



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Postgrado
Magíster en Geografía

**GEODINAMICA DE LADERAS EN EL FIORDO COMAU, REGIÓN DE LOS
LAGOS, CHILE.**

Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía

Mención Recursos Territoriales

Candidata: Frida Albornoz Vásquez
Directora de Tesis: Prof. María Victoria Soto Bäuierle

SANTIAGO – CHILE

2017

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 de Tesis, 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.

También agradecer al profesor PABLO SARRICOLEA por su disposición a ayudarme.

A cada uno de los compañeros del laboratorio de Geografía Física de la FAU, a su valiosa ayuda, siempre estuvieron presentes cuando lo necesitaba...MUCHAS GRACIAS.

Gracias a esta investigación conocí a Nicole, Paz y Constanza compañeras de terreno y actualmente amigas, GRACIAS por su ayuda para terminar este proceso tan importante para mí. También agradecer a Misael, por toda la ayuda brindada y su buena disposición para hacerlo.

Un especial cariño a mis compañeros de Magister: Karen, Amelia y Miguel...muy linda experiencia de vida haber compartido estos años. Gracias...

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

*Por último, agradecer infinitamente a **mi familia** por su sacrificio constante y por su apoyo incondicional, para llegar a buen término este proceso, siempre me ayudaron y alentaron en los momentos difíciles....Demasiado agradecida.*

... A TODOS...

MUCHAS GRACIAS!!!

Hijo...gracias por tu paciencia y compañía

RESUMEN

El propósito de esta investigación es identificar y analizar las condiciones geodinámicas de 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 que estructuró el paisaje. Se consideran las laderas como sistemas dinámicos abiertos producto de múltiples sucesos (tectónicos, volcánicos, glaciaciones, etc), donde los efectos de la morfodinámica, permiten el transporte de materiales. Considerando que el paisaje actual es una forma heredada, de la evolución tectónica y glaciar de la región, existe una condición dinámica actual sujeta a los impactos territoriales asociados a los fenómenos de cambio global.

En el reconocimiento de la morfodinámica de las laderas identifica la presencia de diversos procesos, principalmente de remociones en masa distribuidos en toda el área de estudio y sujeto a 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.

Palabras claves: Mar interior, Sistemas de laderas, remoción en masa.

ABSTRACT

The purpose of this research is to identify and analyze the geodynamic conditions of the slopes of the Comau fjord, Region de Los Lagos. The configuration of this landscape in the Andes of Chiloe, of the fjords, canals and inland sea are the reaction of a regionally tectonic condition associated to the fault zone Liquiñe-Ofqui that structured the landscape. Slopes are considered as dynamic systems of multiple events (tectonics, volcanics, glaciations, etc.), where the effects of morphodynamics allow the transport of materials. Considering that, the present landscape is an inherited form of tectonic and glacier evolution in the region, there is a current dynamic condition subjected to the territorial impacts related to the phenomena of global change. In the recognition of slope morphodynamics, it is possible to identify the presence of different processes, mainly landslides distributed throughout the study area and subjected to the stability conditions of the slopes associated to extreme seismic and hydrometeorological processes, which disrupts the balance of existing forms and features.

