciertos casos puede llegar a la saturación, genera una disminución en la resistencia del material (LAMBE & WHITMAN (1972 en LARA, 2007). En rocas el agua puede contribuir a la pérdida de resistencia al infiltrarse en las estructuras alterando su estabilidad.

d) Vegetación

PRIETO (1985 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008) establece que en las laderas la estabilidad dada por la vegetación está fuertemente condicionada por el efecto del clima y topografía, pues, por ejemplo, en zonas que sufren de fuertes vientos, si la pendiente es fuerte, los árboles remueven el terreno provocando su desestabilización. Además, en zonas de climas lluviosos con abundante vegetación, puede ocurrir que la evapotranspiración no alcance a compensar la alta infiltración, por lo que el nivel freático asciende saturando el suelo o sustrato.

En general la vegetación puede considerarse como un estabilizador de las laderas. SELBY (1993 en LARA 2007) señala que la vegetación contribuiría a disminuir el efecto erosivo sobre las laderas generados por factores como el clima, propiedades del suelo y topografía.

SELBY (1993 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008) establece que la vegetación ideal para la estabilización de laderas correspondería a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba, exponiendo los principales efectos de la vegetación sobre la estabilidad del suelo, los cuales incluyen: que la vegetación interceptaría el agua caída, disminuiría la capacidad de erosión provocada por el agua en las laderas y aumentaría la resistencia del suelo y su porosidad. Además, aumentaría la evapotranspiración del agua disminuyendo el grado de saturación del suelo y produciría compactación del suelo más profundo (GREENWOOD & NORRIS, 2006).

e) Clima

La inestabilidad de las laderas está condicionada a diferentes factores externos, los factores climáticos constituyen uno de los más frecuentes, sobre todo si se considera los fenómenos provocados por la lluvia y el viento (PEÑA *et al.*, 1993).

Los procesos de meteorización están controlados por las condiciones climáticas y sus variables de temperatura, humedad, precipitaciones, régimen de vientos, etc., que determinan el tipo y la intensidad de las transformaciones físicas y químicas que afectan a los materiales rocosos en superficie (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Los principales parámetros que generan erosión de laderas son las precipitaciones, viento, temperaturas y radiación solar, siendo las precipitaciones el más importante entre éstos (LARA, 2007).

Dependiendo de las características climáticas de una zona predominarán unas acciones u otras; así, en climas fríos o de alta montaña, con precipitaciones medias, predominará la meteorización física controlada básicamente por el hielo (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Las precipitaciones, además de ser consideradas uno de los factores desencadenantes de remociones en masa más importantes, condicionan la estabilidad del macizo, al disminuir la resistencia de las estructuras al incorporar agua entre las fracturas del macizo y/o la estructura del suelo, disminuyendo el coeficiente de roce (LARA, 2007). Estos procesos son usualmente generados por precipitaciones asociadas a anomalías climáticas de diferentes umbrales, que varían según el régimen climático (SEPÚLVEDA *et al.*, 2006).

Los procesos químicos se dan en presencia de agua y están controlados por la temperatura, siendo más intensos y rápida en regiones climáticas húmedas. (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Las precipitaciones adquieren gran importancia en la generación de caídas de roca en zonas de acantilados, puesto que el agua se infiltra por arriba y las caídas suelen producirse cerca de la cumbre de las laderas. Por otro lado, los flujos de detritos y barro pueden ser gatillados por lluvias intensas, asociadas con saturación del material por lluvias antecedentes cercanas al día del evento que en este caso estarían actuando como condicionante en la estabilidad de la ladera (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

Aunque en las rocas la meteorización química suele ser más intensa y produce su descomposición y cambios mineralógicos, la meteorización física rompe y disgrega la roca, debilitando la estructura rocosa al romperse los minerales y los contactos entre partículas, aumentando la superficie expuesta a la atmósfera y permitiendo la entrada de agua. La resistencia de la roca será menor si ésta se encuentra con los poros rellenos de agua (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Por otro lado, el viento tiene efectos sobre el ángulo de incidencia de las gotas de lluvia y además en la desestabilización de laderas abruptas con árboles SELBY (1993, en LARA 2007).

Por último, el factor climático de radiación solar también incide en la estabilidad-inestabilidad de laderas, al influir en la condición de humedad del material, disminuyendo la resistencia de las laderas mientras mayor grado de humedad éstas presenten (LARA, 2007).

2.2. Factores Desencadenantes de Remociones en Masa

Son aquellos factores externos que modificarán la estabilidad preexistente del terreno. Este factor generará una respuesta traducida en una remoción en masa. Este se caracteriza por la existencia de un corto lapso entre la causa y el efecto.

Para SEPÚLVEDA (2008) entre los agentes desencadenantes más comunes de las remociones en masa se cuentan principalmente las lluvias de gran intensidad y los sismos; secundariamente las erupciones volcánicas, la intervención antrópica, la fusión de nieve, la erosión de canales, entre otros.

En el área de estudio se presenta las precipitaciones y los sismos, como factores desencadenantes de remociones en masa.

a) Precipitaciones

Para GONZÁLEZ *et al.*, (2002 en LARA 2007) destaca que las precipitaciones como factores desencadenantes de remociones en masa se relacionan con la intensidad, duración y distribución de éstas. Las precipitaciones cortas e intensas serían susceptibles a provocar eventos superficiales, en tanto remociones más profundas serían provocadas por eventos distribuidos en largos períodos de tiempo ALEOTTI (2004; KIM *et al.*, 2004 en LARA, 2007).

Las precipitaciones intensas son eventos hidrometeorológicos extremos de gran intensidad, baja frecuencia temporal y aparente distribución espacial irregular, que provocan peligros naturales de tipo geomorfológico, como procesos de erosión superficial, remociones en masa, inundaciones

fluviales, arroyada torrencial y cambios en los cauces y en las llanuras aluviales, que desencadenan desastres, afectando a poblaciones, viviendas e infraestructuras (BEGUERÍA & LORENTE, 1999).

Las precipitaciones actúan aumentando el grado de saturación de los materiales, tanto en suelos como en fracturas, aumentando temporalmente la presión de fluidos, provocando una escorrentía superficial, favoreciendo la erosión del material suelto en la ladera, generando procesos de remoción en masa (LARA, 2007).

El agua es considerada como una componente esencial en el movimiento en masa de los procesos gravitatorios, ya sea como un agente importante en la ruptura del mineral o crecimiento, o como colaborador de lubricación, o incluso como una fuerza activa TERZAGHI (1950 en BRAATHEN, 2004); el agua aumenta el peso y la fuerza impulsora. Una columna de agua también ejercerá presión hacia afuera en un macizo rocoso, fomentando el vuelco de bloques (CARSON & KIRBY (1972 en BRAATHEN *et al.*, 2004).

En general, distintas zonas necesitarán lluvias de intensidad y/o duración que superen un umbral característico para generar remociones en masa. El problema es la estimación de estos umbrales, para lo cual se requiere de datos idealmente continuos de precipitaciones o con alta frecuencia que permitan la realización de análisis estadísticos para la zona de estudio (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

Para KINKI REGIONAL DEVELOPMENT BUREAU, (2013), la península de Kii en Japón, está sometida a fuertes precipitaciones durante la estación de lluvias y la época de los tifones (monzón de verano), período en que las precipitaciones han registrado entre 2.500 a 4.500 mm durante el paso del tifón por la península. En esta ocasión se generaron 59 flujos de detritos, 16 deslizamientos de tierra y caídas de rocas en 30 lugares. El volumen total de los sedimentos de colapso fue de 100 millones m³, un desastre récord causado por un evento de fuertes lluvias. En esta área se localizan líneas tectónicas y fallas que cruzan la península y geológicamente predominan rocas sedimentarias e intrusivas principalmente. El umbral de colapso de las laderas para generar remociones en masa corresponde a sectores con pendientes de 35° ó superior.

Por su parte, HAUSER (1985) establece que las lluvias generadas en períodos estivales en la zona preandina de la Región Metropolitana, presentan como umbral de 60 mm/día, monto de importancia para la generación de eventos de remoción en masa, ya que esto se asocia con las características mecánicas tanto de los suelos como de las rocas que experimentan resecamiento por ausencia de lluvias, generándose un microfracturamiento superficial propicio para la generación de flujos ante la presencia de lluvias repentinas e intensas.

Investigaciones realizadas por SEPÚLVEDA *et al.*, (2006) provee una tabla de valores de umbral de precipitación como factor desencadenante para eventos de remociones en masa; para tres lugares de Chile: en Antofagasta (evento de Junio de 1991), 42,0 mm/24 hrs; en Santiago (Mayo 1993) 35,8 mm/24 horas y en Lago Ranco, Región de los Ríos, se registraron eventos de remoción en masa en mayo en 1995 y otra en Agosto de 2004 con umbrales de 26,4 mm/día y 178,8 mm/día respectivamente. También se debe considerar como información importante las precipitaciones previas.

PEÑA, *et al.*, (1993) sostiene que el fenómeno acumulativo y el de intensidad diaria se asocian a efectos distintos. El factor acumulativo se expresa con mayor frecuencia en los procesos de derrumbe y de inundación, mientras que el de intensidad diaria tiene un mayor efecto en el origen de los anegamientos. De acuerdo a los datos se definió un umbral de 80 mm diarios o 149,0 mm acumulados en tres días, que constituyen umbrales para inundación y derrumbes dependiendo de las lluvias previas a las 72 horas consideradas en esta investigación.

HAUSER (2000), establece que la precipitación antecedente ayuda a saturar parcialmente el suelo, reduciendo la cantidad de lluvia necesaria para saturarlo completamente, creando presiones de poro excesivas que desestabilizan los suelos. Este factor se ha reconocido como una condición importante para el desencadenamiento de muchos deslizamientos de tierra y los flujos en Chile.

Debido a las diferencias en los patrones de clima, vegetación, geología, geomorfología, los umbrales de precipitación para desencadenar flujos, así como los mecanismos de la desestabilización del suelo son diferentes y deben ser estudiados por separado para la evaluación de la susceptibilidad de generar remociones en masa.

b) Sismicidad

Los sismos constituyen grandes factores desencadenantes de remociones en masa en diversos escenarios geológicos y topográficos. Las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos a los que está sometida una ladera, pudiendo producir inestabilidad en ella, generando remociones en masa (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

SEPÚLVEDA & SEREY (2009), en relación al terremoto de Aysén de 2007, sostiene que los grandes deslizamientos de rocas masivas fueron provocados cerca al epicentro, en áreas donde las rocas intrusivas observadas estaban fracturadas debido a la presencia de las fallas, relacionadas con ZFLO. Los deslizamientos de rocas masivas tienen características particulares, como su superficialidad, movimiento de traslación, la alteración de la masa de roca y la ubicación de las coronas de deslizamientos cerca de las cimas de las laderas.

En Abril de 2007 se generaron procesos de remoción de roca, suelo (Figura 11), caídas de rocas y caudales de escombros desencadenados por el terremoto (NARANJO *et al.*, 2009). El sismo fue de tipo cortical y tuvo una magnitud Mw 6.2. Esta sismicidad es la primera evidencia de actividad sismogénica que presenta a esta latitud la zona de falla Liquiñe-Ofqui, una estructura de carácter regional, de disposición NNE y una extensión de 1200 km de longitud aproximadamente (SEPÚLVEDA & SEREY, 2009).



Figura 11: Remoción en masa de suelos y bosques ocurre en una escarpa de 120 m de altura en la orilla norte del fiordo a 1 km al este de Isla Mentirosa. Fuente: NARANJO *et al.*, (2009)

2.3. Clasificación de las Remociones en Masa

Existen numerosas clasificaciones para las remociones en masa, como por ejemplo: SHARPE (1938), VARNES (1978), KEEFER (1983), HAUSER (1993), CRUDEN & VARNES (1996) y el más reciente de HUNGR (2014), basado en la clasificación de VARNES (1978 en MOLINA, 2016).

Estas clasificaciones consideran diversos factores, como por ejemplo, los tipos de materiales involucrados (suelo o roca), el mecanismo de ruptura, el grado de saturación que alcanza. Estos factores, junto con las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas del entorno, condicionan la potencial generación de remociones en masa, así como las velocidades de desplazamiento y el volumen de material desplazado. Son frecuentes además, los procesos

combinados, como por ejemplo deslizamientos que derivan en flujos SCOTT *et al.*, (2001 en NAQUIRA, 2009).

Para esta investigación se utilizará una clasificación basada tanto en el tipo de movimiento, como en el tipo de material. Dentro de los materiales se considerarán suelo, roca y detritos, con respecto al tipo de movimientos: caídas, deslizamientos y flujos de detritos.

a) CAIDAS DE ROCAS

Las caídas son movimientos abruptos de bloques independientes de roca, siendo sus causas principales la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso (Figura 12). El material desprendido podrá alcanzar el pie del talud mediante caída libre, rodando y rebotando, lo que dependerá principalmente de la forma del bloque y del ángulo de pendiente y forma del talud (LARA, 2007).

Estos tipos de movimientos se generan cuando el material rocoso o suelo se desprende de una ladera de alta pendiente. La generación de estos desprendimientos es controlado por las discontinuidades en la roca, y están relacionados a pendientes abruptas, principalmente de inclinaciones mayores a 50°, donde la roca está directamente expuesta (SOETERS & WESTEN, 1996 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

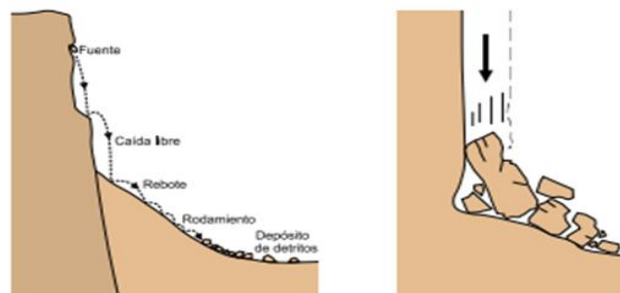


Figura 12: Caída de rocas. Fuente: Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)

b) DESLIZAMIENTO

Es un movimiento ladera abajo de masas de suelo o roca a través de superficies de cizalle definidas. Este movimiento no ocurre a lo largo de toda la superficie de ruptura simultáneamente, sino más bien comienza en zonas donde se generan fallas locales, a menudo evidenciadas por

grietas de tensión en la superficie original a lo largo de la cual se formará el escarpe principal del deslizamiento (SEPÚLVEDA & LARA, 2008) (Figura 13). Cuanto mayor sea la pendiente mayor es la componente de cizalle y los deslizamientos serán más frecuentes (HAUSER, 1993).

Los deslizamientos se pueden clasificar en rotacionales y traslacional. Los deslizamientos rotacionales ocurren a lo largo de superficies curvas y cóncavas. En los deslizamientos traslacionales se genera una superficie de cizalle aproximadamente plana. Entre los principales tipos de deslizamientos traslacionales figuran los deslizamientos en bloque, y en cuña (LARA, 2007).

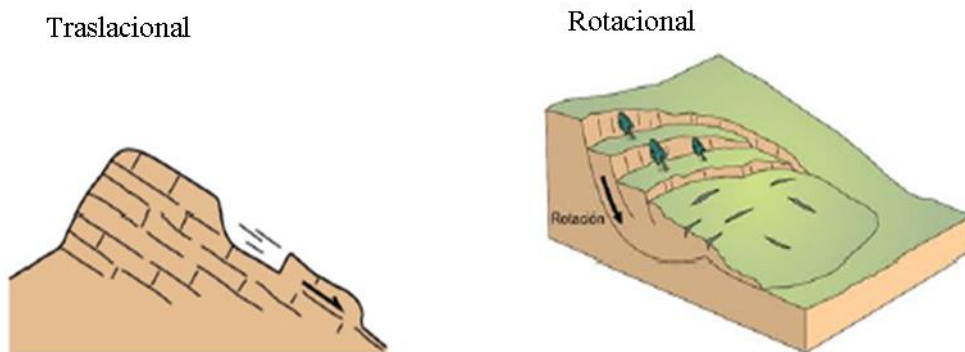


Figura 13: Deslizamientos. Fuente: Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)

c) FLUJOS DE DETRITOS

Corresponden a un movimiento muy rápido a extremadamente rápido de material saturado en agua, con una plasticidad menor al 5%, comportándose como flujos no newtonianos (SEPÚLVEDA & LARA, 2008). Estos procesos se producen en general confinados a canales, cauces o quebradas con una pendiente alta, sin embargo es posible encontrarlos también no canalizados en las laderas. Este tipo de remoción en masa incorpora gran cantidad de material saturado a medida que se desplaza ladera abajo.

También estos autores plantean que los flujos de detritos son de alta densidad, la mayor parte del material sólido corresponde a material particulado grueso, pudiendo incorporar a su masa bloques de varios metros de diámetro, además de material que se encuentra en las riberas de los cauces mediante erosión basal (Figura 14), lo cual incrementará su energía y velocidad (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

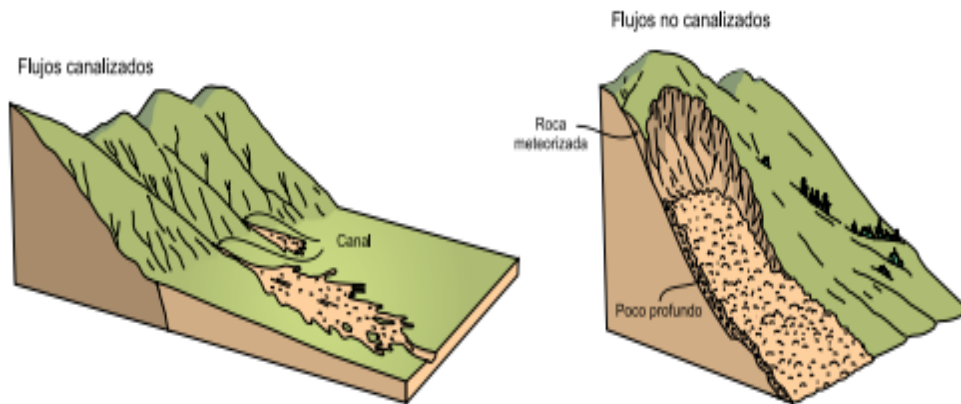


Figura 14: Flujos de Detritos. Fuente: Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)

Las formas de base de las laderas, tales como conos aluviales, que generalmente drenan al fiordo, son considerados como los principales depósitos correlativos a las formas de erosión de montaña. Estas formas tratadas como manifestaciones de la dinámica del Cuaternario, pero como reguladores de la dinámica actual hacia el fondo de la cuenca. Estas permiten conocer la evolución de las condiciones de la dinámica de depósito a través del Cuaternario Reciente y la influencia de sus materiales en la dinámica actual de los lechos, a los que sirven de substrato (ARAYA-VERGARA, 1985; SOTO *et al.*, 2007).

CAPÍTULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

Para el cumplimiento de los objetivos de este trabajo se desarrollaran las siguientes etapas:

a- Un trabajo previo de recopilación de información bibliográfica del área de estudio junto con una revisión exhaustiva de aquellas investigaciones sobre remociones en masa. Para la caracterización del contexto geológico se realizará una revisión bibliográfica principalmente de CHARRIER *et al.*, (2007); NAQUIRA (2009) y carta geológica del área elaborada por SERNAGEOMIN (2003).

b- Se realizará trabajo de gabinete que consistirá en elaborar un mapeo e identificación de las remociones en masa mediante la fotointerpretación y análisis de imágenes de satélites.

Para describir la geomorfología se identificarán los sistemas de laderas en el área de estudio, mediante fotointerpretación junto con la observación de las imágenes de Satélite de *Google Earth* y cartografía del área de estudio, en base al tipo de sustrato geológico y las formas de relieve se identificaron las distintas unidades. La información final será cartografiada mediante utilización del *software ArcGis.10.2*.

c- Trabajo de terreno cuyo objetivo es el reconocimiento del área de estudio mediante caminatas y recorrer las laderas costeras del fiordo en botes. Para el reconocimiento de las áreas de mayor altura el uso de helicóptero. Esta actividad permitirá identificar y verificar algunas remociones en masa mapeadas en la etapa de anterior.

d- Con la información obtenida en distintas instancias, se procederá al análisis espacial de la información mediante la utilización de Sistemas de Información Geográfica (*SIG*).

Para este estudio se utilizará un método cualitativo, identificando mediante bibliografía especializada los factores condicionantes, se elaborarán mapas temáticos como de remociones en masa, pendientes, etc. que posteriormente serán trabajados en formato Raster.

Se asignará los pesos correspondientes para cada factor, luego se calcula el producto de peso de la variable por la ponderación de cada factor. Finalmente se obtiene la sumatoria, dando como resultado valores de susceptibilidad que pueden ser agrupados en categorías ó clases.

3.1. Materiales y métodos

3.1.1. Caracterizar el paisaje geológico y estructural del Fiordo Comau en el contexto de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO).

Para la caracterización del contexto geológico se realizó una revisión bibliográfica principalmente de CHARRIER *et al.*, (2007) y NAQUIRA (2009) cuya investigación es al norte del Fiordo Comau y la carta geológica del área elaborada por el SERNAGEOMIN (2003) escala 1:1.000.000.