Key words: Inland sea, Slope systems, mass removal

TABLA DE CONTENIDO

I.-INTRODUCCIÓN.....	7
1.1. ESTADO DEL ASUNTO	7
1.1.1. REMOCION EN MASA.....	12
1.1.1.1. FACTORES CONDICIONANTES DE GENERACIÓN DE REMOCIONES EN MASA.....	13
1.1.1.2. FACTORES DESENCADENANTES DE REMOCIONES EN MASA	17
1.1.1.3. CLASIFICACION DE LAS REMOCIONES EN MASA	21
1.2. HIPÓTESIS.....	24
1.3. OBJETIVOS	25
1.3.1. Objetivo General:	25
1.3.2. Objetivos específicos:	25
II .MATERIALES Y METODOS.....	26
2.1. ÁREA DE ESTUDIO.....	26
2.1.1. ANTECEDENTES GENERALES.....	27
2.2. PROCEDIMIENTOS.....	37
2.2.1. Caracterizar el contexto geológico estructural de los sistemas de vertientes en el contexto del Fiordo Comau y de la ZFLO.	38
2.2.2. Identificar y clasificar los sistemas de laderas en el área de estudio analizando los procesos geodinámicas asociados.	38
2.2.3. Analizar el contexto morfo climático actual y escenarios de cambio para un período de 50 años.....	42
III. RESULTADOS.....	44
3.1. CONTEXTO GEOLOGICO MORFOESTRUTURAL.....	44
3.2. IDENTIFICACION, CLASIFICACION Y PROCESOS GEODINAMICOS ASOCIADOS EN LADERAS.	46
3.2.1. PROCESOS DINAMICOS ACTUALES EN LAS LADERAS: INVENTARIO REMOCIONES EN MASA	58
3.2.2.1. CAÍDA DE ROCAS.....	59
3.2.2.2. DESLIZAMIENTO DE ROCAS	60
3.2.2.3. DESLIZAMIENTOS DE ROCAS Y SUELOS	61
3.2.2.4. DESLIZAMIENTO DE ROCAS Y SUELOS NO ACTUALES.....	63
3.2.2.5. DESLIZAMIENTO DE SUELOS	67
3.2.2.6. FLUJOS DE DETRITOS	68
3.2.2. INDICES MORFOMETRICOS, PROCESOS DINAMICOS DE LAS LADERAS Y LAS QUEBRADAS	69
3.2.3. ANALISIS DE LA CARTA DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA	73
3.3. CONTEXTO MORFO CLIMÁTICO ACTUAL Y ESCENARIOS DE CAMBIO PARA UN PERIODO DE 50 AÑOS.....	75
3.3.1. PERIODO DE RETORNO DE LAS PRECIPITACIONES	79

IV. DISCUSIONES.....	81
V. CONCLUSIONES	84
BIBLIOGRAFÍA.....	86
ANEXOS.....	94

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Movimiento de masas 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.....	20
Figura 2: Caída de Rocas.	22
Figura 3: Deslizamientos.....	22
Figura 4 Flujos de Detritos.....	23
Figura 5: Área de Estudio.....	26
Figura 6: Vegetación flanco de valle Este del Fiordo Comau.....	29
Figura 7: Carta Geológica Área de Estudio	32
Figura 8: ZFLO y estructuras asociadas y centros volcánicos.	35
Figura 9: Suelo vertiente Este del Fiordo en sustrato de roca intrusiva.	36
Figura 10: Carta Geomorfológica..	47
Figura 11: Carta de Pendiente..	48
Figura 12: Vertiente NO del fiordo..	49
Figura 13: Borde Costero flanco de valle Oeste del fiordo cerca de Porcelana..	50
Figura 14: Costa Rocosa borde Oriental fiordo.....	50
Figura 15: Lago Colgante, Flanco de valle Este del fiordo.....	51
Figura 16: Flanco de valle Este del fiordo.	52
Figura 17: A y B Afloramiento rocoso ubicado hacia el Refugio en Cerro Tambor.	53
Figura 18: A y B. Vertiente Norte de Desembocadura Huinay-Lloncochaigua.....	54
Figura 19: Ladera Sur de río Huinay.....	55
Figura 20: A. Terraza Fluvial Río Lloncochaigua-Huinay B. Terraza Fluvial Río Vodudahue.	56
Figura 21: Punta Calle, Cono aluvial..	57
Figura 22: Fan-delta de río Huinay..	57
Figura 23: Carta Remociones.....	58
Figura 24: Caída de roca en ladera Este fiordo..	59
Figura 25: Caída de roca zona Alta al interior Río Huinay.....	60
Figura 26: Sector Vertiente Sur Río Huinay-Lloncochaigua.	61
Figura 27: Sector desembocadura Vodudahue.....	62
Figura 28: Vertiente Oriental fiordo	63
Figura 29: Remociones No actuales.....	64
Figura 30: Remoción 1957 en Huinay, Deslizamiento de rocas y suelo no actual.	65
Figura 31: Bloque arrastrado por remoción en 1957.	65
Figura 32: Raíz de árbol arrastrado por remoción 1957.....	66
Figura 33: Deslizamientos de Suelos en vertiente Oeste del fiordo.....	67
Figura 34: A: Flujos de detritos ladera Oeste del fiordo. B:Ladera Este del fiordo.....	68