La identificación de lineamientos, se hizo mediante la fotointerpretación de fotografías aéreas del SAF e imágenes de *Google Earth*.

3.1.2. Identificar, caracterizar y clasificar la geomorfología del fiordo con énfasis en las formas y procesos de las laderas.

Para caracterizar la geodinámica de las laderas, en una primera etapa se realizó la carta geomorfológica del área de estudio.

Para describir la geomorfología se identificaron los sistemas de laderas, mediante fotointerpretación de fotografías aéreas, imágenes de Satélite de *Google Earth* y cartas en base al tipo de sustrato geológico y las formas de relieve, se identificaron las distintas unidades. Para describir los valores de las pendientes y conocer los procesos geodinámicos asociados a las laderas se utilizó clasificación de pendiente y justificación geomorfológica de VAN ZIUDAM (1986) Tabla 1. La información para esta carta fue trabajada a una escala media (1:25.000) del *software ArcGis.10.2*.

Para describir las laderas y las formas depositacionales asociadas, se consideró como base conceptual la clasificación de ARAYA-VERGARA (1985). Si bien el área de estudio no corresponde a un relieve de ambiente de montaña periglacial sino más bien a un ambiente costero, es posible identificar algunas formas de relieve clasificadas y adaptarlas a nuestra investigación. Las laderas en esa clasificación, son tratadas como sistemas y no como laderas individuales simples, es decir tipos de laderas individuales que se combinan de una manera dada para conformar el sistema. Se identificaron las laderas con influencias estructurales, ya que estas señalan la posibilidad de afloramientos rocosos que puedan tomarse en cuenta como potenciales aportes de sedimentos, según ARAYA-VERGARA (1985) y SOTO *et al.*, (2007).

Tabla 1: Rangos y clasificación de Pendientes			
PENDIENTES	CONCEPTO	JUSTIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA VAN ZIUDAM (1986)	
Grados	% Aprox.	(Pendientes)	
0-2	0 - 4.5	Plano a Casi Plano	Denudación no apreciable
2 -4	4.5 – 9	Ligeramente empinado	Movimientos de masa lentos de diferentes tipos, especialmente bajo condiciones periglaciales, de soliflucción y fluviales. Peligro de erosión.
4 - 8	9 - 18	Moderadamente empinado	Erosión moderada a fuerte. Inicio de erosión. Rill wash o desarrollo de regueras. Peligro de erosión de suelos.
8 - 16	18 - 36	Empinado	Proclive a los movimientos de masa de todos los tipos, especialmente soliflucción periglacial, reptación, escurrimiento laminar y en regueras, ocasionalmente deslizamientos. Peligro de erosión de suelos y deslizamientos.
16 - 35	36 - 78	Notoriamente inclinado	Procesos denudacionales intensos de todos tipos. Erosión bajo cubiertas forestales, reptación y deslizamientos. Peligro extremo de erosión de suelos.
35 - 55	78 - 122	Muy inclinado	Dominio de superficies rocosas. Posibles desprendimientos de rocas, procesos denudacionales intensos. Formas depositacionales delgadas e incoherentes.
> de 55	> de 122	Extremadamente inclinado	Dominio de superficies rocosas. Desplomes y rodadura de rocas. Fuertes procesos denudacionales, especialmente en las paredes rocosas y acantilados.

Fuente: Van Ziadam (1986)

Para la clasificación de los sistemas de vertientes se consideró el sustrato geológico, los procesos y formas deposicionales observados en terreno, definiendo:

a.- Vertiente Activa como aquel sistema de laderas formada por quebradas activas, es posible observar procesos dinámicos de meteorización y erosión en diversos sustratos. En este sistema de laderas no se observan caras libres por ende no hay presencia de talud.

b.- Vertiente Activa con cara libre y talud, aquellos sistemas de laderas donde la cara libre localizada en la parte superior de la vertiente hay presencia de afloramientos rocosos y expuesta a factores subáereos que permiten el desarrollo de procesos de meteorización de la roca aportando material detrítico que posteriormente se deposita en la zona inferior de la ladera formando un talud.

De acuerdo con estos criterios se identificaron (Tabla 2):

Tabla 2: Sistemas de laderas (Vertientes, según ARAYA-VERGARA (1985))	
Vertiente Activa con cara libre y talud	en sustrato Intrusivo
	en sustrato Metamórfico
	en sustrato Volcánico
Vertiente Activa	en sustrato Intrusivo
	en sustrato Metamórfico
	en sustrato Volcánico

Dentro de las formas de contacto que aparecen en la relación ladera–*talweg*, se presentan los conos de aluviales, como depósitos de material más bien gruesos, formados por pequeñas cuencas.

En la desembocadura de las principales quebradas se identificaron deltas y *fan-deltas* de acuerdo a investigación realizada por GONZÁLEZ (2016).

3.1.3. Identificar y clasificar las remociones en masa declaradas en las laderas del fiordo Comau.

Para este estudio se utilizó la clasificación de remociones en masa se de acuerdo a HUNGR (2014) que corresponde a un resumen de la Clasificación de VARNES (1978). Si bien ésta clasificación considera el tipo de material y la velocidad de desplazamiento de los procesos de remoción, para este estudio se utilizó una clasificación basada en el tipo de movimiento y el tipo de material, entre los que se considera suelo, roca y detritos.

Para el inventario de remociones en masa se identificaron los siguientes procesos: caídas, deslizamientos y flujos de detritos. Se optó por agregar una nueva clasificación deslizamientos de rocas y suelos no actuales para aquellos movimientos que están cubiertas con vegetación, siendo ésta distinta a la vegetación existente a su entorno. Para conocer el número de remociones en masa y la elaboración de la carta de remociones en masa por unidad geológica del área de estudio se consideró el punto de inicio de los procesos de remociones en masa sin perder de vista las limitaciones de la escala de las unidades litológicas. Esta carta de inventario de remociones se trabajó a una escala media (1 25.000).

La pendiente fue considerada como uno de los factores importantes en los procesos de remociones en masa, ya que LARA, (2007) señala que la topografía escarpada y ángulos altos de pendientes de laderas es el primer factor geomorfológico a considerar, siendo propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes, mientras el ángulo de la pendiente se incrementa, también lo hace la tensión del suelo o el material no consolidado. A escala regional controla la continuidad hidráulica y es considerado por algunos autores (GUZZETTI *et al.*, 1999, LEE & MIN, 2001, DAI & LEE, 2002 y 42 OHLMACHER and DAVIS, 2003) como el factor más importante en un estudio de susceptibilidad basado en SIG (MOLINA, 2016).

Las caracterizaciones del paisaje geológico, la geomorfología y la realización del inventario de las remociones en masa declaradas en las laderas del fiordo Comau se llevó a cabo mediante la utilización de los materiales descritos en Tabla 3.

Tabla 3: Material cartográfico, fotografías aéreas, e información digital utilizados.			
	SAF 1997	SAF 1997	SAF 1997
Fotografías Aéreas 1:30.000	004545	004535	004504
	004546	004536	004505
	004547	004537	004506
	004548	004538	004507
	004549	004539	004508
	004550	004540	004509
	004551	004541	004510
Carta Topográfica	Huinay IGM- 1: 50.000		
Imágenes Google Earth	Año- 2010 – Año 2015		
Mapa Geológico de Chile	Sernageomin 2003 – 1: 1.000.000		

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.1.4. Identificar y caracterizar los factores condicionantes de remociones en masa.

Para la identificación de áreas susceptibles para generar procesos de remoción en masa en esta investigación se utilizará una metodología de carácter cualitativo, al otorgar a cada factor una ponderación que en conjunto permite estimar un grado de susceptibilidad de ocurrencia del fenómeno de remociones en masa (LARA, 2007).

Para ello se considerará todos los procesos de remociones en masa identificados en el inventario en forma general, sin clasificación por tipo de movimiento. En primer lugar se elaboraron mapas temáticos de los distintos factores condicionantes de las laderas, siendo considerados:

- Pendiente
- Litología (Material Basal)
- Cercanía a fallas y lineamientos
- Densidad de fallas y lineamientos
- Antecedentes de Remociones en masa (Inventario)

En cada una de las cartas temáticas, a sus respectivas bases de datos (tablas atributo en el software *ARCGIS*), se asignaron pesos del 1 al 3 como valores de susceptibilidad para generar procesos de remociones en masa.

Bajo =1, Medio = 2, Alto =3

Las pautas de las ponderaciones fueron extraídas a partir de diversos autores y se adecuaron al área de estudio.

Factores Condicionantes

a) Pendiente

Para trabajar esta variable se utilizó un modelo digital de terreno (DEM) con celdas de 30x30 metros del sensor ASTERDEM. Con este DEM y utilizando software Arcgis 10.2 mediante la extensión “3D analyst”, con la herramienta “Slope”, se creó un raster de pendientes clasificadas de acuerdo a los rangos establecido según justificación geomorfológica de VAN ZIUDAM (1986) (Tabla 1). Para trabajar esta información en tres rangos ALTO, MEDIO y BAJO se reclasificó la información de la pendiente y se obtuvieron los valores de la Tabla 4.

Tabla 4: Rangos de Pendientes según de susceptibilidad a generar procesos de remociones en masa.	
Grados de Pendiente	Rangos de Susceptibilidad
>35°	Alta
16° - 35°	Medio
0° - 8°	Bajo

Fuente: Elaboración propia en base a información de (VAN ZIUDAM, 1986)

De acuerdo a esta reclasificación el rango BAJO considera las pendientes entre 0° - 8°, según la justificación geomorfológica de VAN ZIUDAM (1986) en este rango de pendiente planas a empinadas, se desarrollan procesos de denudación no apreciable y ocasionalmente puede ser proclive a generar deslizamientos.

Para el rango definido como MEDIO (16° a 35°) corresponde aquel rango donde se generan procesos denudacionales intensos, erosión bajo cubiertas forestales, reptación y deslizamientos según VAN ZIUDAM (1986), este valor es similar y coincide con el rango utilizado en la clasificación de pendiente de acuerdo ARAYA – VERGARA y BORGEL (1972) en proyecto Gobierno Regional Metropolitano de Santiago (GORE, 2013) (Anexo 1), según este autor el valor de la pendiente y según umbral geomorfológico entre 20° a 30° se generan procesos de remociones en masa.

Por último, se considera como rango ALTO aquellos valores de pendiente superior a 35°, donde se presentan procesos denudacionales intensos como desprendimientos o caídas de roca.

b) Rocas y sedimentos (Material basal)

La información disponible para la geología es de muy poco detalle, no existen trabajos que permitan diferenciar y delimitar litologías de manera más precisa en el área de estudio, sólo existe información escala 1:1.000.000 publicado por SERNAGEOMIN (2003).

Por tanto, dado a la escasa información existente sobre la rocas y sedimentos (material basal) en el área de estudio y su importancia como factor condicionante en los procesos de remoción en masa, esta variable será analizada de acuerdo propiedades geotécnicas de la roca, considerando los valores de resistencia de la matriz rocosa sana (Anexo 2) y de los depósitos de las unidades litológicas del área de estudio. Es un concepto teórico que tiene relación con la dureza de los materiales que proporcionan la resistencia a la meteorización y fracturación para las rocas, variable definida mediante entrevista directa con la Geóloga Sra. Marisol Lara, (2017).

De acuerdo a GONZALEZ DE VALLEJOS (2002), los resultados de los ensayos en laboratorio de resistencia, proporcionan información indirecta y cualitativa sobre la resistencia de la roca. La resistencia a compresión simple o resistencia uniaxial es el máximo esfuerzo que soporta la roca sometida a compresión uniaxial.

Con respecto a las rocas las que presentan teóricamente menor valor de resistencia serán más susceptibles a la meteorización o alterabilidad por agentes subáereos, por ende, existirá un mayor aporte de material disgregado disponible en las laderas que asociado a la recurrencia de eventos pluviométricos extremos y sísmicos que se desarrollan en el área de estudio, pudiendo generar procesos de remoción en masa. La incorporación de esta variable fue definida mediante entrevista directa con la Geóloga Sra. Marisol Lara (2017).

Al observar la Tabla 5, el valor de la resistencia de la matriz rocosa sana es inversamente proporcional a la susceptibilidad de generar procesos de remociones en masa en función de su naturaleza o litología del material basal.

Tabla 5: Valor de la resistencia de la matriz rocosa sana.		
Resistencia a la compresión Simple (MPa)	Descripción	Rangos de Susceptibilidad a generar procesos de Remoción en masa
1-5	Muy Blanda	Alta
5-25	Blanda	Alta
25-50	Moderadamente Dura	Media
50-100	Dura	Media
100-150	Muy Dura	Baja
>250	Extremadamente Dura	Baja

Fuente: Elaborada en base a información de (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002)

En la Tabla 6 y Tabla 7 se describen las unidades litológicas presentes en el área de estudio.

Tabla 6: Descripción material basal y clasificación del grado de resistencia de la matriz rocosa a generar procesos de remociones en masa.

Unidad * Geol.	EPOCA*	COMPOSICION*	ERA*	PERIODO*	SUSCEPTIBILIDAD a generar procesos de remociones en masa.
Q3i	Cuaternario	Secuencias volcánicas; Estratovolcanes y complejos volcánicos: lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos; principalmente calcoalcalinos; adakíticos al sur de los 47°S. En la Cordillera Principal, regiones I a III: volcanes Tarapacá, Parinacota, Láscar y Ojos del Salado. Principalmente holocenos en la Cordillera Principal, regiones Metropolitana a X: volcanes San José, Peteroa, Antuco, Llaima, Villarrica, Osorno y Calbuco, entre otros; en la Cordillera Patagónica, regiones XI a XII: volcanes Hudson, Lautaro y Monte Burney. En Antártica: isla Decepción.	Cenozoico	Cuaternario	MEDIA
Mg	Mioceno (18-6 Ma)	Rocas intrusivas; Granodioritas, dioritas y tonalitas. En la Cordillera Principal, regiones VII a X; en la Cordillera Patagónica, regiones XI y XII: franja central del Batolito Norpatagónico y plutones orientales: plutones Liquiñe, San Lorenzo, Paso Las Llaves y Torres del Paine.	Cenozoico	Neógeno	BAJA
Kig	Cretácico Inferior (144-90 Ma)	Rocas intrusivas: Granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. En la Cordillera Principal, regiones VIII a XI: Grupo Plutónico Gualletué, archipiélago de los Chonos y borde oriental del Batolito Norpatagónico; en la península Antártica.	Mesozoico	Cretácico	BAJA

*Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau,
Región de Los Lagos, Chile.*

PzTr4 (b)	Paleozoico -Triásico	<p>Rocas metamórficas; esquistos y anfibolitas, en menor proporción, rocas metamórficas ultramáficas (b).</p> <p>Metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, neises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. En la Cordillera de la Costa, regiones IX a X: Complejo Metamórfico Bahía Mansa; en la Cordillera Principal, región X: Complejo Metamórfico Liquiñe.</p>	Paleozoico	MEDIA
PzTr4 (a)	Paleozoico -Triásico	<p>Rocas metamórficas; esquistos pelíticos</p> <p>Metapelitas, metacherts, metabasitas y, en menor proporción, neises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. En la Cordillera de la Costa, regiones IX a X: Complejo Metamórfico Bahía Mansa; en la Cordillera Principal, región X: Complejo Metamórfico Liquiñe. Se distinguen esquistos pelíticos (a).</p>	Paleozoico	MEDIA
CPg	Carbonífero-Pérmico (328-235 Ma)	<p>Rocas intrusivas; Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita, localmente de muscovita. En la Precordillera y Cordillera Principal, regiones I a IV: Batolitos compuestos, ‘stocks’ y cuerpos hipabisales (Sierra Moreno, Cordillera de Domeyko, Batolito Elqui-Limarí); en la Cordillera Principal, regiones X y XI: Batolito Panguipulli-Riñihue y ‘Stock’ Leones.</p>	Paleozoico	BAJA

*Extraído de Carta Geológica, SERNAGEOMIN (2003).

En el área de estudio también se localizan secuencias sedimentarias, como depósitos de aluviales, coluviales y fluviales. Estos depósitos sedimentarios se forman por la acción de los procesos geomorfológicos y climáticos destacando el medio de transporte y la meteorización, cuyas características geotécnicas están relacionadas con las condiciones de formación de estos sedimentos. Así la granulometría, forma y tamaño dependen del medio de transporte (GONZÁLEZ DE VALLEJOS, 2002).

Este autor plantea que los depósitos coluviales son materiales transportados por gravedad producto de la alteración in situ de las rocas y posterior transporte como derrubios de ladera, su origen es local, frecuentemente están asociados a masas inestables. La resistencia de estos materiales es baja, sobretodo en la zona de contacto con el sustrato rocoso, y cuando se desarrolla altas presiones intersticiales como consecuencia de lluvias intensas. Con respecto a los depósitos aluviales, son materiales transportados por el agua con cierta clasificación, variando mucho su densidad. Son suelos con propiedades geotécnicas altamente variables relacionadas con la heterogeneidad granulométrica. Generalmente presenta alto nivel freático. Se considera como susceptibilidad baja a los depósitos sedimentarios que en el área de estudio corresponden a conos aluviales, deltas y terrazas fluviales, con pendientes bajas (0° - 8°).

Tabla 7: Descripción del material basal y clasificación del grado de resistencia de los materiales de las secuencias sedimentarias a generar procesos de remociones en masa.					
Unidad* Geol.	EPOCA*	COMPOSICIÓN*	ERA*	PERIODO*	SUSCEPTIBILIDAD a generar procesos de remociones en masa.
Q1	Pleistoceno -Holoceno	Secuencias sedimentarias; depósitos aluviales; coluviales; movimientos en masa. Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; en menor proporción fluvio-glaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados.	Cenozoico	Cuaternario	BAJA
Qf	Pleistoceno -Holoceno	Secuencias sedimentarias; Depósitos fluviales: gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación.			

*Extraído de Carta Geológica, SERNAGEOMIN (2003).

c) Cercanía a fallas o lineamientos

FERRANDO (1998) y MARDONES y VIDAL (2001 en GORE, 2013) plantean que la cercanía a fallas tectónicas produce una serie de micro-vibraciones y tensiones que causan un mayor fracturamiento de los materiales basales.

Según FERRANDO (1998) en la Tabla 8, la cercanía a menos de 600 metros lineales provoca una mayor inestabilidad a los materiales existentes, quedando por sobre los 600 metros materiales más estables, concuerda con lo señalado por Mardones y Vidal (2001), que indica que la máxima fragilidad se produce dentro de los 100 a 200 metros lineales (GORE, 2013).

Tabla 8: Rangos de cercanía a fallas y lineamientos.	
Cercanía a fallas o lineamientos	Probabilidad a disminuir estabilidad de material basal
< 200 metros	Alta
>200 y 600 metros	Media
>600 metros	Baja

Fuente: Elaboración en base a FERRANDO (1998); CIVIDES (2012), MARDONES Y VIDAL (2001) en GORE (2013).

d) Densidad de Lineamientos y fallas

Corresponde a la estimación del grado de fracturamiento de la roca. Las zonas que poseen una alta densidad de lineamiento y fallas están clasificados en sectores con una alta susceptibilidad (NAQUIRA, 2009). La distribución espacial y el patrón temporal de las fallas de las pendientes rocosas son de gran importancia en la evaluación de los niveles de peligro (BLIKRA *et al.*, 2006).

Para la elaboración de la carta densidad de fallas y lineamientos en ARCGIS, en la extensión “3D analyst”, con la herramienta “Density”, se reclasificaron los datos los rangos utilizados en NAQUIRA (2009) (Tabla 9).

Tabla 9: Rangos de densidad a fallas y lineamientos.	
Densidad (m de lineamientos/Km ²)	Rango
1,5 - 3	Alto
0,5 - 1,5	Medio
0 - 0,5	Bajo

Fuente: NAQUIRA (2009)

e) Antecedentes de Remociones en masa (Inventario)

Se utilizó el inventario de remociones en masa, considerando las remociones en forma general. No se clasificó por tipo de proceso para el análisis de susceptibilidad.

Al igual que con los otros factores, al mapa de procesos de remoción en masa obtenido previamente, se le asignaron valores discretos de susceptibilidad (en base a la presencia/ausencia de tales procesos) que fueron incorporados en la evaluación de susceptibilidad final por CARDOZO (2013) (Tabla 10).

Tabla 10: Rangos de antecedentes de remociones en masa en la ladera.	
Antecedentes de remociones en masa en la Ladera	Rango
Presencia 3	Alto
Ausencia 1	Bajo

Fuente: Elaborado a partir de CARDOZO (2013)

En la siguiente Tabla 11 se presenta un resumen de los factores condicionantes para generar remociones en masa en las laderas del fiordo. Sus pesos respectivos, los rangos y las ponderaciones definidas por los distintos autores consultados para llevar a cabo esta investigación.

Tabla 11: Factores condicionantes para generar remociones en masa.