Figura 35: Streams Power Index (SPI).....	70
Figura 36: Transport Capacity Index (TCI).	71
Figura 37: Topographic Wetness Index (TWI).	72
Figura 38: Carta de Susceptibilidad.	74
Figura 39: Gráfico Precipitaciones Anuales estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015).....	75
Figura 40: Gráfico Precipitación máxima Anual (24 horas) Estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015).....	76
Figura 41: Gráfico Precipitaciones Estación Huinay (2002-2011)..	77
Figura 42: Índice de Concentración Estaciones Chaitén, Puerto Montt, El Tepual-Puerto Montt (1965-2015).....	78
Figura 43: Histograma - Gumbel Max, Estación El Tepual-Puerto Montt.	79

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Sistemas de Vertientes	39
Tabla 2: Rangos y clasificación de Pendientes.	40
Tabla 3: Material cartográfico, fotografías aéreas, e información digital utilizados.....	42
Tabla 4: Resultado de ajuste de bondad para Estación El Tepual- Puerto Montt	79
Tabla 5: Periodo de Retorno Estación El Tepual-Puerto Montt.....	80

INDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Precipitaciones Estación El Tepual - Puerto Montt /1929-2015)	94
--	----

I.-INTRODUCCIÓN

1.1. ESTADO DEL ASUNTO

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

La literatura es muy extensa para los fiordos de Noruega y su paisaje asociado. Uno de los clásico, GREGORY (1913), señala que éstos se han desarrollado a lo largo de líneas de fracturas, por lo que argumenta que fueron principalmente de origen estructural y que las acciones fluviales y glaciares fueron las responsables de las modificaciones del relieve posteriormente.

Según NESJE & WHILLANS (1994) el fiordo noruego Sognefjord se formó por una combinación de procesos relacionados con la estructura de la roca, la actividad glacial y movimientos sub aéreos. Para GJESSING (1996), los fiordos son productos de la acción glacial, a los que se asocia un proceso de profundización del fiordo, debajo del nivel del mar.

De acuerdo a las investigaciones realizadas por CASTILLO (2012), los fiordos adicionalmente pueden clasificarse por su régimen climático, de esta forma se encuentran fiordos: polares, subpolares y templados (INALL & GILLIBRAND, 2010). Los fiordos polares permanecen prácticamente siempre cubiertos de hielo (e.g.. en Groenlandia, Ártico Canadiense y la mayor parte de la Antártica), mientras que los fiordos subpolares están ubicados en áreas donde la temperatura media del verano supera los 0°C; durante el invierno es posible que el océano se congele para derretirse en verano (e.g.. Svalbard, el oeste de Groenlandia y la península Antártica). En cambio, en los fiordos templados, el océano no se congela y la mayoría de ellos no posee un glacial asociado (e.g.. Islandia, Alaska, Chile, Noruega, Escocia y Nueva Zelanda).

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 zona 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 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).

Desde el punto de vista de la morfología submarina, de la morfogénesis y procesos de los fondos y de las vertientes de los fiordos en Chile, variados estudios han sido desarrollados por ARAYA – VERGARA (1996, 1997, 1998, 1999a, b, 2000) teniendo como base un gran conjunto de registros a través de perfilador de subfondo de alta resolución y muestras de sedimentos. CIMAR-FIORDO ha realizado numerosas expediciones oceanográficas en los fiordos de Chile organizadas por el Comité Oceanográfico Nacional.

En los últimos años ha aumentado el interés por realizar nuevas investigaciones como estudios basados en la morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas en la costa de fiordos de Norpatagonia, con el objetivo de analizar la sistemática sobre la morfogénesis, dinámica y evolución de vertientes submarinas en fiordos y canales de Norpatagonia (VIEIRA, 2002).

Estos ecosistemas de fiordos proporcionan servicios importantes para los seres humanos, que no han sido medidos y valorados adecuadamente. Como consecuencia, los servicios de los ecosistemas son ignorados frecuentemente en el diseño de políticas públicas y en la evaluación de proyectos de desarrollo.

Sin embargo, poco se ha avanzado 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, en un análisis de las remociones en masa.

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. El proceso de formación de la laderas dependen de la interacción de fuerzas internas y externas, las cuales modelan el relieve (RIVERA, 2005).

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 FERNANDEZ (2006), las laderas, son sistemas dinámicos abiertos donde los efectos combinados del desgaste, permiten el transporte de materiales pendiente abajo hacia los cursos de agua.