FACTOR CONDICIONANTE	DESCRIPCION	PESOS	RANGOS	PONDERACIÓN
1.-PENDIENTE (P) VAN ZIUDAM (1986)	0° - 15°	1	Bajo	35% (LARA, 2017) ¹
	15°- 35°	2	Medio	
	35° - >55°	3	Alto	
2.-MATERIAL BASAL (MB) SERNAGEOMIN (2003)	Mg	1	Bajo	20% (LARA, 2017)
	Kig	1		
	Jig	1		
	Cpg	1		
	Qf	1		
	Q1	1		
	PzTr4 (a)	2	Medio	
PzTr4 (b)	2			
Q3i	2			
3.-CERCANÍA A FALLAS Y LINEAMIENTOS (CFL) (FERRANDO, 1998; MARDONES y VIDAL, 2001).	> 600 metros	1	Bajo	15% (LARA, 2017)
	> 200 y < 600 metros	2	Medio	
	< 200 metros	3	Alto	
4.-DENSIDAD LINEAMIENTO Y FALLAS (DLF) (NAQUIRA, 2009)	0 - 0,5 (m lineamientos/Km ²)	1	Bajo	15% (LARA, 2017)
	0,5 - 1,5 (m lineamientos/Km ²)	2	Medio	
	1,5 - 3 (m lineamientos/Km ²)	3	Alto	
5.-ANTECEDENTES REMOCIONES EN MASA EN LAS LADERAS (ARM) (LARA, 2017; CARDOZO, 2013)	Ausencia	1	Bajo	15% (LARA, 2017)
	Presencia	3	Alto	

1. Información verbal (2017). Fuente: Elaboración propia Proyecto FONDECYT N° 1151087.

Para el cruce de información y obtener un solo producto final, la información fue convertida a formato raster. Los factores condicionantes fueron evaluados de acuerdo a la mayor importancia a provocar procesos de remociones en masa, completando un valor de 100% entre todas las variables consideradas (Tabla 12), los pesos de las ponderaciones estimadas para Material Basal, Cercanía a fallas y densidad de lineamientos a fallas son el producto de información verbal con la Geóloga Sra. Marisol Lara. Universidad de Chile.

Tabla 12: Resumen de Ponderaciones máximas de factores condicionantes.		
Factores	Porcentaje	Ponderación
1.-Pendiente	35 %	0,35
2.-Material Basal	20%	0,20
3.-Cercanía a fallas y lineamientos (CFL)	15%	0,15
4.-Densidad lineamiento y fallas (DLF)	15%	0,15
5.-Antecedentes de Remociones en masa en las laderas (ARM) (Inventario)	15%	0,15

Fuente: Proyecto FONDECYT N° 1151087

El proceso de cruce de información, se desarrollará con la herramienta “*Raster calculator*”, en *ARCGIS*, a partir del siguiente cálculo:

>Raster calculator:

$$(P*0.35) + (MB*0.20) + (CFL*0.15) + (DLF*0.15) + (AMM*0.15)$$

Posterior a la elaboración del raster se reclasificaron los valores (“Reclassify”) en 3 rangos del 1 al 3, de acuerdo a los valores obtenidos de la sumatoria (Tabla 13), donde finalmente se transformaron los datos y se categorizaron en forma general: Bajo, Medio y Alto. Correspondientes a los rangos de susceptibilidad a generar procesos de remociones en masa.

Tabla 13: Valores obtenidos de la sumatoria ponderada.	
< 1	BAJO
1 - 2	MEDIO
2 - 3	ALTO

Fuente: Proyecto FONDECYT N° 1151087

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1. Contexto geológico morfoestructural del Fiordo Comau.

La ZFLO es la característica principal estructural de la región y su dirección es NNE –SSW y en la zona de estudio se observa NNE – SSE, localizándose en el flanco Oriental del fiordo, bordeando la costa el plano de falla, que corresponde a las laderas costeras entre el Río Huinay y Río Vodudahue.

En el área de estudio debido a la presencia de la falla activa es posible identificar lineamientos y/o fallas menores asociadas a la ZFLO, el flanco Oriental presenta una densidad mayor de lineamientos con respecto al flanco Occidental del fiordo.

Al norte entre Quintupeo y Cahuelmo la dirección de los lineamientos es EO principalmente, pero también se observan lineamiento con dirección NNO-SSE, siguiendo la dirección de la ZFLO. Los lineamientos se localizan principalmente en sistemas de laderas activas en sustrato metamórfico, muchos de estos lineamientos corresponden a quebradas. Un menor número de lineamientos es posible encontrar en vertientes activas en sustrato intrusivo.

Entre Río Cahuelmo y Río Huinay, los lineamientos presentan la misma dirección de la falla principal y se localizan principalmente en el borde costero en vertientes activas con sustrato intrusivo y en las zonas de mayor altitud se localizan en sistemas de laderas activas en sustrato metamórfico, algunas de estas fallas menores se localizan en los circos bordeando lagos colgantes, también estos lineamiento forman parte de quebradas activas donde alguna de ellas se concentran flujos de detritos.

Más al sur entre el Río Huinay y Río Vodudahue se observa que los lineamientos tienen la misma dirección que la falla principal, pero también se observan lineamientos con dirección E-O, formando parte de las principales quebradas y laderas con cara libre y talud en sustrato intrusivo donde se localizan los flujos de detritos. Este sector es un área donde la pendiente es extremadamente inclinada y corresponde a una parte del plano de falla de ZFLO, por tanto, en esta ladera los procesos geodinámicos de las laderas como meteorización y transporte de sedimentos es importante, ya que estos sedimentos son depositados en los taludes o transportados en las quebradas formando flujos de detritos.

En el flanco del valle Occidental del fiordo, los lineamientos o fallas secundarias se concentran principalmente en sistemas de laderas activas con sustrato metamórfico y volcánico, con dirección N-S, en esta área se localizan fuentes termales provenientes de la actividad volcánica del sector.

Se localizan el Volcán Porcelana y Barranco Colorado. En menor densidad se encuentran lineamientos localizados en vertientes activas en sustrato intrusivo, con dirección E-O.

De acuerdo al trabajo realizado por MOLINA (2016) se considera la distancia a la falla como un factor a tener en cuenta para determinar la susceptibilidad de las laderas para ser afectada por procesos de remoción en masa, destaca que la ladera Este del fiordo presenta fallas de menor longitud y se encuentran bien distribuidas en el área de estudio. En cambio para el borde Occidental es posible encontrar fallas que son de mayor longitud, pero su borde costero concentra fallas o lineamientos de menor extensión.

Según la autora, al relacionar el factor distancia a falla con la presencia de remociones en masas existentes en el área de estudio, se observa que las remociones en masa se localizan en áreas más cercanas a las fallas. Un total de 34% concentra el total de remociones en masa localizadas a una distancia 1.000 y 3.000 m. La segunda clase con mayor porcentaje es 17,13 % correspondiente a una distancia entre 250 y 500 m. La última clase de distancia a falla estudiada entre 5.000 m y 7.000 m presenta un 0,12 % de las remociones en masa estudiadas. Al considerar este factor queda demostrado que a mayor distancia a la falla es menor la presencia de procesos de remociones en masa

MOLINA (2016) establece también en su investigación que la ladera Oriental del fiordo presenta mayor número de fallas, pero que estas fallas son de menor longitud y se concentran en áreas puntuales del borde costero.

La zona de estudio se encuentra bajo la influencia tectónica de la ZFLO, la cual presenta actividad sísmica de mayor intensidad cada cierto tiempo, la Figura 15 muestra la localización de los sismos en la ladera Oriental del fiordo. Los sismos corticales de este sector se pueden asociar a la actividad de este sistema de fallas.

La intensidad del sismo además de las características geológicas y las variaciones en el movimiento del suelo, son factores que determinan la distancia máxima desde el foco del sismo a la que podrían desencadenarse remociones en masa. (MOLINA, 2016).



Figura 15: Localización de sismos asociados a la falla Liqueñe-Ofqui (en amarillo) en cuadro rojo, se destaca área de estudio (MOLINA, 2016).

4.2. Identificación, clasificación de la geomorfología con énfasis en las formas y procesos geodinámicos asociados en las laderas del fiordo.

La zona de estudio está constituida por laderas que forman las costas del fiordo Comau, paisaje heredado de la actividad tectónica y glacial en la región (Figura 16). El marco estructural del área de estudio está dominado por la presencia de la ZFLO que cruza longitudinalmente el área de estudio y asociado a los lineamientos producto de esta actividad tectónica. Estos lineamientos predominan en las áreas de circos y las laderas activas en sustrato metamórfico.

Las formas de relieve son distintas en ambos flancos del valle del fiordo, la ladera Este presenta altitudes mayores y una pendiente más pronunciada que la ladera Oeste, alcanzando en algunos sectores como entre Huinay y Río Vodudahue pendientes extremadamente inclinadas, con valores superiores a 55° (Figura 17). Existe dominio de superficies rocosas con procesos denudacionales, en este sector la ladera forma parte del plano de falla de la ZFLO.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

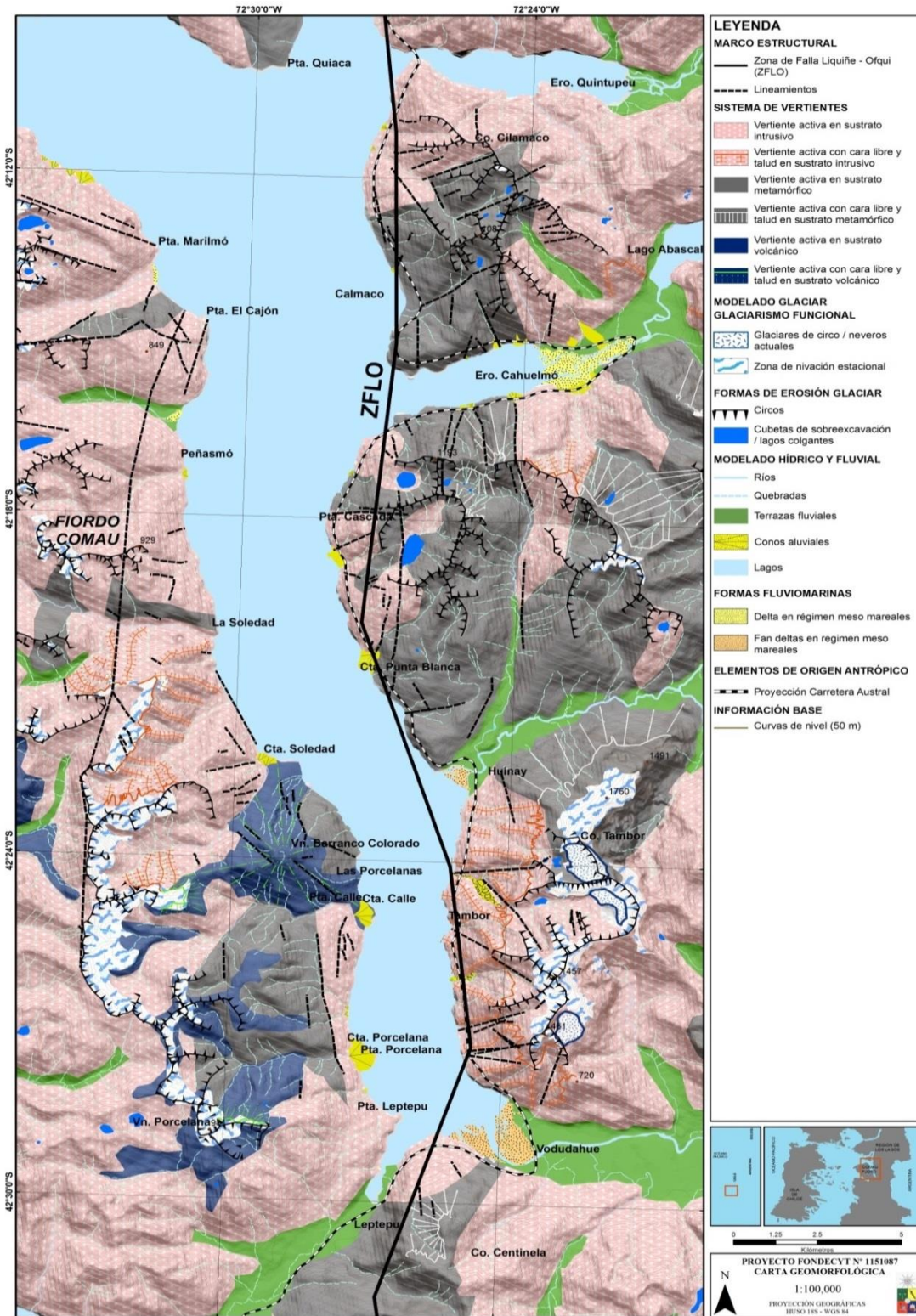


Figura 16: Carta Geomorfológica. Fuente: ALBORNOZ (2017). FONDECYT N° 1151087.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

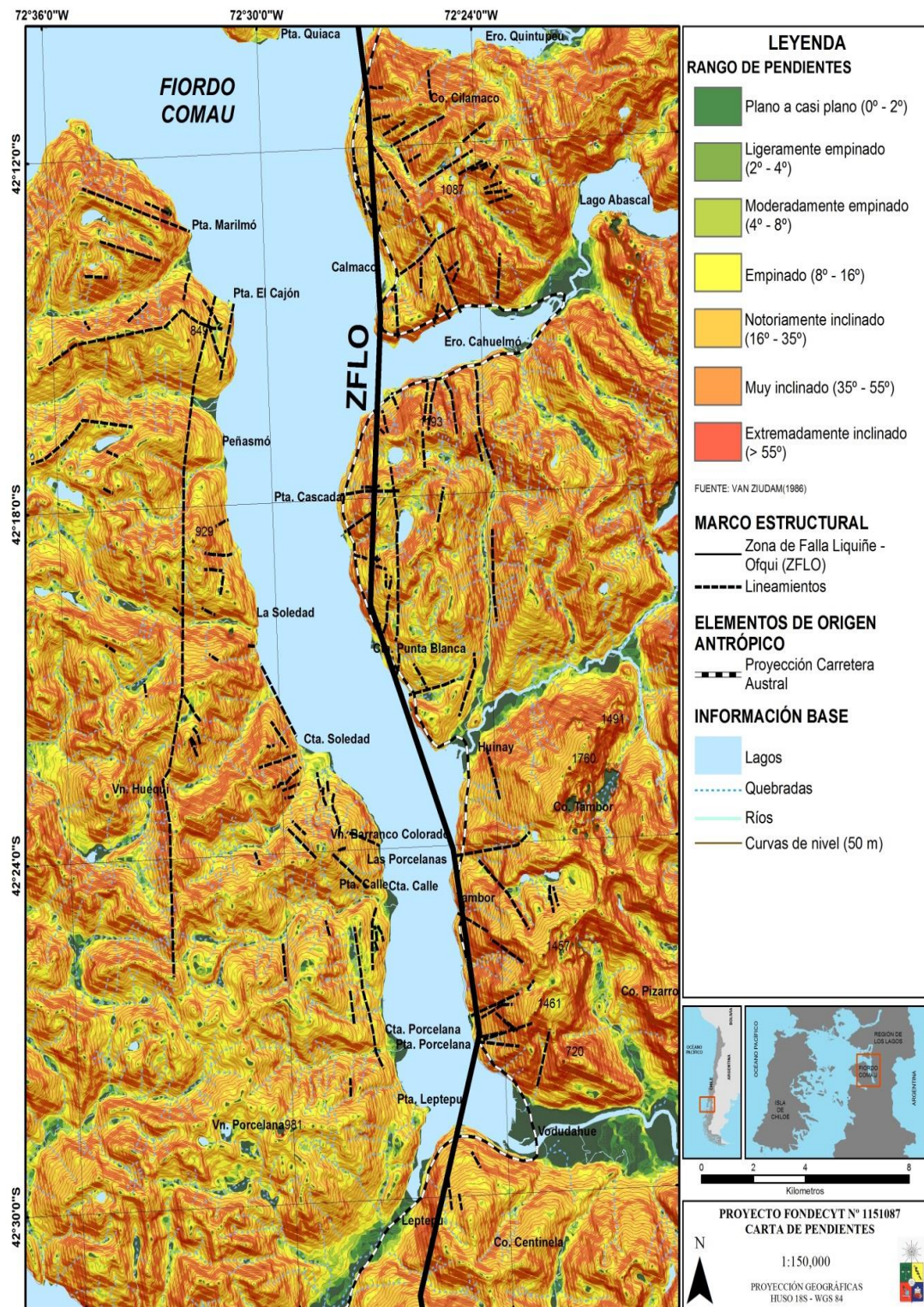


Figura 17: Carta de Pendiente. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

De los rasgos geomorfológicos más importantes, los sistemas de laderas activa en sustrato de roca intrusiva se presentan en ambos flancos de valle, pero predomina en extensión en ladera Oeste del fiordo. En este sector la altitud alcanza a los 675 a 857 msnm, la pendiente es muy inclinada con valor de 35° a 55°, donde puede presentar procesos como desprendimiento de rocas con procesos denudacionales intensos con formas depositacionales delgados (Figura 18), correspondiente al sector NO del fiordo.



Figura 18: Ladera NO del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Más al sur entre Cta. Calle y Pta. Leptepu se observa que las vertientes presentan pendientes que notoriamente inclinadas con rangos de 8° a 35°, con presencia de procesos denudacionales. En estas laderas la presencia de lineamientos separa el tipo de sustrato geológico de intrusivo a sustrato volcánico (Figura 19 y Figura 20).

La altitud en esta área alcanza a 798 m.s.n.m. en algunos sectores, en el volcán Barranco Colorado presenta una altitud de 962 m.s.n.m. En esta área debido a la actividad volcánica es posible encontrar fuentes termales como en el sector de Porcelana.



Figura 19: Borde Costero flanco de valle Oeste del fiordo cerca de Porcelana. Fuente: FONDECYT N° 1151087.



Figura 20: Costa Rocosa borde Oriental fiordo. FONDECYT N° 1151087.

Con respecto a los sistemas de vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo, se presenta principalmente en el flanco del valle Este del fiordo, alcanzando una altitud de 1730 m.s.n.m. La presencia de circos glaciares y lagos colgantes (Figura 21) son parte de las formas de relieve heredado de la actividad glaciaria en la zona, con neveros actuales y una zona de nivación estacional.



Figura 21: Lago Colgante, Flanco de valle Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

La pendiente en este borde Este del fiordo es más pronunciada y las laderas costeras caen en forma abrupta al mar, alcanzando en algunos sectores como entre Huinay y el Río Vodudahue con pendientes extremadamente inclinadas de $> 55^\circ$, como se observa en Figura 22. En la base existe la presencia de talud vegetados. La red de drenaje al adaptarse a este tipo de relieve forman cascadas y caídas de agua, además la erosión hídrica de los *talweg* favorece el transporte de los materiales.



Figura 22: Flanco de valle Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En el flanco Este del fiordo se presenta las mayores pendientes identificadas, lo que ya por sí misma es una variable significativa para la generación de movimientos gravitacionales en las laderas. En este sector también se identificaron afloramientos rocosos en rocas intrusivas, descubiertos de vegetación sobre los 300 m.s.n.m. La vegetación es escasa y solo se desarrolla en sectores cóncavos de la roca, es una vegetación incipiente ya que el suelo es muy delgado (Figura 23).

Los procesos de meteorización provocan un debilitamiento de la roca que con el paso del tiempo favorece a la desestabilización de la ladera. Se observa en líneas de color rojo las fracturas en dirección a la pendiente, permitiendo que el agua penetre en ellas favoreciendo el desarrollo de la vegetación, también el agua al escurrir por la ladera se canaliza en las diaclasas favoreciendo la erosión.



Figura 23: A y B Afloramiento rocoso ubicado hacia el Refugio en Cerro Tambor, las líneas rojas indican la dirección de las fracturas de la roca. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

También se puede observar vertientes activas en sustrato metamórfico, estas se encuentran principalmente en la ladera Este del fiordo. Hacia el Norte de Huinay las pendientes de estas laderas alcanzan valores sobre 8° a 35° , clasificado como notoriamente inclinado (Figura 24) y en

ladera Sur del Río Huinay con una altitud de 293 msnm hasta 1.620 m.s.n.m., cercano al cerro Tambor.

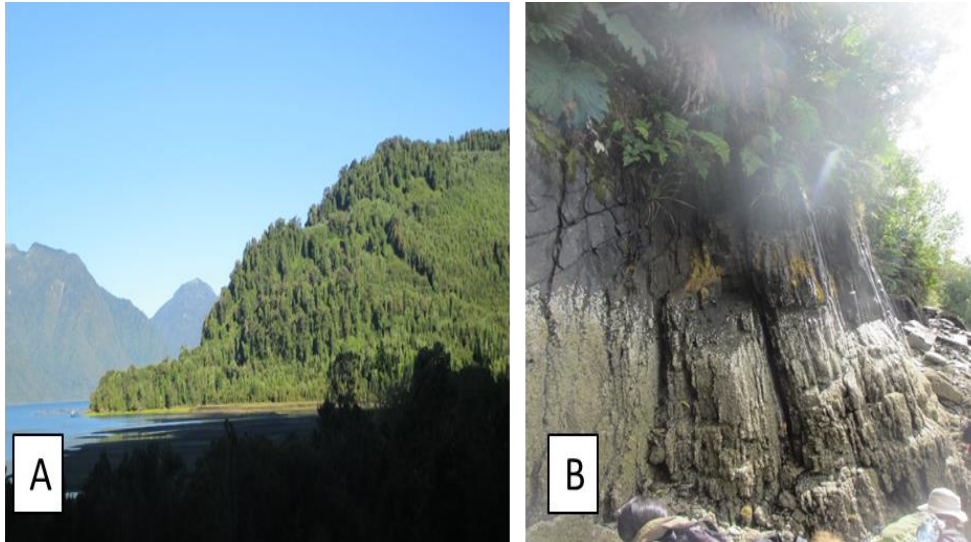


Figura 24: A y B. Ladera Norte de Desembocadura Huinay-Lloncochaigua. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Las vertientes activas con cara libre y talud en sustrato metamórfico se localizan en aquellos sectores donde predomina la pendiente extremadamente inclinada con valores $> 55^\circ$. Estas laderas aportan material de la parte superior de la ladera y se depositan en la base formando un talud (Figura 25).



Figura 25: Ladera Sur de Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Aquellas laderas modeladas en sustrato volcánico se localizan en el flanco Oeste del fiordo, correspondiendo a las laderas del volcán Barranco Colorado y también del volcán Porcelana, formadas por lavas y depósitos piroclásticos del Cuaternario, asociadas a la actividad volcánica. En las rocas es posible encontrar fuentes termales.

Con respecto a la pendiente se considera como empinada a muy inclinada (8° a 55°), pero también es posible encontrar en estas laderas valores de pendientes mayor a 55° , extremadamente inclinada, en sectores Caleta Soledad.

En aquellos sectores volcánicos de mayor altitud, sobre los 1.200 m.s.n.m. se desarrollan sistemas de laderas activas con cara libre y talud, esta área se localiza en los bordes de los circos en el flanco Oeste del fiordo, una zona de nivación estacional, donde la pendiente es escarpada y las laderas están expuesta a procesos de meteorización física de la roca volcánica desintegrándola y aportando de esta forma materiales al talud en la base de la ladera.

Con respecto al modelado hídrico, el aporte de los materiales detríticos de las cuencas a través de los *talweg* asociados ha permitido la formación de terrazas fluviales en las principales cuencas que drenan al fiordo. Aquellas de mayor extensión corresponden a Río Lloncochaigua, Río Huinay y Río Vodudahue (Figura 26) principalmente en la ladera Este del fiordo. En ambos flancos Este y Oeste es posible encontrar terrazas fluviales, depósitos aluviales correspondientes al período Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) localizadas en los fondos de valle glacial y valles

interiores. En la ladera Oeste es posible encontrar depósitos fluviales y conos aluviales y fan deltas asociados a la desembocadura de los ríos.

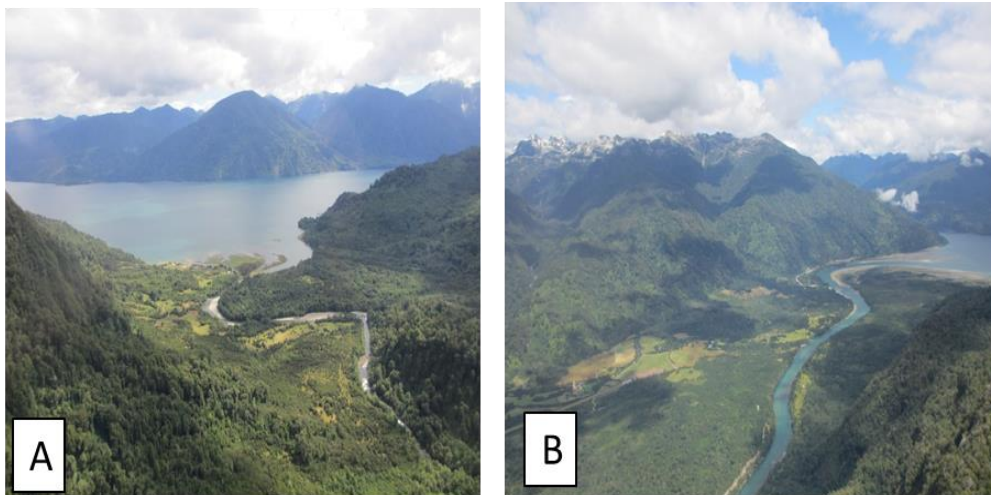


Figura 26:A. Terraza Fluvial Río Lloncochaigua-Huinay B. Terraza Fluvial Río Vodudahue. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

El Río Vodudahue, presenta depósitos fluviales del Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno) son gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación.

En relación a las formas de base de las vertientes o de contacto entre montaña y cuenca, se identifican conos aluviales en las cuencas principales de los ríos, como en el estero en Punta Calle (Figura 27), donde los materiales depositados son de diversa granulometría.



Figura 27: Punta Calle, Cono aluvial. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

De acuerdo con los procesos fluvio-marinos es posible identificar formas deltaicas en el Río Cahuelmo, siendo este un Delta macromareal (GONZÁLEZ, 2017; SOTO & GONZÁLEZ 2016). También es posible identificar un fan-delta (Figura 28) con régimen macromareal, formados por depósitos de abanico aluvial con una amplitud de olas de 6 metros de altitud. El fan-delta Huinay alcanza 1 km de extensión y tiene como suministro de material fluvial las cuencas de los ríos Huinay (30,73 km²) y Lloncochaigua (113,86 km²).



Figura 28: Fan-delta de Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3. Inventario de remociones en masa en las laderas del fiordo.

En el área de estudio se identifican diversos procesos de remociones en masa, como caída de rocas, deslizamiento de rocas, deslizamiento de rocas y suelos, deslizamiento rocas y suelos no actuales, deslizamiento de suelos y flujos de detritos (Figura 29).

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

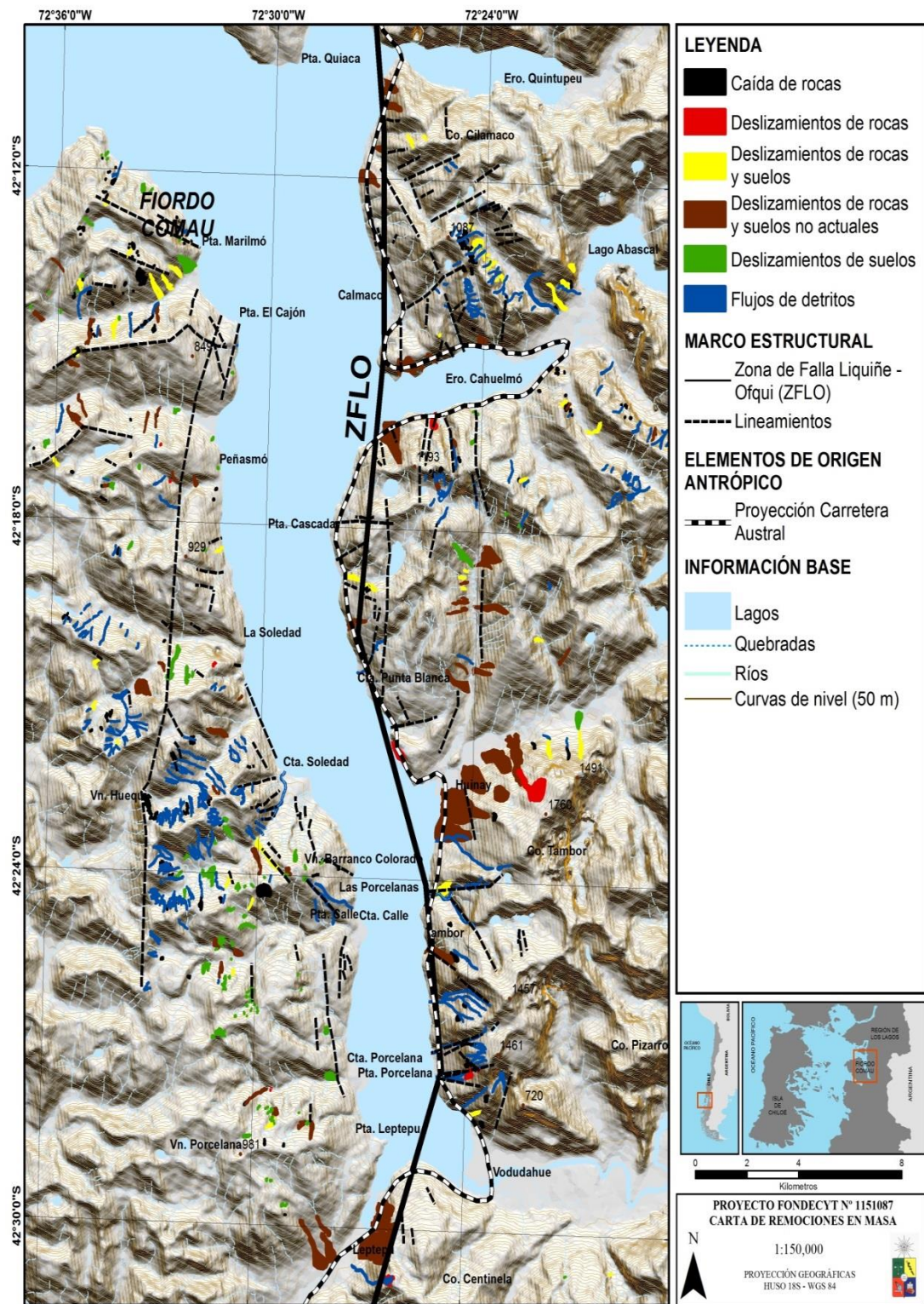


Figura 29: Carta remociones en masa. Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

En la Figura 30, se observa que los procesos de remociones en masa más recurrentes son los flujos de detritos con un 41,03%, en segundo lugar 24% las caídas de rocas y los procesos de menor presencia son los deslizamientos de rocas con un 0,73 %.

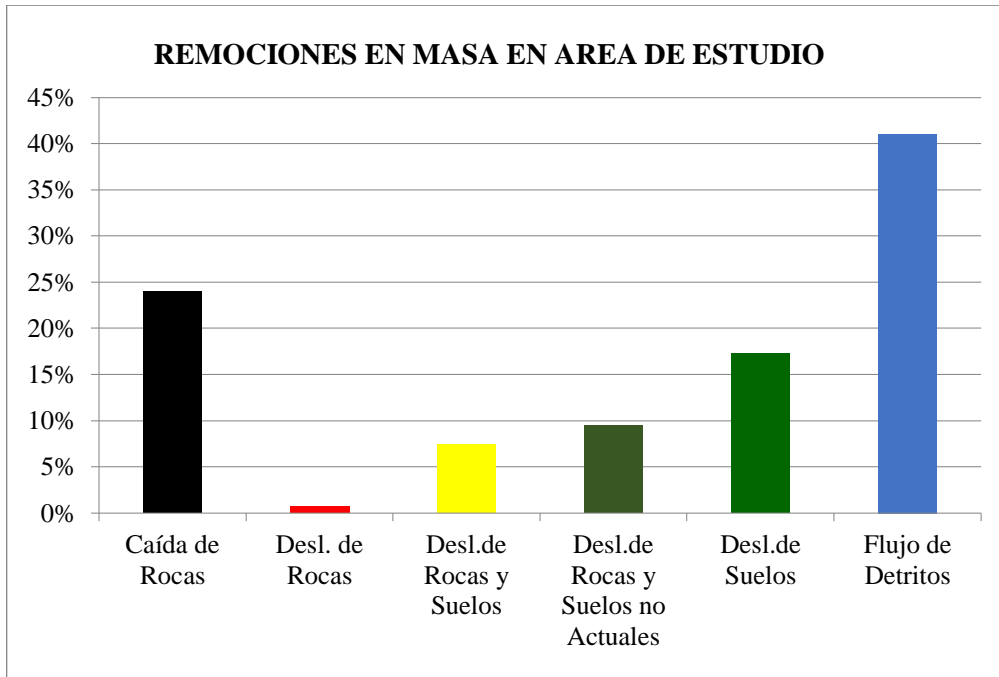


Figura 30: Gráfico Remociones en masa en el área de Estudio. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.1. Caída de rocas

Las áreas identificadas con fenómenos de caída de rocas se localizan en zonas donde la pendiente ha sido clasificada como muy inclinada y extremadamente inclinadas con valores entre los 35° y superior a > 55° en ambas laderas del fiordo. Entre Cahuelmo y Huinay las caídas de rocas se presentan en sistemas de laderas activas y activas con cara libre y talud en sustrato metamórfico, algunas de estas laderas forman parte de los circos glaciares. Entre Huinay y Vodudahue las caídas de rocas se localizan en laderas activas con cara libre y talud en sustrato metamórfico y más al sur se observan en laderas activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo, en la ladera costera del fiordo formando parte del plano de falla (Figura 31) como también en la ladera Oeste del fiordo, localizadas frente a Huinay en las laderas donde se localizan los circos.



Figura 31: Caída de roca en ladera Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En las laderas con presencia de caída de rocas el desarrollo de suelo es muy incipiente o no existe, la roca está más bien expuesta a los factores ambientales. En este caso la precipitación es abundante favoreciendo a que la roca permanezca en contacto directo con el agua, además es importante destacar que existen sectores con caída que presenta fracturas de la roca importantes donde el agua penetra en ellas favoreciendo a que la roca se debilite y siga desarrollando procesos que conllevan a este tipo de remociones (Figura 32).



Figura 32: Caída de roca zona Alta al interior Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.2. Deslizamiento de rocas

Este tipo de remociones en masa se presenta en menor frecuencia, se localiza en aquellos sectores con pendientes extremadamente inclinada con valores superiores a 55° entre Huinay y Vodudahue, tanto en laderas activas con cara libre y talud en sustratos metamórficos e intrusivos (Figura 33).

Los materiales rocosos se desplazan por una superficie de cizalle activo por tanto los sectores donde se localizan estos procesos presentan muy escasa vegetación.

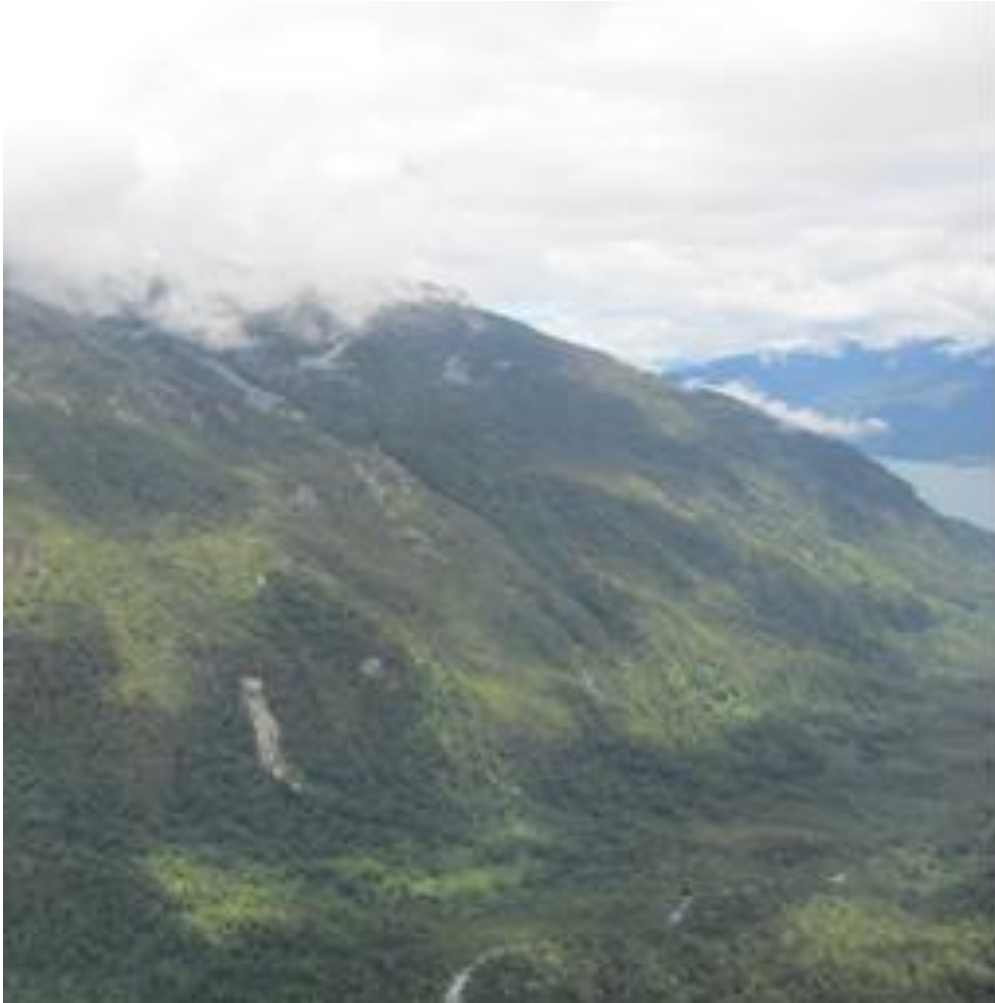


Figura 33: Deslizamiento de rocas en ladera Sur Río Huinay-Lloncochaigua. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.3. Deslizamientos de rocas y suelos

Este tipo de remoción está formada por una masa tanto de roca y suelo que mientras se desliza por la ladera puede incorporar la roca meteorizada en su desplazamiento. En la ladera Este del fiordo entre Quintupeu y Cahuelmo se localizan estos procesos en sectores con pendientes extremadamente inclinadas ($>55^\circ$) formando parte de los circos glaciares, son vertientes activas y activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo. Entre Huinay y Vodudahue (Figura 34) se presenta en sectores con pendiente muy inclinada sobre los 35° en laderas activas con cara libre y talud tanto en sustrato metamórfico como sustrato intrusivo.



Figura 34: Deslizamiento de suelo y roca, sector desembocadura Vodudahue. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la ladera Oeste del fiordo estos deslizamientos se localizan en sistemas de vertientes activas con sustrato volcánico en pendientes notoriamente inclinado y muy inclinado con valores entre los 16° y 55° , muy cercana a los lineamientos. Hacia el Norte de la ladera Oeste del fiordo se presentan también este tipo de remoción en sectores donde la pendiente es muy inclinada ($35^\circ - 55^\circ$) y en algunos sectores de las laderas con pendiente extremadamente inclinada ($>55^\circ$). Como se observa en la (Figura 35) la vegetación no existe o es muy escasa, debido al deslizamiento continuo del escaso suelo existente.



Figura 35: Deslizamiento de suelo y roca, vertiente Oriental Fiordo Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.4. Deslizamiento de rocas y suelos no actuales

Corresponde a aquellas remociones que ocurrieron en un período de tiempo histórico no conocido y en donde aún se aprecian las evidencias del movimiento, debido a que existe una vegetación diferente. El suelo y la vegetación se eliminaron en este proceso y actualmente están cubiertas por vegetación de helechos y nalcas, totalmente diferentes al entorno. Este proceso de colonización de la vegetación se demora alrededor de 10 años (Figura 36).

Este tipo de remoción en masa se localizan principalmente en las laderas de fondos de valles y también en zonas de fuerte pendiente afectadas por la acción de las mareas en la parte basal de la ladera.

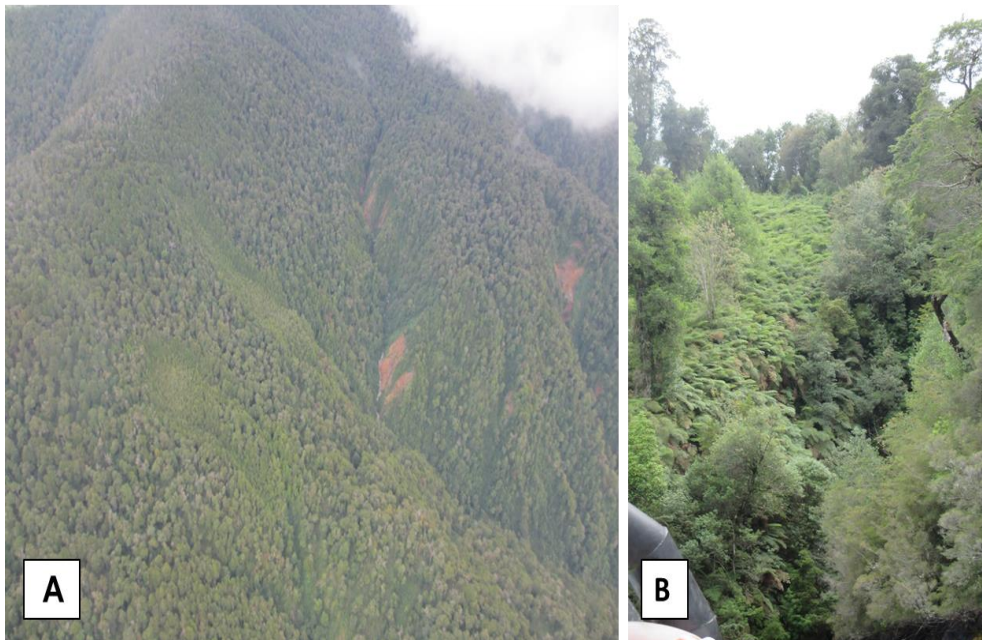


Figura 36: Deslizamiento de roca y suelo no actuales, A: se observa la diferencia de tono de color verde. B: Cobertura de helechos. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la ladera Oeste del fiordo estos procesos se localizan en sectores con pendientes con rangos que oscilan entre los 35° a 55° , es decir muy inclinado. En vertiente activas tanto con sustrato intrusivo en el borde costero y también en sustrato metamórfico hacia el interior de los valles. Es importante destacar que algunas de estas remociones en masa se localizan en lineamiento o muy cercanos a ellos.

En el sector de Huinay se concentra la mayor parte de estos procesos, aquí la pendiente es muy inclinada entre 35° y 55° , se desarrollan en vertientes activas con cara libre y talud tanto en sustrato intrusivo como metamórfico, es posible ver en la carta de inventario de remociones en masa que esta gran remoción es aledaña a un lineamiento importante de este sector.

En la Figura 37, se observa la gran remoción de Huinay, esta ocurrió en 1957, se observa que la topografía de la ladera que evidencia un cambio notorio en la pendiente que corresponde a esta gran remoción. En ese año, la precipitación máxima en 24 horas fue de 117,8 mm el segundo valor más alto desde que se tiene registro (1929) localizada en roca intrusiva.

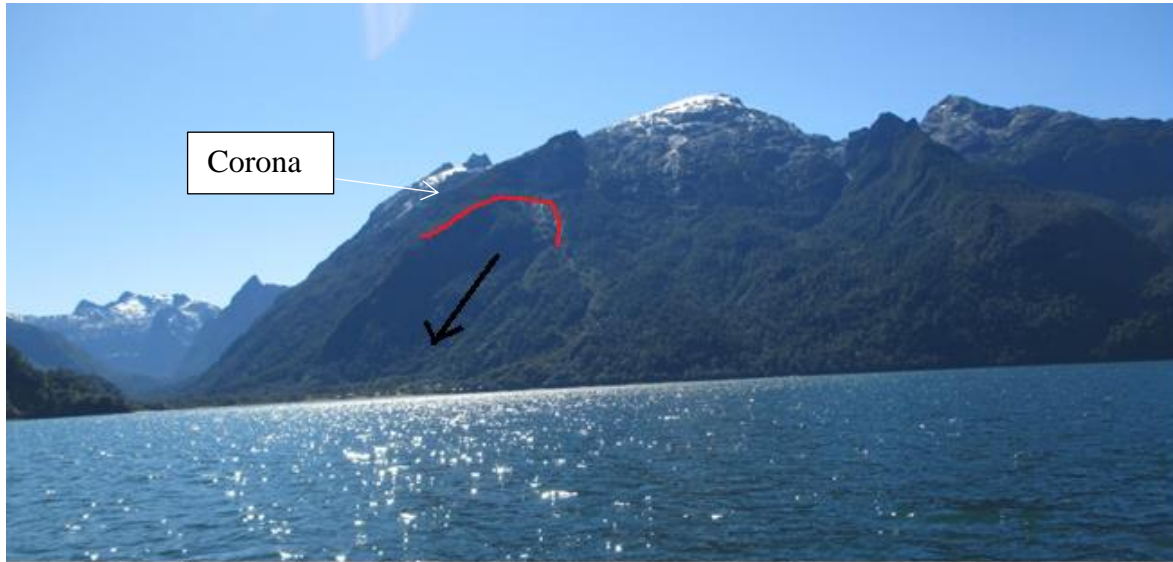


Figura 37: Remoción 1957 en Huinay, Deslizamiento de rocas y suelo no actual. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la Figura 38, se observa el tamaño de los bloques que fueron arrastrados por esta remoción y los helechos que son los primeros colonizadores vegetacionales de estos sectores.



Figura 38: Bloque arrastrado por remoción en 1957. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la Figura 39, se observa el tamaño de la raíz de una árbol arrastrado por una remoción, el escaso desarrollo de la capa de suelo hace que las raíces sean delgadas poco profundas y por tanto el árbol pierde estabilidad ante un evento de remoción importante y es arrastrado arrancándolo de raíz.

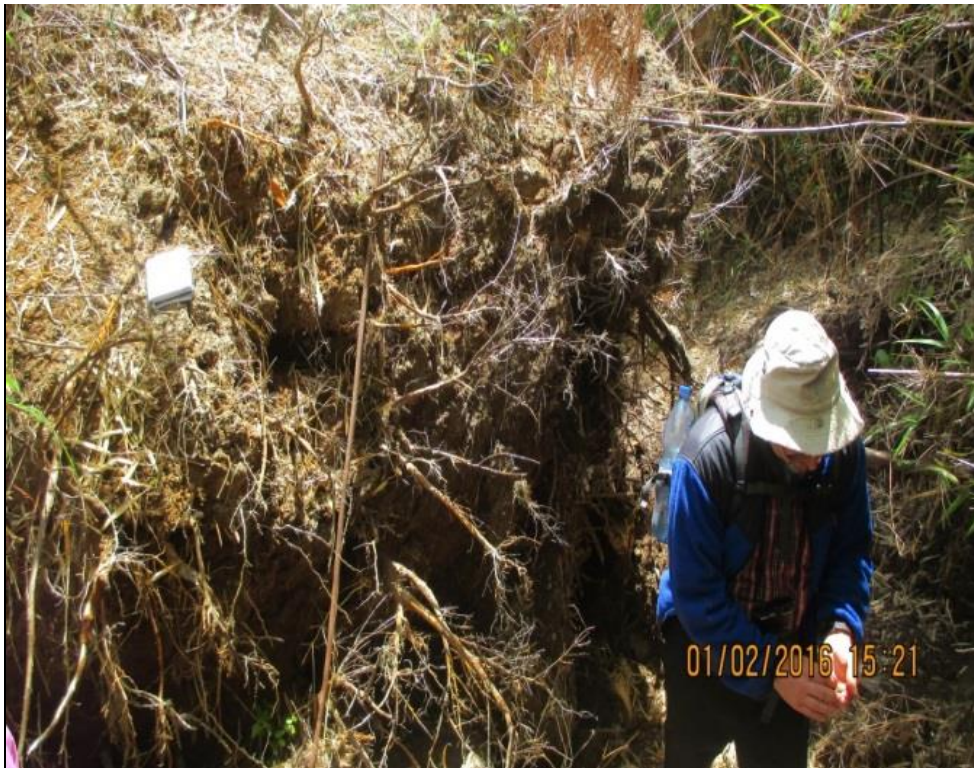


Figura 39: Raíz de árbol arrastrado por remoción en masa. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En el flanco Oeste del fiordo la presencia de estos procesos es de mucho menor frecuencia que en ladera Este, pero al igual que en el área anterior se encuentran en vertientes de valles principalmente, con pendientes muy inclinadas y extremadamente inclinadas (35° a $> 55^\circ$) en vertientes activas propiamente tal y en vertientes activas con cara libre y talud es sustrato intrusivo.

Al sur del área de estudio, los deslizamientos de roca y suelo no actuales están asociados a flancos del valle del Río Leptepu como también en las laderas del borde costero. Las pendientes muy inclinadas (35° - 55°) se localizan en vertientes activas tanto en sustrato intrusivo y metamórfico.

4.3.5. Deslizamientos de suelo

Estos movimientos se presentan en ambas laderas del fiordo, pero se concentran principalmente en la ladera Oeste en sectores con pendientes notoriamente inclinada y muy inclinada (16° y 55°) al sur de la ladera Oeste. Es posible identificar estas remociones en masa en vertientes activas en sustrato intrusivo en la parte norte, pero también es posible encontrarlos en vertientes activas en sustrato volcánico al frente de Huinay.

Se observa que este proceso ha eliminado por completo la vegetación del área afectada quedando expuesto el suelo en superficie. Este sector corresponde a vertientes activas en sustrato metamórfico y principalmente en vertientes activas en sustrato volcánico (Figura 40). Es importante destacar que si bien la presencia de remociones en masa coinciden con áreas con presencia de lineamientos o pequeñas fallas, los deslizamientos de suelos responden a característica más bien locales como topografía, pendiente, consolidación, etc.



Figura 40: Deslizamientos de Suelo en flanco Oeste del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

4.3.6. Flujos de detritos

Los flujos de detritos se encuentran distribuidos en toda el área de estudio. La ladera Este del fiordo cerca de la localidad de Cahuelmo tienen sus cabeceras en las laderas con pendientes muy inclinadas (35° - 55°) donde existe material detrítico en laderas activas en sustrato intrusivo; estos flujos se presentan en las quebradas donde existe un transporte del material no consolidado saturado en agua y que son movilizadas aguas abajo. Situación similar se presenta al Sur de Cahuelmo donde estos flujos se desarrollan bajo las mismas condiciones topográficas.

Entre Huinay y Vodudahue este tipo de remoción en masa se localizan en las principales quebradas del sector, la mayoría desemboca en el mar y algunas nacen en los circos y lagos colgantes localizados en la parte superior de estas laderas. La pendiente es muy inclinada (35° - 55°) y en algunos sectores con valor de pendiente de $>55^{\circ}$, extremadamente inclinado. Algunos de estos flujos han concentrado su cauce en los lineamientos o fallas cuya orientación es OE localizándose en los sistemas de vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo (Figura 41).

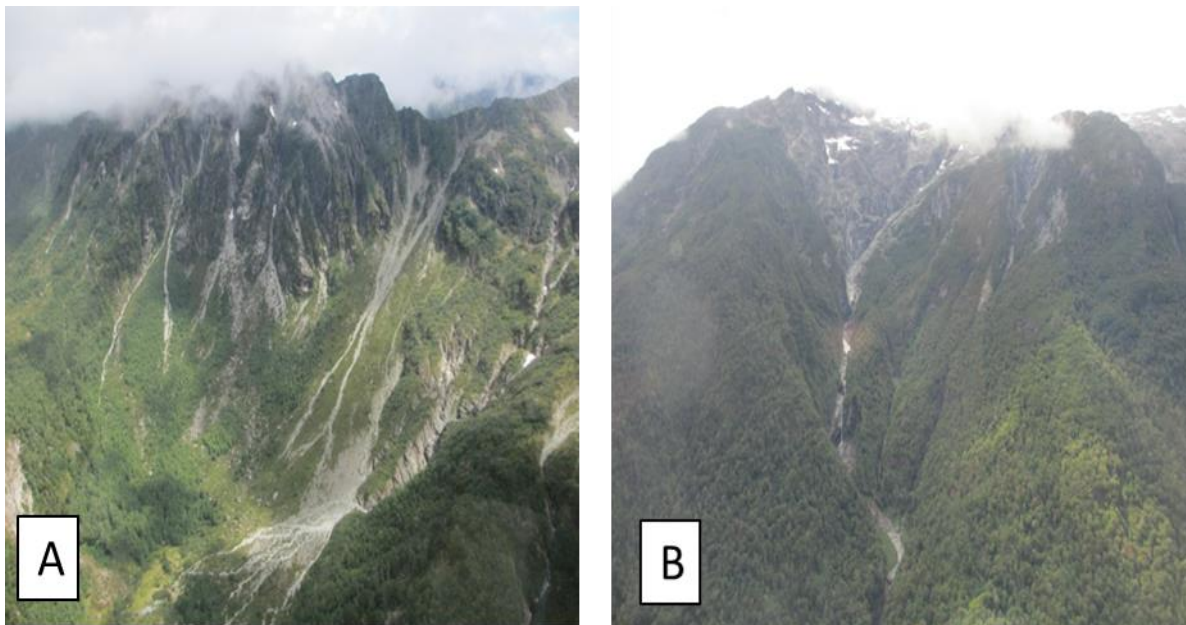


Figura 41: A: Flujos de detritos ladera Oeste del fiordo. B: Ladera Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la ladera Oeste del fiordo se localizan en los valles interiores con pendientes que van desde muy notoriamente inclinadas a muy inclinadas con valores de pendiente (16° - 55°), en vertientes activas y vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo asociados a sectores de circos. En algunos sectores de esta ladera del fiordo es posible identificar flujos de detritos asociados a lineamientos.

También es importante destacar que la orientación de las laderas puede ser un factor importante en la distribución de los procesos de remoción en masa, esto queda demostrado en la investigación realizada por MOLINA (2016), donde concluye que en general, las clases Norte, Sur, Este y Oeste se dividen uniformemente en el área de estudio.

La clase Norte es la que abarca una mayor área con casi un 27%, sin embargo, la clase con mayor porcentaje de remoción en masa corresponde a la de orientación Oeste con un 32%, situación que se observa en la ladera Este del fiordo principalmente entre el sector entre Huinay y Vodudahue, donde se localizan las remociones en masa de mayor tamaño.

4.4. Distribución de los procesos de remoción en masa por unidad litológica

En la Tabla 14 y la Figura 42, se observa que la unidad litológica que presenta mayor frecuencia de eventos de remoción en masa es Mg, rocas intrusivas del Mioceno, principalmente granodioritas y dioritas, representando el 53%. Dentro de los procesos más recurrentes son los flujos de detritos con un total de 191 y luego las caídas de rocas con un total de 111 eventos y en menor recurrencia deslizamientos de rocas y deslizamientos de rocas y suelos con 1 y 24 eventos respectivamente.

Al observar el rango de resistencia a la fracturación de las rocas, esta unidad litológica a pesar de clasificarse como Baja, la presencia de flujos de detritos permite reconocer que existe un aporte importante de materiales productos de la meteorización de las rocas, estos materiales están disponibles para ser transportados aguas abajo, procesos que se intensifican cuando las precipitaciones aumentan en la zona, coincidiendo esta área con procesos de caídas de rocas que también aportan estos materiales. La vegetación en estas áreas es escasa, las pendientes son pronunciadas, la altitud, las bajas temperaturas y las condiciones medioambientales favorecen al desarrollo de estos procesos.

Tabla 14 : Remociones en masa por unidad litológica y rangos de resistencia								
UNIDAD	Roca Intrusiva CPg	Roca Intrusiva Jig	Roca Intrusiva Kig	Roca Intrusiva Mg	Roca Metam. PzTr 4 (a)	Roca Metam. PzTr4 (b)	Sec. Sedimen Q1 y Qf	Sec. Volcan. Q3i
Resistencia	Baja	Baja	Baja	Baja	Media	Media	Baja	Media
Caída de rocas	2	8	21	111	-	48	-	6
Desliz. de rocas	-	2	-	1	-	3	-	-
Desliz. de rocas y suelos	-	2	12	24	-	14	-	9
Desliz. de rocas y suelos no actuales	1	3	3	38	3	25	-	5
Desliz. de suelos	1	-	1	73	-	31	-	36
Flujo de detritos	3	26	20	191	-	90	-	6
TOTAL	7	41	57	438	3	211	-	62

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

La segunda unidad litológica con mayor presencia de remociones en masa es PzTr4(b), con un 25,8%, corresponde a un sustrato metamórfico con presencia de 211 eventos, predominando los flujos de detritos (90) y caídas de rocas (48), en menor recurrencia se encuentra los deslizamientos de rocas (3) y deslizamiento de roca y suelo (14), de acuerdo a los rangos de resistencia de la roca a la meteorización o alteración esta unidad litológica presenta un rango Medio.

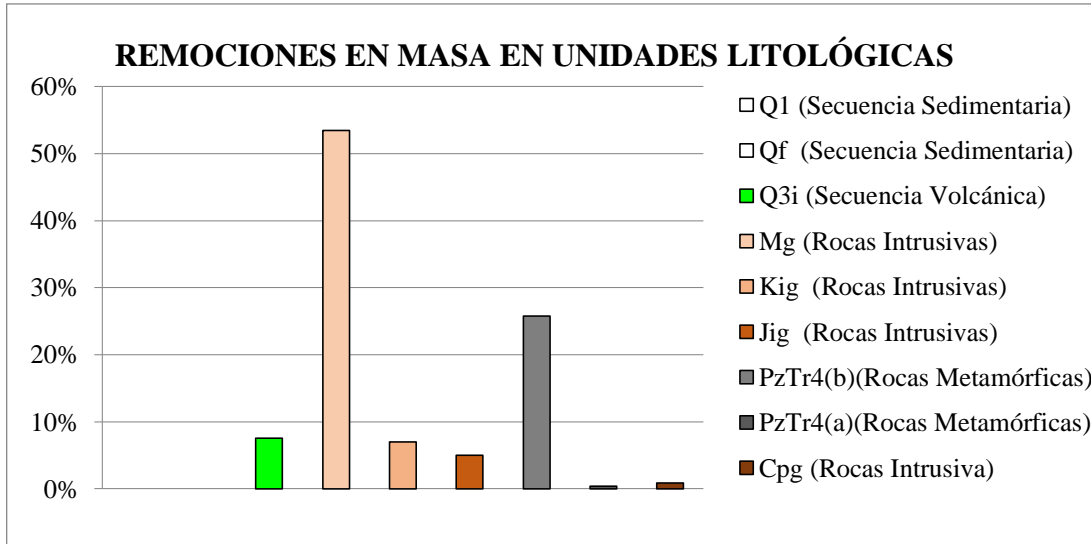


Figura 42: Gráfico de Remociones en masa en unidad Litológica. Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

En tercer lugar se encuentra la unidad geológica correspondiente a secuencias Volcánicas Q3i, con 7,6% de los eventos identificados en el área de estudio. Los procesos más recurrentes son deslizamientos de suelos con un total de 36 eventos y los deslizamientos de suelos y rocas con un total de 9 eventos y presenta un rango medio de resistencia a la meteorización o alterabilidad de la roca.

La unidad litológica CPg presenta escasa recurrencia de eventos sólo 7 alcanzando un 0,9%, estas rocas corresponden a rocas intrusivas como granitos, granodioritas y dioritas, esta unidad se clasifica como Baja de acuerdo a la resistencia de la matriz rocosa a la meteorización. En la Figura 43, se observa la distribución en el área de estudio de las remociones en masa con respecto a la unidad litológica correspondiente.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

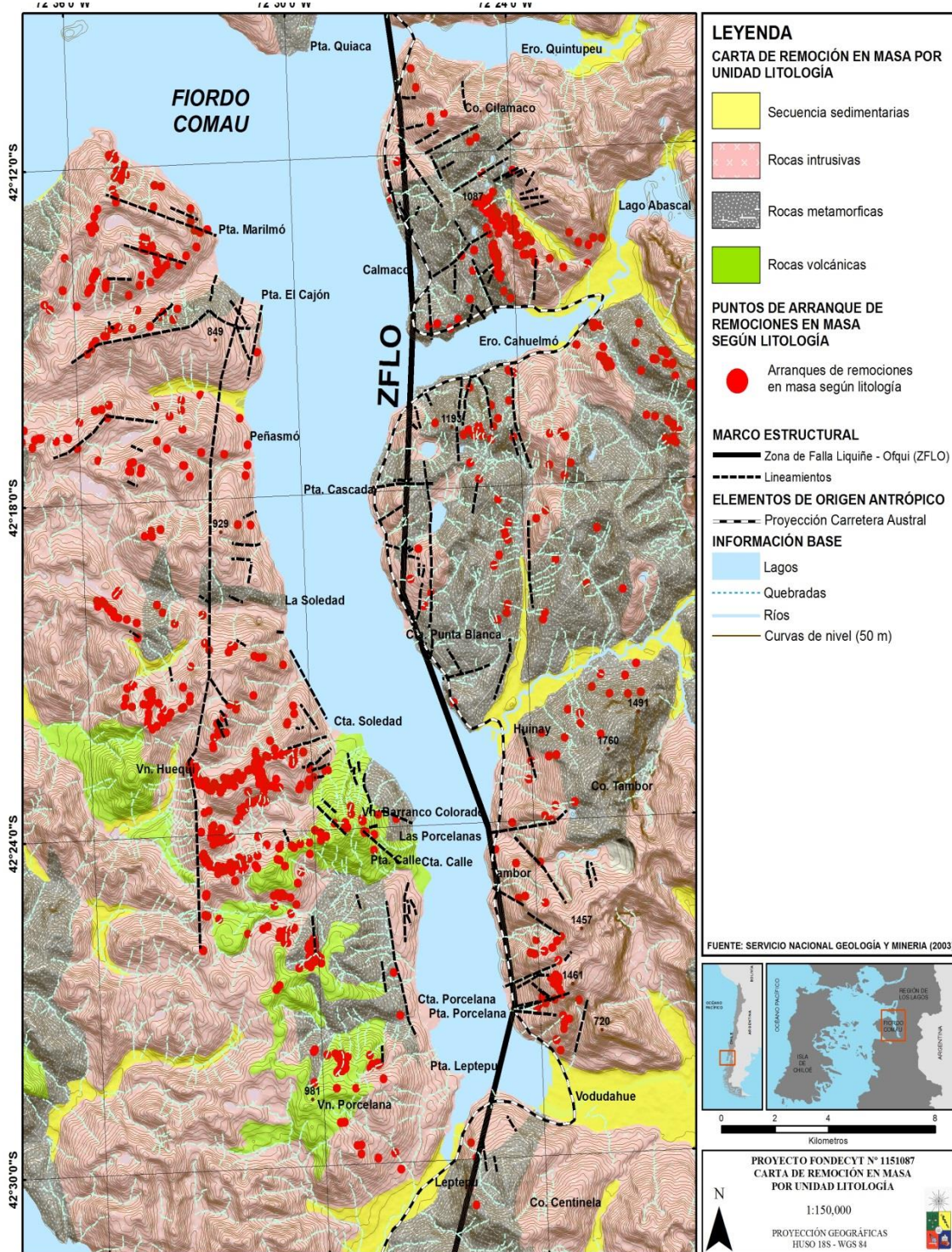


Figura 43: Carta remociones en masa por unidad Litológica. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

4.5. Cartas de factores condicionantes de remociones en masa en el fiordo.

4.5.1. Pendiente

En la Figura 44, se observa el factor pendiente dividido en 3 rangos establecidos de acuerdo a la clasificación de VAN ZIUDAM (1986) posteriormente reclasificados. El rango Medio es de mayor extensión alcanza una superficie de 267,82 km², representando el 55,56% de la superficie total. (Tabla 15).

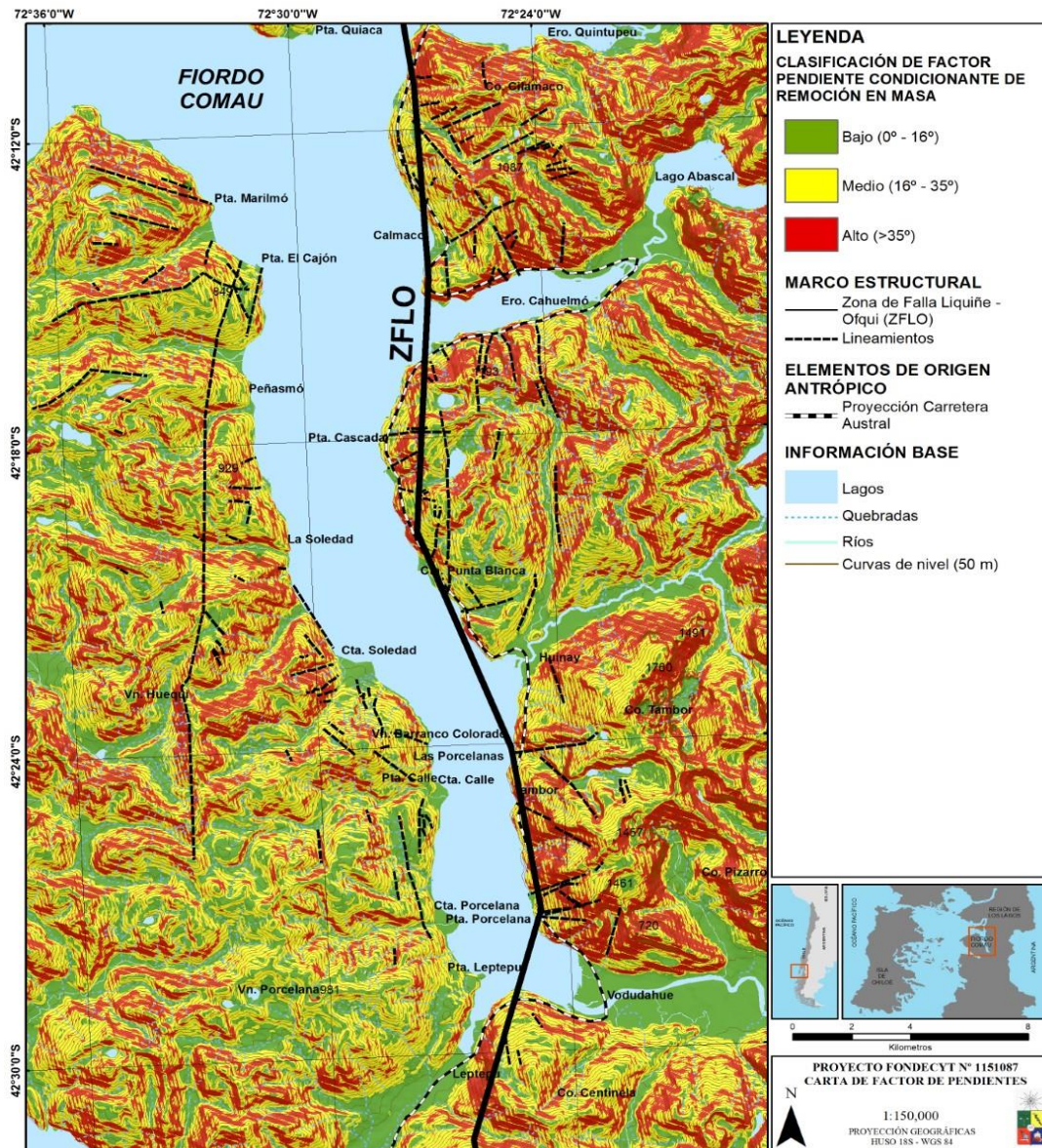


Figura 44: Carta Factor Pendiente. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

Tabla 15: Resultado de reclasificación del factor pendiente con el porcentaje de superficie respectivo.		
Factor	Rangos	% Área
Pendiente (°)	ALTO	26,36
	MEDIO	55,56
	BAJO	18,08

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

Caso contrario se presenta en el rango Bajo, con una superficie de 87,17 km² alcanzando el 18,08%, este rango se localiza principalmente en sectores de baja pendiente como depósitos fluviales.

4.5.2. Rocas y sedimentos (material Basal)

Este factor fue dividido en 3 rangos de acuerdo a la resistencia de la roca (matriz de roca sana) y resistencia de los depósitos sedimentarios. En el área de estudio solo es posible encontrar los rangos Medio y Bajo (Figura 45).

El rango Medio presenta una superficie de 158,0 Km² del área de estudio y al observar la Tabla 16 representa el 37,49 % de la superficie total, localizado principalmente en la ladera Este del fiordo. Con respecto al rango Bajo, este alcanza una superficie de 263,41 km², representando al 62,51% predominando en la ladera Oeste del fiordo.

Tabla 16: Resultado de reclasificación del factor Geología con el porcentaje de superficie respectivo.		
Factor	Rangos	% Área
Geología	MEDIO	37,49
	BAJO	62,51

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

4.5.3. Cercanía a Fallas y Lineamientos

Este factor muestra la distancia tanto a lineamientos y fallas fotointerpretadas. Al observar la Figura 46, la ladera Este del fiordo concentra una mayor cantidad de éstos, localizándose principalmente en el borde costero.

En esta ladera, muchos lineamientos coinciden con quebradas o cursos de agua, mientras que en la ladera Oeste se localiza una falla de mayor longitud que cruza en forma transversal y también se concentran fallas de menor longitud.

Las áreas con Baja cercanía a fallas y lineamientos, es decir a más de 600 metros alcanza una superficie de 312,84 km², representando el 56,5% rango de mayor extensión en el área de estudio en forma regular en ambas laderas de fiordo (Tabla 17).

El sector con Alta cercanía a las fallas y lineamientos (> 200mts.) tiene una superficie de 81,47 km² alcanzando el 14,7 % del área total.

Tabla 17 : Resultado de reclasificación del factor Cercanía a fallas y lineamientos con el porcentaje de superficie respectivo.		
Factor	Rangos	% Área
Cercanía a Fallas y Lineamientos	ALTO	14,7
	MEDIO	28,7
	BAJO	56,5

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

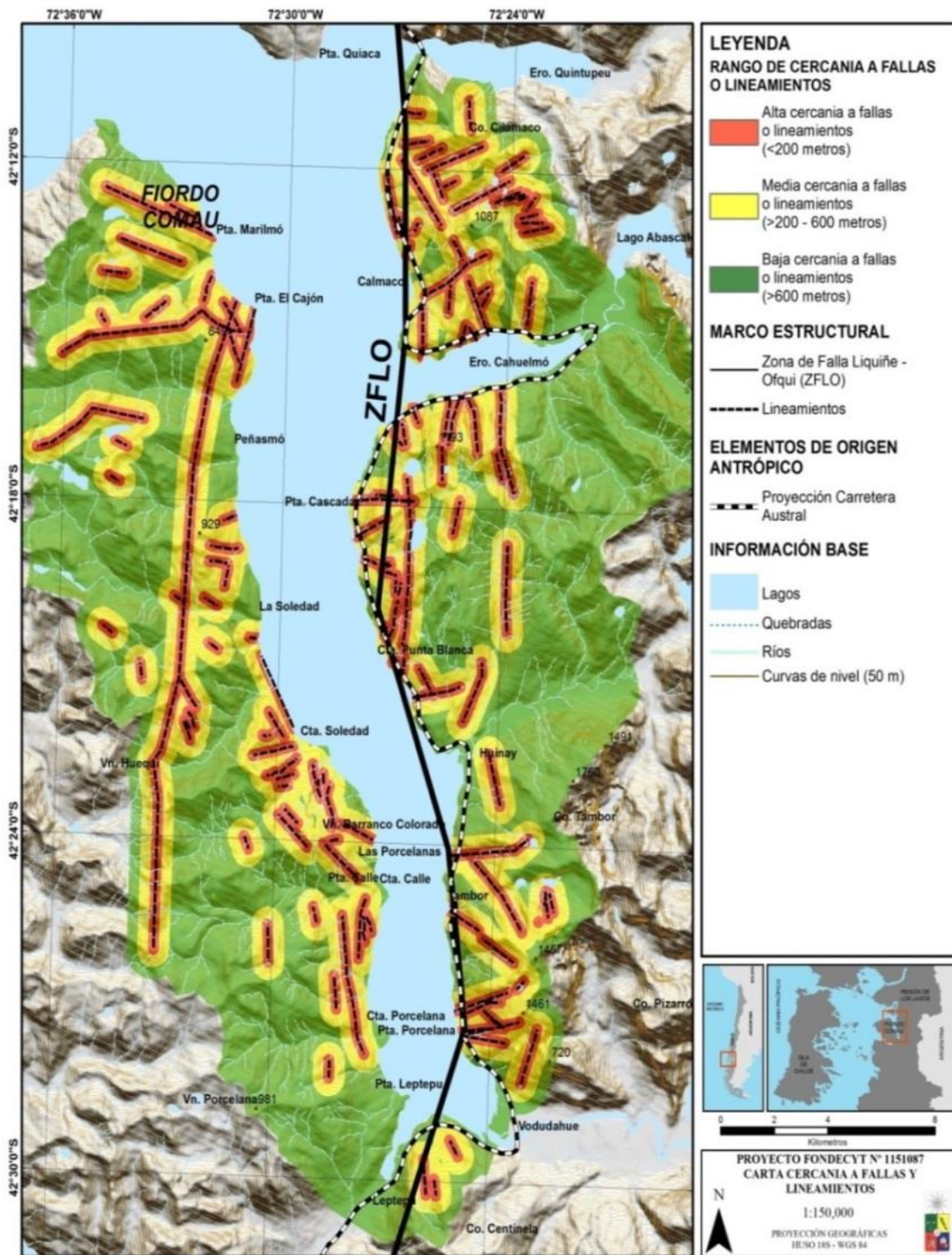


Figura 46: Carta factor cercanía a fallas y lineamientos. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

4.5.4. Densidad de Lineamientos y fallas

Al observar la Figura 47, el factor densidad de lineamientos y fallas presenta una Alta densidad en cuatro puntos del área de estudio, alcanzando una superficie de 5,562 Km² y representa el 1,15 % del área de estudio (Tabla 18).

Tabla 18: Resultado de reclasificación del factor Densidad y lineamientos y fallas con el porcentaje de superficie respectivo.		
Factor	Rangos	% Área
Densidad de Lineamientos y fallas	ALTO	1,15
	MEDIO	29,2
	BAJO	69,6

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

El flanco Este del fiordo concentra tres puntos de ellos, el sector con mayor extensión se localiza en la parte Sur cercana a la costa, los otros puntos concentran Alta densidad, pero de menor extensión y se localizan entre el Estero Quintupeu y Cahuelmo. El flanco Oeste del fiordo concentra un área de Alta densidad localizado en la zona costera Punta El Cajón.

Las áreas con densidad Media cubren una superficie de 140,94 Km² y se localizan en la ladera Oeste especialmente en el borde costero. Entre el estero Quintupeu y Cahuelmo, se localizan en las cabeceras de las cuencas a mayor altitud. En la ladera Oeste del fiordo se localizan en el borde costero de la Caleta Soledad principalmente y representa el 29,23 % de la superficie total.

Las áreas de Baja densidad son las que cubren la mayor superficie en el área de estudio con una superficie de 335,54 km², alcanzando el 69,6% del área y se encuentran en ambas laderas del fiordo.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

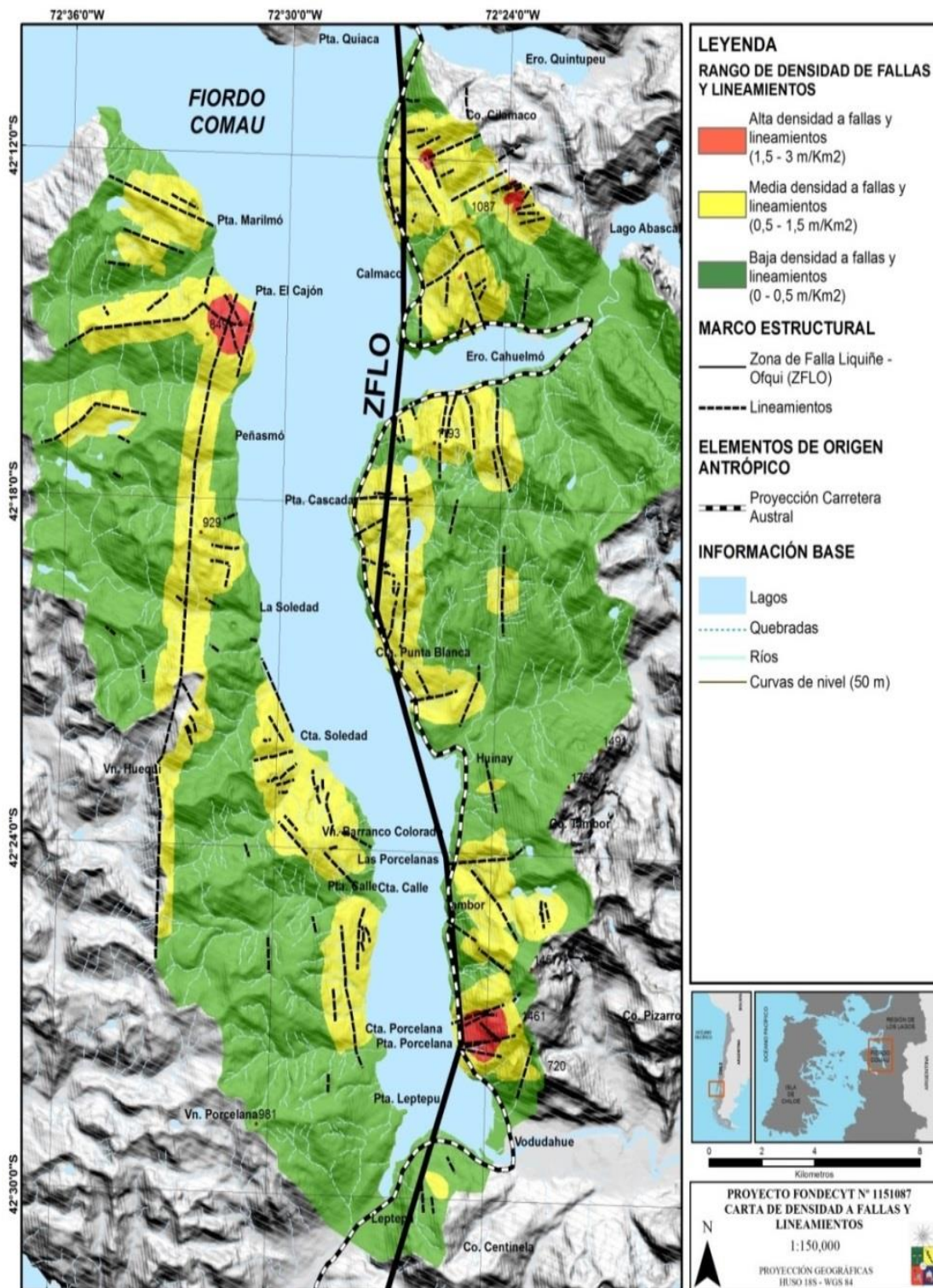


Figura 47: Carta factor densidad de fallas y lineamientos. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

4.5.5. Antecedentes de Remociones en masa en las laderas (Inventario)

Este factor muestra los sectores con presencia y ausencia de remociones en masa en el área de estudio, al observar la Tabla 19, los sectores con ausencia de estos procesos alcanzan una superficie de 465,15 Km² representando el 96,4% del área.

Los sectores con presencia de remociones en masa corresponden al 3,56% del área con un total de 17,19 Km².

Tabla 19: Resultado de reclasificación del factor Antecedentes de RM con el porcentaje de superficie respectivo.		
Factor	Rangos	% Área
Antecedentes de Remoción en Masa	ALTO	3,56
	BAJO	96,4

Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087

La distribución de los procesos de remociones en masa en el área de estudio es regular (Figura 48), es decir se localizan en toda el área, las remociones en masa de mayor extensión se localizan en la ladera Oeste del fiordo, principalmente entre Huinay y Vodudahue.

En la ladera Oeste se localizan una cantidad importante de remociones en masa, pero estos son de menor extensión, principalmente deslizamiento de suelo en sectores con sustrato volcánicos y flujos de detritos en rocas intrusivas.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

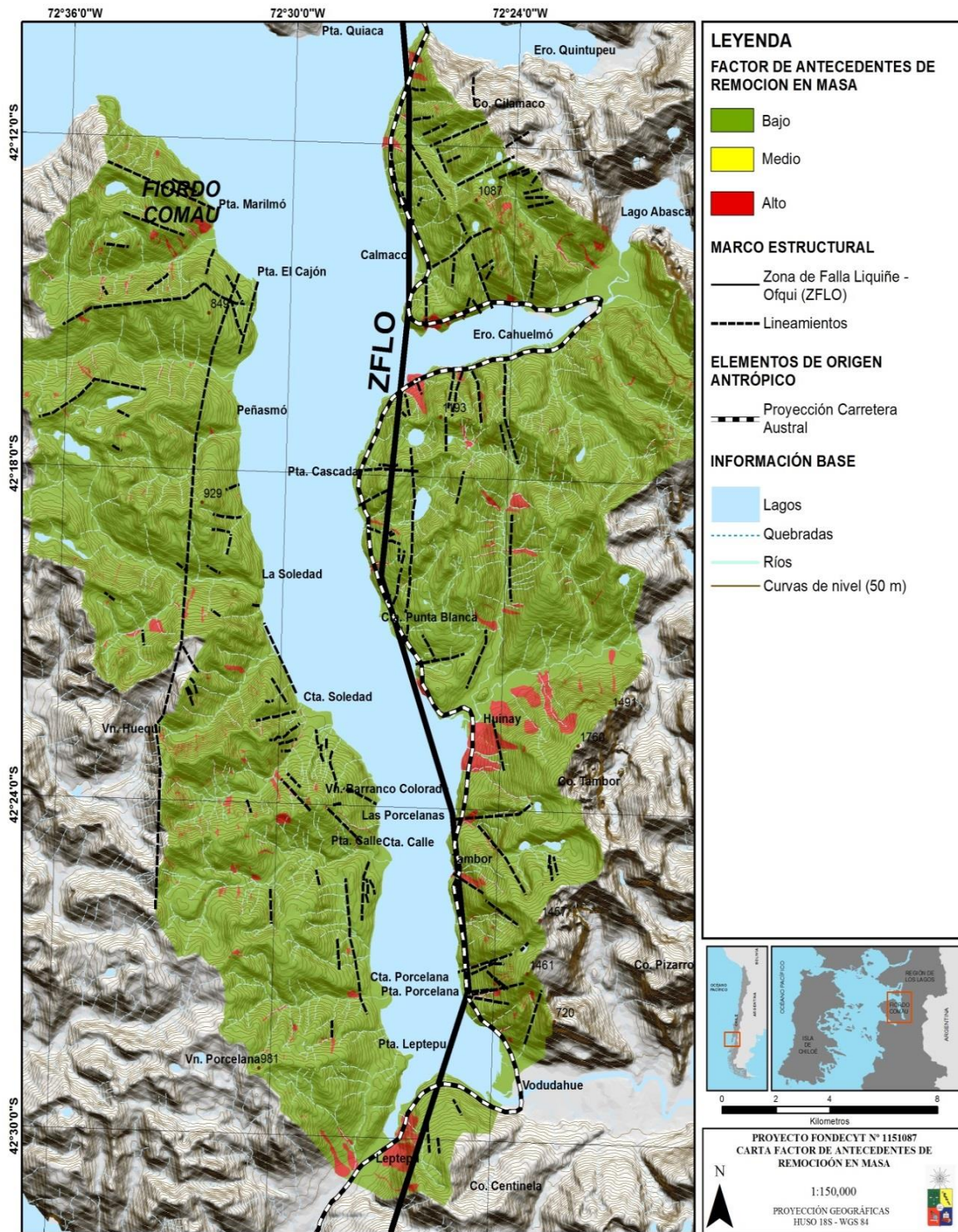


Figura 48: Carta factor Antecedentes de Remoción en Masa. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

4.6. Análisis de la carta de susceptibilidad de remociones en masa.

De acuerdo a la carta de Susceptibilidad de remociones en masa (Figura 49), las áreas con Alto rango de susceptibilidad para generar estos procesos cubren una superficie de 153.254 km² representando el 32,3% del área en estudio y se localizan en preferentemente en el flanco Este del fiordo. Los sectores con Media susceptibilidad abarcan una superficie de 255,19 Km², es el área más extensa con un 53,8% de la superficie total, situación contraria es la que ocupa el área clasificada como Baja susceptibilidad con un 66,24 Km² alcanzando un 14 % del total de superficie.

Hacia el norte, entre Estero Quintupeu y Cahuelmo, las áreas con Alto rango de susceptibilidad corresponde a sectores con fuertes pendientes clasificada como muy inclinado a extremadamente inclinado (35° a > 55°) formando parte de divisorias de cuencas principalmente. En esta área es importante destacar la presencia de abundantes lineamientos y fallas de menor extensión, sectores correspondiente a Media densidad y Alta densidad de fallas y lineamientos, localizandose en áreas más cercanas a la costa. Coincide con unidades geológicas PzTr4, rocas metamórficas ponderadas como Media en base a resistencia para generar procesos de remoción en masa. En este sector se presentan principalmente remociones en masa como flujos de detritos y deslizamientos de suelos.

El sector localizado entre Quintupeu y Río Huinay, el área con Alto rango de susceptibilidad corresponde a sectores con pendientes entre 16° a 55°, coincide con rocas metamórficas principalmente, con rango de poderación Media según parametros de resistencia a la alteración, pero también hay roca intrusiva (Mg) ponderada como Baja según los parametros de resistencia. Estos sectores presentan importantes áreas cercanas a fallas y lineamientos, alcanzando un rango Medio de densidad a este factor localizados en el borde costero.

Es importante destacar la localización de una importante cantidad de eventos de procesos de remociones en masa como flujos de detritos al interior del estero Cahuelmó, en área con Baja densidad de fallas y lineamientos, pero con pendientes pronunciadas que facilitan los movimientos por gravedad.

Entre el Río Huinay y el Río Vodudahue, también en el flanco Este del fiordo, en este sector confluyen diversas variables que permiten esta clasificación de Alta susceptibilidad de generar procesos de remociones en masa, la pendiente es pronunciada, clasificadas como notoriamente inclinada a extremadamente inclinada (16° a 55°) las que facilitan los movimientos por gravedad, además de presentar rocas con procesos de meteorización importante que aportan material para su transporte a sectores de menor pendiente.

Evaluación de la Susceptibilidad de remociones en masa en las laderas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile.

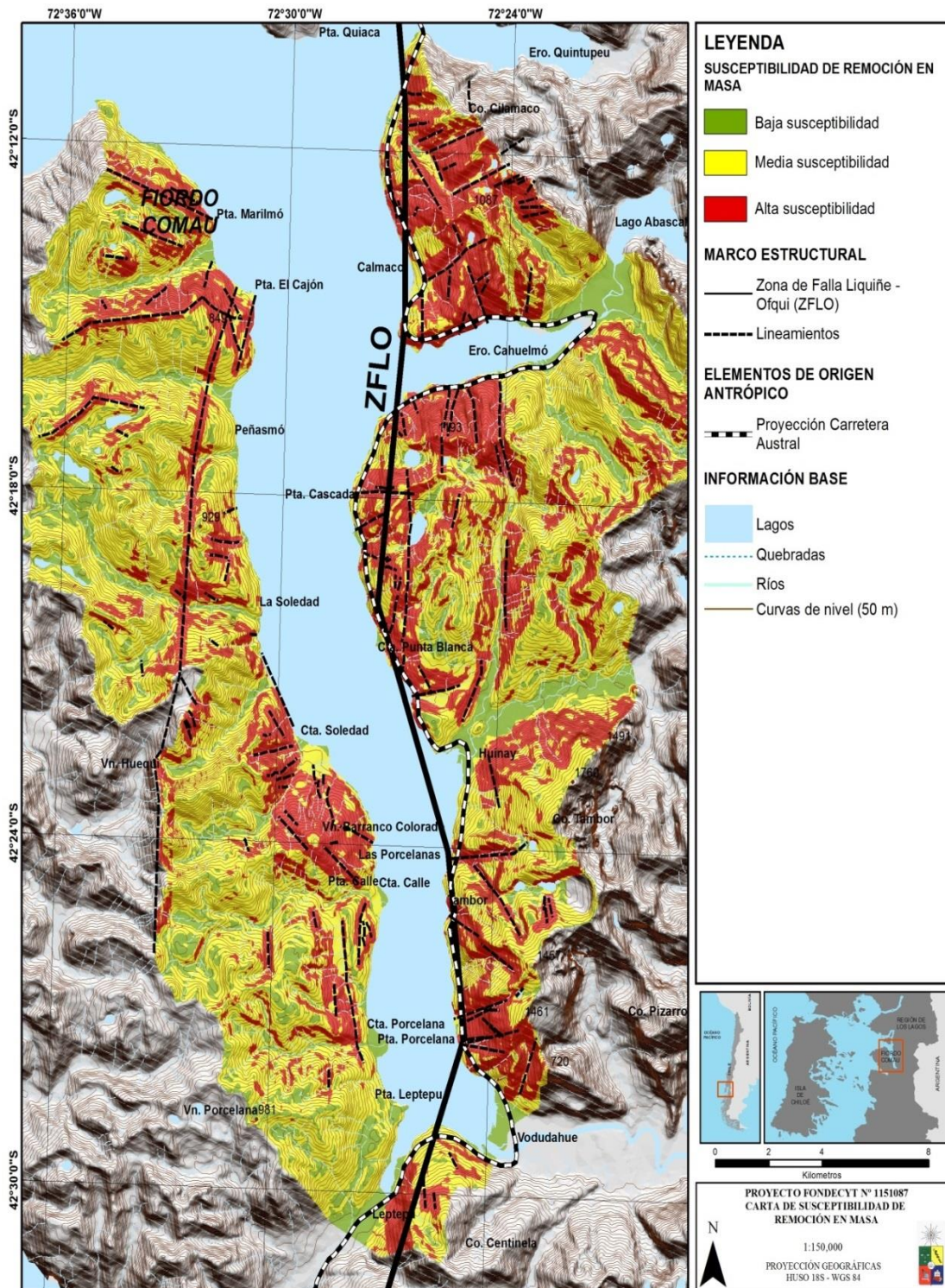


Figura 49: Carta de Susceptibilidad de Remociones en Masa en las laderas del Fiordo Comau. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087

Las laderas entre Rio Huinay y Vodudahue coincide con el plano de falla de ZFLO y presencia de lineamientos, este sector presenta principalmente rangos de Alta y Media densidad de fallas, por ende esta área corresponde a sectores de rango Media y Alta cercanía a lineamientos. La altitud es sobre los 1200 m.s.n.m. corresponde a vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo (Jig), ponderada como Baja según parametros de resistencia a la fracturación de la roca, también se presentan en rocas metamórficas (PzTr4), ponderado como Medio según parametros de resistencia a generar procesos de remociones en masa.

En la parte superior de esta ladera se encuentran circos y lagos colgantes, areas que durante periodos fríos presentan nieve y mayor humedad, generando procesos de meteorización y durante periodos cálidos las escorrentías favorecen el transporte de los detritos. En estas zonas coinciden con procesos de remoción en masa principalmente en el borde costero, es posible identificar deslizamientos de rocas y suelos no actuales de gran magnitud, flujos de detritos en la principales quebradas, deslizamiento de rocas y suelos y deslizamientos de rocas.

En el flanco Oeste del fiordo, los sectores con Alta susceptibilidad corresponden a áreas con pendientes muy inclinadas (35° - 55°) en Pta. Cajón con alta densidad de fallas y lineamientos, con sectores a < 200 metros de cercanía a fallas.

En esta ladera Occidental predominan sectores con Media susceptibilidad a generar procesos de remoción en masa, pero es importante destacar la abundante presencia de estos eventos, se localizan principalmente en divisorias de cuencas, clasificadas como áreas con susceptibilidad Media para generar estos procesos, roca volcánica ponderada como Media según parametros de resistencia. En este sector predominan las rocas intrusivas ponderadas como Baja según parametros de resistencia a la alteración.

Al sur de esta ladera en Pta. Porcelana, los sectores de media susceptibilidad se localizan en sectores con pendientes notoriamente inclinadas (16° - 35°), con densidad Media de fallas a lineamientos con escasa presencia de eventos de remoción en masa, las rocas presentan un rango ponderado como Bajo, de acuerdo a los parametros de resistencia.

Las áreas con Bajo rango de susceptibilidad se localizan principalmente en sectores con menor pendiente correspondientes a secuencias a sedimentarias principalmente, fondos de valle, terrazas, depósitos Cuaternarios, con Baja densidad de lineamientos y por ende Bajas cercanía a fallas, no presentan procesos de remoción en masa.

Para una mejor comprensión de los resultados obtenidos en la investigación, en la Tabla 20 se observa un resumen de cada área de susceptibilidad obtenida con sus respectivas características.

Tabla 20: Resumen de Carta de Susceptibilidad de Remociones en masa.	
Alta Susceptibilidad	<p>Alcanza el 32,3% de la superficie total. Se localizan principalmente en el flanco Este del fiordo (borde costero). Con pendientes muy inclinado a extremadamente inclinado (16° a $> 55^\circ$). Corresponden a divisorias de cuencas principalmente (vertientes activas y vertientes activas y talud). Sectores con presencia de lineamientos y fallas (sectores con Media y Alta densidad de fallas y lineamientos) y también en aquellos que coinciden con el plano de falla de ZFLO. Corresponde a rocas metamórficas con un rango ponderado como Media, según parametros de resistencia, pero también hay roca intrusiva (Mg) ponderada como Baja de acuerdo a los parametros de resistencia. Entre Huinay y Vodudahue corresponde a vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo (Jig) en la parte superior de esta ladera se encuentran circos y lagos colgantes. En el flanco Oeste del fiordo corresponden áreas con pendientes muy inclinadas ($35^\circ - 55^\circ$) con densidad Media de fallas y lineamientos. Corresponden a laderas con presencia de remoción en masa y también aquellos procesos de mayor extensión.</p>
Media Susceptibilidad	<p>Abarca el 53,8% de la superficie total, es el área de mayor extensión. Sectores con pendientes notoriamente inclinados ($16^\circ - 35^\circ$) principalmente. Corresponden a laderas de valles y divisorias cuencas principalmente (vertientes activas). Sectores de Baja densidad de fallas y lineamientos y también Baja cercanía a fallas y lineamientos. Áreas con rocas intrusivas y rocas metamórficas ponderadas respectivamente como Baja y Media, según parámetros de resistencia de la roca. En el flanco Oeste se localizan en rocas intrusiva y volcánicas. En el flanco Este del fiordo presenta escasa presencia de remoción en masa a diferencia de ladera Oeste que se observa mayor cantidad de estos procesos, pero de menor extensión.</p>
Baja Susceptibilidad	<p>Alcanza el 14 % de la superficie total. Sectores con pendiente plano a casi plano y ligeramente empinado ($0^\circ - 8^\circ$) principalmente. Corresponden a secuencias sedimentarias principalmente fondos de valle, terrazas, depósitos Cuaternarios. Con un rango Baja densidad de lineamiento y también de cercanía a fallas. Areas con Baja resistencia en los sedimentos. Ausencia de remoción en masa.</p>

Fuente: Proyecto FONDECYT N° 1151087

CAPÍTULO 5: DISCUSIONES

Las amenazas naturales son parte de la dinámica meteorológica, hidrológica, volcánica, etc., se diferencian en el impacto espacial asociado (GRAY DE CERDAN, 1998; AYALA-CARCEDO y OLCINA, 2002). Así, por ejemplo, los tipos de amenazas asociadas a la actividad sísmica suelen comprometer extensos territorios (regiones o más), a diferencia de inundaciones y algunos tipos de remociones en masa que poseen un alcance más bien local (FERRANDO, 2003). En VALDES, 2010), el tsunami del Fiordo Aysén del año 2007 generado por el enjambre sísmico de la ZFLO que produjo un terremoto principal Mw 6.2, generando cientos de remociones en masa y un tsunami local en el fiordo, constituye una expresión de la dinámica compleja y sinérgica de estos territorios. Tanto el fiordo Aysén y el fiordo Comau se encuentran en ambiente de fiordos y canales, bajo el dominio de la ZFLO y presentan actividades económicas predominantes similares.

El método heurístico o cualitativo según VAN WESTEN *et al.*, (1997 en CARDOZO, 2013), es subjetivo ya que depende de la experiencia y conocimiento del experto en la correcta elección de los factores condicionantes que integran el modelo y de la adecuada asignación de los pesos. La investigación realizada por SEPULVEDA (1998) se basa en la ponderación de los factores condicionantes de remociones en masa, en base a revisiones bibliográficas y encuestas a profesionales en el área de la geología aplicada donde ciertos porcentajes de importancia para cada factor condicionante. Para esta investigación se utilizó este método, seleccionando los factores condicionantes principales detectados en la zona de estudio y sus respectivas ponderaciones. Es importante destacar que la metodología para obtener la susceptibilidad es sugerida, sin ser exclusiva.

Dentro de las variables importantes a considerar en las primeras etapas de un estudio de susceptibilidad están: la información disponible y la escala de trabajo. La litología de las rocas, estructura, alteración y el grado de meteorización de la roca; la composición y granulometría del material adquiere relevancia al ser determinante de las propiedades de resistencia del depósito y su estabilidad en laderas (SEPÚLVEDA & LARA, 2008). Para esta investigación la principal dificultad se presentó en la variable geológica, ya que las cartas geológicas con las que se cuentan son a escala regional, entregando poco detalle para ser utilizado en estudio de procesos de remociones en masa que en general en la zona son locales. Además no se puede acceder a otro tipo de fuentes de información como terrenos específicos a este lugar. En este contexto es importante mencionar, por ejemplo, que las unidades geológicas asociadas a los deslizamientos de suelo no están representadas en las cartas geológicas utilizadas, por tratarse de unidades que se rescata en geología superficial, no en cartas geológicas de escala regional. Asociado al mismo tema de escala, un factor importante que no se rescata a la escala de este trabajo, es la presencia

de fracturamiento de la roca, y que corresponde a un factor primordial para la generación de eventos locales. Si bien el estudio se realizó sin diferenciar los tipos de procesos (se trataron como “remoción en masa” en general), al discutir e intentar asociar los procesos a los factores condicionantes es necesaria esta distinción.

Al analizar la litología como factor condicionante en base a su resistencia, se observa que en el área de estudio la unidad litológica con mayor presencia de procesos de remociones en masa es Mg (roca intrusiva), corresponde al rango de ponderación Baja según parámetros de resistencia, esto quiere decir que por tanto es necesario investigar en profundidad aquellos otros factores condicionantes que expliquen la presencia de estos procesos. Analizando la distribución de estos procesos, se observa que corresponde a sectores con pendientes pronunciadas, afectadas por la nieve por tanto existen procesos de meteorización y erosión importantes.

En relación a los factores estructurales, BRAATHEN & BLIKRA (2004) señalan que en la generación de remociones en masa existe un patrón general asociado al tejido estructural interno (foliación, hendidura) de las rocas que afecta a la geometría estructural. Aunque no es posible definir un patrón estructural de las fallas o lineamientos en las laderas del Fiordo Comau, se puede señalar que de acuerdo al factor cercanía de lineamientos, coincide con aquellos sectores con presencia de una matriz de lineamientos o fallas y se asocian a eventos de remociones en masa, concentrándose principalmente en el borde costero a distancias < 200 metros y 600 metros de éstas, alcanzando estos sectores en rangos de alta densidad (1,5 – 3 m/km²) de lineamientos, formando parte de áreas con Alto grado de susceptibilidad para generar estos procesos.

La presencia de ZFLO es un marcado control estructural, es una falla activa y la actividad sísmica genera condiciones de inestabilidad a las laderas del fiordo, además de generar lineamientos o fallas menores en las laderas. Estas fracturas ayudan a que el agua penetre en las laderas, aumente de peso y por gravedad o por movimientos sísmicos el material saturado descienda por la ladera generando remociones en masa. Este tipo de fenómenos han sido descritos por LARA (2007) y NAQUIRA (2009).

En el Fiordo Comau las remociones en masa se presentan con mayor frecuencia en laderas con pendientes que oscilan entre los 16° a 55° principalmente en las laderas costeras entre Huinay y Vodudahue. Los sectores con lineamientos y fallas aportan mayor inestabilidad a las laderas. Ambos aspectos son coincidentes en el área de estudio con lo observado por NÁQUIRA (2009), SEPÚLVEDA *et al.*, (2011), en la Región de Los Lagos. El factor condicionante “pendiente” de las laderas es importante ya que las remociones en masa son movimientos gravitacionales y su inclinación favorece el desplazamiento de los materiales y coincide con las áreas con alto grado de susceptibilidad para generar procesos de remoción en masa.

Con respecto al mapeo de las remociones en masa, este se realizó en gabinete mediante fotointerpretación, algunos fueron verificados en terreno los más cercanos al borde costero, mientras que las localizadas al interior del área por problemas de accesibilidad a estos sectores no se lograron verificar. Pero esto no dificulta la clasificación de las remociones en masa y no altera la cartografía final, ya que se realizó en base al inventario general sin clasificar por tipo de remoción.

En relación a lo anterior, para conocer la distribución de las remociones en masa y la unidad litológica correspondiente, se considera la zona de inicio del proceso, que es lo indicativo para la evaluación de susceptibilidad.

Con respecto al inventario de remociones en masa realizado, la identificación de tales movimientos es considerada en sí misma un mapeo de áreas susceptibles, teniendo en cuenta que futuros movimientos de laderas tienen alta probabilidad de ocurrir donde ya ocurrieron en el pasado (CROZIER & GLADE, 2005 en CARDOZO, 2013). NAQUIRA (2009) y otros autores estima que la predicción de la susceptibilidad de remoción de masa se basa en el asumir que los eventos ocurridos en el pasado entregan información predictiva sobre las condiciones necesarias para la ubicación de futuros eventos (SOETERS & VAN WESTEN, 1996). Por esta razón, el mapeo de las remociones en masa, y de los distintos factores que influyen estos fenómenos es muy importante.

SEPÚLVEDA & LARA (2008) establecen que la estabilidad dada por la vegetación está fuertemente condicionada por el efecto del clima y topografía y que la vegetación ideal para la estabilización de laderas correspondería a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba (SELBY 1993 en LARA 2007), al menos para el caso de procesos superficiales. En las laderas del Fiordo Comau la vegetación es abundante y las precipitaciones también, sin embargo la pendiente, la topografía y el tipo y espesor de los suelos en las laderas, condicionan a que éstas pierdan su estabilidad ante eventos extremos y se generen procesos de remoción en masa.

MOLINA (2016), establece que un DEM de 10x10 m sería óptimo para este estudio de susceptibilidad (TAROLLI & TARBOTON, 2006). Sin embargo la información obtenida a partir de un DEM digital de 30x30 m constituye una buena aproximación en el área de estudio, para el análisis de las variables utilizadas en general y conocer la distribución de las remociones en masa en el inventario. En este caso de estudio, se ha utilizado una escala media de trabajo (1:25.000), obteniendo resultados bastante confiables.

En relación a los escenarios de climáticos globales, TOBLER (2015) señala que para los próximos 50 años, las áreas periglaciares serán sistemas susceptibles a generar procesos de

remociones en masa. En este mismo contexto, el IPCC (2014), proyecta una reducción de las precipitaciones del 10 al 20 % en gran parte del sur de Chile 2081-2100, pero la variabilidad climática y el cambio ambiental global a futuros provocarán variaciones en los patrones climáticos conocidos, generando situaciones de desastres por amenazas hidrometeorológicas, especialmente deslizamientos (CROZIER 2010; GLADE & CROZIER 2005; IPPC 2007 en LOPEZ, 2015), situación climática que se presenta en el fiordo.

Es importante considerar que en el área de estudio las precipitaciones son regulares durante el año y la abundante vegetación de las laderas asociado a la fuerte pendiente y al escaso desarrollo del suelo no permite el desarrollo de las raíces profunda de los arboles generando así condiciones de inestabilidad de las laderas, ya sea solo por efecto de la gravedad, como los agentes climáticos y endógenos regionales (sismo/ZFLO) como también la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos.

BEGUERÍA & LORENTE, (1999) sostienen que las precipitaciones intensas son eventos hidrometeorológicos extremos de gran intensidad, de baja frecuencia temporal y que provocan remociones en masa, inundaciones fluviales entre otros. Para PEÑA *et al.*, (1993), el fenómeno acumulativo de las precipitaciones y el de intensidad diaria se asocian a efectos distintos derrumbes e inundación respectivamente. GONZÁLEZ *et al.*, (2002 en LARA 2007) destaca que las precipitaciones son un factor desencadenante de remociones en masa, según la intensidad, duración y distribución de éstas. Según ALEOTTI (2004) y KIM *et al.*, (2004) en LARA, (2007) las precipitaciones cortas e intensas serían susceptibles a provocar eventos superficiales, en tanto remociones más profundas serían provocadas por eventos distribuidos en largo período de tiempo.

Para el caso del área de estudio, la evidencia de un evento de remoción en masa ocurrida en el año 1957, asociada a un evento de 117,8 mm, máx /24hrs. constituye un umbral morfodinámico, al que se deberá asociar el impacto de las precipitaciones previas y precipitación acumulativa, para poder estimar futuros umbrales de procesos morfodinámicos en los escenarios de cambio modelizado (ALBORNOZ, 2017). Según HAUSER (2000), la precipitación antecedente ayuda a saturar parcialmente el suelo y desencadenar deslizamientos de tierra y de flujos.

Para POPESCU (2002, en LARA, 2007) cualquier modificación de los factores intervinientes, tales como la topografía, la pendiente de las laderas, los cambios bruscos de pendiente de las laderas, puede transformar una ladera estable en una ladera inestable. Sectores con pendientes mayores a 25° y en las cabeceras de las cuencas hidrográficas, son favorables para el desarrollo de flujos (HAUSER, 1993); en pendientes menores a 15° puede suceder tal fenómeno. KEEFER (1984 en SEPÚLVEDA & LARA, 2008) se refiere a las caídas de rocas ante un sismo, y que pueden generarse a partir de rocas fracturadas, meteorizadas y poco resistentes, en zonas donde

los taludes son mayores o iguales a 40°. Para el KINKI REGIONAL DEVELOPMENT BUREAU, (2013), la península de Kii en Japón, está sometida a fuertes precipitaciones durante la estación de lluvias y ha desencadenado procesos de remoción en masa en laderas con pendientes de 35°, constituyendo un umbral de amenazas natural.

En el Fiordo Comau en la ladera Este, se proyecta construir la continuación de la carretera austral, esta ladera de acuerdo a lo observado y analizado en los distintos mapas concentra la mayor cantidad de fallas y/o lineamientos que coinciden con el sector que presenta mayor cantidad de remoción en masa de acuerdo al inventario realizado, y de acuerdo al inventario realizado, y de acuerdo a los resultados de este estudio son las laderas que presentan mayor susceptibilidad a para generar procesos de remoción en masa.

Son muchas las variables que se podrían añadir al análisis en la búsqueda de generar un modelo de susceptibilidad altamente confiable. De todas maneras tal como se mencionó anteriormente no todos los factores aportan información de igual importancia, por lo que en futuras investigaciones se debería analizar si el incremento del número de variables en el modelo, mejora la calidad de la predicción.

La implementación de este tipo de metodología en esta investigación, mediante un análisis cualitativo permitió identificar áreas de acuerdo a rangos de susceptibilidad para generar procesos de remociones en masa en las laderas del fiordo mediante la aplicación de un modelo de SIG. Si bien la escala de trabajo no es detallada y la selección de las variables depende de la formación profesional del investigador, para esta investigación la información resultante coincide con las áreas de eventos declarados. A esta escala de trabajo este estudio es un aporte que permite identificar zonas susceptibles de generar procesos de remoción en masa, para los cuales se puede recomendar posteriores análisis de detalle.

Además es importante señalar que estas metodologías cualitativas permiten realizar un análisis en lugares con difícil acceso, donde no se pueda llegar a los lugares en terreno y solo se pueda seleccionar aquellos sectores representativos y chequear posteriormente en terreno aquellos sectores que tengan acceso y lograr obtener la información necesaria.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

Para el estudio de las remociones en masa y las áreas que pueden ser afectadas se deben considerar una serie de factores tanto morfológicos, climáticos y antrópicos. El ambiente físico y los elementos exógenos del paisaje son factores importantes que intervienen en el desarrollo de estos procesos, por lo que es necesaria la identificación de éstos para lograr un análisis espacial de las causas de origen de estos procesos e identificar la ubicación de futuros eventos.

Se puede establecer que las áreas con susceptibilidad Alta de generar procesos de remociones en masa, coincide con aquellas áreas que presentan evidencias de estos procesos, entre el Río Huinay y Río Vodudahue principalmente. Se caracterizan por presentar altas pendientes, presencia de lineamiento/fallas y topografía abrupta. Aunque en estas laderas la vegetación arbórea es abundante y con un sotobosque frondoso, el sustrato o suelo es muy delgado; como consecuencia de ello, la estabilidad de las laderas presenta una condición de estado de latencia frente a eventos hidrometeorológicos extremos.

En este sector los rasgos geomorfológicos principales corresponden a formas heredadas de la actividad glaciaria, como circos, lagos colgantes y quebradas activas que reciben los flujos de detritos productos de una actividad erosiva importante del área de mayor altitud de la ladera. La morfología es una resultante de la actividad tectónica asociada a la ZFLO, con pendientes abruptas, alturas significativas y la presencia de fallas menores y abundantes lineamientos estructurales en un sustrato de rocas intrusivas, metamórficas y volcánicas, siendo estos los principales factores condicionantes que favorecen el desarrollo de las remociones en masa de las laderas del fiordo.

La presencia de fallas, lineamientos y su alta densidad en las rocas es un indicador que permite concluir que aquellos sectores localizados en el entorno a estas fallas presentan una mayor susceptibilidad para generar procesos de remociones en masa frente a eventos extremos, tanto de naturaleza pluviométrica como sísmicos, similares a los ocurridos en el Fiordo Aysén en el 2007. La mayor cantidad de fallas y/o lineamientos se localizan en el flanco oriental del fiordo donde se han identificado las remociones de masa de mayor extensión, como la de Huinay en 1957. Por otro lado, es ahí donde se concentra la actividad económica y se pretende construir la carretera Austral.

La aplicación de la metodología empleada permite concluir que existe coincidencia entre las áreas de mayores pendientes, alturas, falla y/o lineamientos con la ocurrencia de remociones, y también las de mayor extensión. Con el trabajo de terreno realizado se verificó que estos sectores corresponden a las áreas más susceptibles a generar procesos de remoción en masa.

BIBLIOGRAFÍA

ALBORNOZ, F., 2017. Geodinámica de laderas en el fiordo Comau, Región de los Lagos, Chile. Tesis de Magíster en Geografía. Universidad de Chile, Santiago-Chile.

ARAYA-VERGARA J.F., 1985. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Informaciones Geográficas*, 32, 31-44.

ARAYA-VERGARA, J., 1997. “Geomorfología comparada de los fiordos del sur de Aysén y Magallanes.” Resultados del Crucero CIMAR 2 Fiordos. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso. Libro de Resúmenes: 9-14.

ARAYA – VERGARA, J.F., 2000. Perfiles submarinos de los piedmonts del Estrecho de Magallanes y Bahía Nassau, Chile Austral. *Anales del Instituto de la Patagonia*, Serie Cs. Nat. Chile, 28: 23-40.

ARRATIA, P., 2017. “Análisis de la vulnerabilidad y el riesgo de las Actividades Económicas; Pesca, Acuicultura y Turismo, frente a las Amenazas de Origen Natural en el Fiordo Comau, Región de los Lagos. Memoria para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

BEGUERÍA, S. Y LORENTE, A., (1999): Distribución espacial del riesgo de precipitaciones extremas en el Pirineo Aragonés Occidental. *Geographicalia*, N. 37, págs. 17-36.

BLIKRA, L., LONGVA, O., BRAATHEN, A., 2006. Rock slope failures in Norwegian fjord áreas: Example, spatial Distribution and temporal Pattern. *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, 475-496.

BRAATHEN, A., BLIKRA, L., BERG, S., KARLSEN, F., 2004. Rock-slope failure in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 84, pp. 67-88.

CAMUS, P., ARENAS, F., LAGOS, M., & ROMERO, A. Visión histórica de la respuesta a las amenazas naturales en Chile y oportunidades de gestión del riesgo de desastre. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2016, N°64, p. 9-20.

CARDOZO, P., 2013. Zonación de susceptibilidad por procesos de remoción en masa en la cuenca del río Tartagal, Salta (Argentina). Tesis de magíster en Aplicaciones Espaciales de alerta y respuesta temprana a emergencias Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.

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.

CASTRO CORREA, C.P.; ORTIZ VÉLIZ, J.; DELGADO, J.; JIMÉNEZ, V.; QUIROGA, S.; SOSA, E.; VALENZUELA, M.C; SARMIENTO, JUAN PABLO (2008) Aproximación metodológica a una articulación entre gestión del riesgo, gestión ambiental y ordenamiento territorial (En línea). *Geograficando*, 4(4): 159-177. Disponible en: http://www.memoria.fahce.unlp.edu.ar/art_revistas/pr.3744/pr.3744.pdf

CEMBRANO, J., HERVÉ, F., LAVENU, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* No. 259, p. 55-66.

CENTRO CIENTIFICO DE HUINAY., 2015. El Fiordo Comau: Entorno marino y terrestre [en línea] [consultado: 13 octubre 2015] Disponible en: <<http://www.huinay.cl/site/sp/investigacion.html#fiordocomau>>

CHARDÓN, A.C., & GONZÁLEZ, J.L. (2002) Indicadores para la gestión del riesgo. Amenaza, Vulnerabilidad Riesgo, Desastre, Mitigación, Prevención. Primer acercamiento a conceptos, características y metodologías de análisis y evaluación. Banco Interamericano de Desarrollo. Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales. Instituto de Estudios Ambientales. IDEA. CEPAL. BID.

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.

DELGADO, S., 2004. Relación entre el perfil del basamento en fiordos y canales y la morfoestructura regional en Norpatagonia. Chile. Tesis de Magíster en Geografía. Universidad de Chile. Santiago de Chile. 3 pp.

DE LA LUZ, R., 2011. Análisis y definición de tipos de deslizamientos y sus zonas de Susceptibilidad en al microcuenca el ventilador, Angangueo Michoacán, México. Tesis Maestro en Gestión Integradas de Cuencas. Universidad Autónoma de Querétaro.

DE PEDRAZA, J., 1996. *Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid.

FERRANDO, F., 1975. Visión Geomorfológica de la provincia de Llanquihue. *Revista Geográfica*, 83,141-158.8

FERRANDO, F., 2002. Las Glaciaciones Cuaternarias en Chile. Visión General. *Revista Geográfica de Chile. Terra Australis*. ISSN 0378-8492. N°47.

FERRANDO, F., 2005 Geomorfología aplicada y desastres: Rol preventivo y Ordenamiento Territorial. 2005-11 [en línea]. [Consulta: 6 de Junio 2017]. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/117855>

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.

GOBIERNO REGIONAL METROPOLITANA, (GORE), 2013. Riesgo potencial por amenazas derivadas de procesos naturales, en los principales asentamientos humanos de la Región Metropolitana de Santiago. Informe Final Consolidado.

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.

GONZÁLEZ DE VALLEJOS, L., 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación, Madrid.

GUTIERREZ, M., 2008. Geomorfología. Pearson Educación, S.A. Madrid.

HAMBLIN, W., 1992. "Earth's Dynamic Systems". Sixth Edition. New York, EE.UU. Capitulo 11.

HAUSER, A., 1985. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Revista Geológica de Chile* No. 24, p. 75-92.

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. and OTA, Y., 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chiloé, southern Chile. Rev. Geol. Chile, No.20 p.15-23.

HERVÉ, F., 1994. The southern Andes between 39 ° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: K.-J. Reutter, E.

HERVÉ, F., FUENTES, F., CALDERÓN, M., FANNING, M., QUEZADA, P., PANKHURST, R., RAPELA, C. 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone?. *Andean Geology* 44(1):1-16. DOI: doi: 10.5027/andgeoV44n1-a01.

HEUSSER, C., 1990, Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the last glacial maximum, Revista Geológica de Chile, Vol. 17, No. 1, p. 3-18, 11.

HUNGR, O., LEROUEIL, S., PICARELLI, L., 2014, The Varnes classification of landslide types, an update, Landslides No.11, p.167–194.

IBARRA, I., CASTRO, C. SOTO M. & RAULD, R. (2016). Geomorfología aplicada a la evaluación de amenazas de origen natural en la zona sur de la comuna de Pichilemu, Región de O'Higgins, Chile.

IPCC. CLIMATE CHANGE., 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B. & Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). 2014. Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Ginebra: IPCC. 157p.

KINKI REGIONAL DEVELOPMENT BUREAU, (2013). Sabo in the Kii Mountain District, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (MLIT).Japan.

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 al título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 212 p.

LARA, L., 2009. The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report. *Andean Geology* 36 (1): 125-129.

LAVENU, A., CEMBRANO, J., 1994. Neotectónica de rumbo dextral en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: geometría, cinemática, y tensor de esfuerzos. Congreso Geológico Chileno N°7, Actas Vol.1, p. 81-85.

LÓPEZ, P., 2015. Análisis de umbrales de precipitación de procesos de remoción en masa, en las eras urbanizadas de la costa de Chile Centro-Sur". *Cuadernos de Geografía: revista Colombiana de Geografía* 24 (2): 93- 112.

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 de Chile.

NAQUIRA, M., (2009). Susceptibilidad de movimientos en masa en las costas de fiordos cercanos a Hornopirén, X Región. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. Santiago.

NARANJO, J.A., ARENAS, M., CLAVERO, J., MUÑOZ, O., (2009). Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian fjorland seismic crisis Aisén (45°25'S), Chile. *Andean Geology*, 36(1), 137-145.

NAVARRO, V. J., (2011). Susceptibilidad y amenaza de movimiento de ladera mediante S.I.G. en el Municipio de Berlín, El Salvador. Trabajo fin de Master: tecnología de la Información Geográfica. Universidad de Complutense de Madrid. Curso 2011-2012.

NORRIS, J., GREENWOOD, J., 2006. Assessing the role of vegetation on soil slopes in urban areas. IAEG2006 Paper N° 744, Inglaterra.

OFICINA NACIONAL DE EMERGENCIA DEL MINISTERIO DEL INTERIOR Y SEGURIDAD PÚBLICA (ONEMI). (2015) Glosario. División de protección civil. Academia de protección civil y gestión de emergencias. Beauchef, 1671, Santiago, Chile. www.onemi.cl

ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS (ONU) (2004). Vivir con el riesgo: informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres. Volumen 2, Volumen 2. Nueva York; Ginebra: Naciones Unidas.

PEÑA, FERNANDO, CARLOS TAVARES Y MARÍA MARDONES., 1993. “Las condiciones climáticas como factor de riesgo en la comuna de Talcahuano”. *Revista de Geografía de Chile Terra Australis* 38:83-107.

QUINTANILLA, V., 1993. Zonación de riesgos de montaña en base a la determinación de procesos de remoción en masa. Estudios de caso en los Andes de Chile Central y Meridional. In: *Boletín de Ciencias de Lima*. Vol. 71. Lima, Perú.

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.

RIVERA, H., 2005. *Geología General*. 2da edición. Universidad Mayor de San Marcos. Facultad de Ingeniería Geológica, Minería, Metalurgia y Geográfica. Lima.

RUBEL, F. & M. KOTTEK, 2010: Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorol. Z.*, 19, 135-141.

SANTACANA, N., 2001. Análisis de la Susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de Sistemas de Información geográfica. Aplicación a la Cuenca Alta del Río Llobregat. Tesis Doctoral Universitat Politecnica de Catalunya. Barcelona.

SARRICOLEA, P., MARTIN, J., 2014. Spatial analysis of rainfall daily trends and concentration in Chile. *Investig. Geogr. Chile*, 47: 53-66.

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

SEPÚLVEDA, S., REBOLLEDO, S. & VARGAS, G., 2006. Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International* 158: 83-95.

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 (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.

SERNAGEOMIN, 2007, Movimientos en Masa en la Región Andina: Una Guía para la Evaluación de Amenazas, Publicación Geológica Multinacional No.4.

SERNAGEOMIN, 2013. Mapa Preliminar de Peligros del Volcán Apagado, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:50.000.

SOTO, M., ARRIAGADA, J., ARRATIA, P., CABELLOS, M., GALLEGOS, A., WYNDHAM, K., (2017). Conductores de geoamenazas y construcción potencial del riesgo en territorios extremos: Fiordo Comau, norpatagonia de Chile. (Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Portugal 084, Santiago, Chile).

SOTO R., & FLORES., L.2011 Estudio fitosociológico de la vegetación boscosa de Huinay, Provincia de Palena (región de Los Lagos, Chile). *LAZAROA* 32: 137-151.

SOTO, M. & GONZALEZ, N., 2016. Reconocimiento de formas deltaicas asociados a cuencas andinas en el Fiordo Comau: fan deltas macromareales. Norpatagonia de Chile. IX Seminario Latino-americano e V Seminario Ibero-Americano de geografía física. 12pp. Brasil.

TOBLER, D. MANI, P., RINER, R., HAEHLEN N., & RAETZO H., 2015 Prediction of Climate Change Forced Mass, Movement Processes Induced in Periglacial. Areas Engineering Geology for Society and Territory – Volume 1, Springer International Publishing Switzerland. 2015.

UNISDR. Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres. (2009) Terminología sobre la reducción de riesgo de desastres. Naciones Unidas. Ginebra, Suiza.

VALDÉS, F., 2010. Evaluación del Riesgo Natural Asociado a Movimientos en Masa en la Cuenca del Estero Paine. Memoria para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Chile.

WILCOX, D.P., SORICE, M.G., YOUNG, M.H. 2011. Dryland ecohydrology in the anthropocene: taking stock of human–ecological interactions. *Geography Compass*5: 112-127

YOUNG, A., 1977. Slopes. Longman, London.

ANEXOS

ANEXO 1: CUADRO PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA SEGUN RANGO DE PENDIENTES

Pendientes		Concepto (Pendientes)	Umbral Geomorfológico de acuerdo a Araya Vergara y Börgel (1972)
Grados °	% Aprox.		
0 - 2	0- 4.5	Horizontal	Erosión nula a leve
2 - 5	4.5 – 11.0	Suave	Erosión débil, difusa, Sheet wash. Inicio de regueras, soliflucción fría.
5 - 10	11.0 – 22.0	Moderada	Erosión moderada a fuerte. Inicio de erosión lineal. Rill wash o desarrollo de regueras.
10 -20	22.0 – 44.5	Fuerte	Erosión intensa. Erosión lineal frecuente. Cárcavas incipientes.
20 - 30	44.5 – 67.0	Muy fuerte a moderadamente escarpada	Cárcavas frecuentes. Movimientos en masa. Reptación
30 - 45	67.0 - 100	Escarpada	Coluvionamiento. Soliflucción intensa. Inicio de derrubación
+ 45	+ de 100	Muy escarpada a acantilada	Desprendimientos y derrumbes. Corredores de derrubios frecuentes

Fuente: Araya- Vergara y Börgel (1972) en GORE (2013).

ANEXO 2: CUADRO VALORES DE RESISTENCIA DE LA MATRIZ ROCOSA SANA

Roca Sana	Resistencia a compresión simple (kp/cm ²)		Resistencia a la Tracción (Kp/cm ²)
	Valores Medios	Rango de Valores	
Andesita	2100 - 3200	1.000 - 5.000	70
Anfibolita	2.800	2.100 - 5.300	230
Anhidrita	900	800 - 1.300	60 - 120
Arenisca	550 - 1.400	300 - 2.300	50 - 200
Basalto	800 - 2.000	600 - 3.500	50 - 250
Caliza	600 - 1.400	500 - 2.000	40 - 300
Cuarcita	2.000- 3.200	1.000 - 5.000	100 - 300
Diabasa	2.400 - 3.500	1.300 - 3.650	550
Diorita	1.800 - 2.450	1.200 - 3.350	80- 300
Dolerita	2.000 - 3.000	1.000 - 3.500	150 - 350
Dolomía	600 - 2.000	500 - 3.500	50 - 250
Esquisto	300 - 600	200 - 1.600	20 - 55
Gabro	2.100 - 2.800	1.800 - 3.000	140 - 300
Gneiss	600 - 2.000	500 - 2.500	50- 200
Granito	700 - 2.000	500 - 3.000	70 - 250
Grauvaca	1.000 - 1.500	800 - 2.200	55 - 150
Limonita		350 - 2.500	27
Lutita	200 - 400	100 - 900	15 - 100
			5 -10*
Marga	300 - 700	200 - 900	
Mármol	1.200 - 2.000	600 - 2.500	65 - 200
Pizarra	400 - 1.500	300 - 2.000	70 - 200
Sal	120	50 - 300	
Toba		100 - 460	10 - 40
Yeso	250	100 - 400	10 - 25

(*) A favor de superficies de laminación.

Datos seleccionados a partir de Rahn (1986) y Walthan (1999), Obert y Duvall (1967), Farmer (1968) en GONZÁLEZ DE VALLEJOS (2002).