De acuerdo a SANCHEZ (2015) dos aspectos importante en las laderas y que diversifican el desarrollo de las geoformas son la exposición y la pendiente, ya que la exposición diferencia el aporte de luz solar e hídrico sobre las vertientes (SOTO *et al.*, 2003, 2004; PADILLA, 2007). La segunda representa la fuerza de inercia y comprendiendo su funcionamiento se pueden establecer relaciones de causalidad en base a geometría y procesos tipo (PEDRAZA, 1996).

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 afloramiento 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, arroyada, soliflucción, reptación (*creep*) etc.

A partir del trabajo de ARAYA VERGARA (1985) se reconocen dos grandes elementos interpretativos de la génesis y evolución de las vertientes, las laderas y las formas de base asociadas.

Elementos que conjuntamente realzan las relaciones alométricas dentro del sistema general erosión y depositación (PADILLA, 2007).

La acción dinámica actual de la laderas se vincula a procesos de movimientos 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). 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 tsunami del Fiordo Aysén del año 2007 generado por el enjambre sísmico de la ZFLO que produjo un terremoto principal Mw 6.2, con cientos de remociones en masa y un tsunami local en el fiordo, constituye una expresión de la dinámica compleja y sinérgica de estos territorios. Más aún, el escenario de cambio climático da cuenta que la zona andina de Chiloé se verá impactada por el aumento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones durante el presente siglo.

En el caso de la Región de Los Lagos, en el Golfo de Ancud, la diversidad de formas concatenadas es enorme y no ha sido estudiada en profundidad (CASTILLO, 2012). Destacan los estudios de CIMAR Fiordos (Crucero de Investigación Marina en Área Remotas) orientados a los fiordos propiamente tales, y estudios específicos en Reloncaví asociados a las condiciones dinámicas de las mareas (VALLE-LEVINSON *et al.*, 2007).

Entre los conocimientos específicos en la región, se ha expuesto el significado genético de las morrenas submarinas (bancos morrénicos) en fiordos (ARAYA-VERGARA, 2000b). 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.

Estos ambientes son complejos no solo desde el punto de vista climático, ecológico, hidrológico, sino que también socio ambiental, más aun en el contexto del cambio climático y de las intervención antrópica, propias del tiempo antropoceno (WILCOX *et al.*, 2011). Además, 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; IPCC 2007 en LOPEZ, 2013).

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 periglaciares como susceptibles y que actúan como zonas de movimientos en masa o nuevas fuentes de sedimentos. 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 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.

Esta investigación se enmarca dentro de un proyecto denominado “Reconocimiento de *hotspot* en el ambiente periglacial de fiordos y mar interior: Hacia una evaluación integrada de conductores de geoamenazas, riesgos e impacto en los recursos territoriales del Golfo de Ancud. El objetivo de estudio es identificar aquellos *hotspot* definidas como conjunto de formas y procesos, que constituyen focos latentes que bajo ciertas condiciones ambientales generan eventos extremos causando impactos en los sistemas naturales. Las laderas de dominio marítimo constituyen uno de los agentes del sistema natural altamente dinámico a ser estudiado.

Los movimientos de ladera o deslizamiento constituyen un riesgo geológico (AYALA *et al.*, 1987) de origen natural o inducido, que debe tenerse en cuenta en la planificación del territorio, sobretudo 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).

Las remociones en masa 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. 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 (NAQUIRA, 2009).

1.1.1. REMOCION EN MASA

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).

Los movimientos en masa 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 u 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 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) (SEPULVEDA & NAQUIRA, 2011).

Los deslizamientos se definen como movimiento gravitacional 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 (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 de fondo (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 sísmicos, aunque en algunas zonas, el efecto de descarga glacial durante la deglaciación puede haber jugado un papel importante (BLIKRA, 2006).

1.1.1.1. FACTORES CONDICIONANTES DE GENERACIÓN 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, pero que en el caso de estudio es un factor poco relevante, ya que la cantidad de población se centra en pocas familias que residen habitualmente en la zona.

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. También 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).

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).

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 a 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 a lo investigado por BRAATHEN & BLIKRA (2004) las zonas de caída de rocas se sitúan por encima de las rocas de los acantilados, 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 avalanchas, 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 (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 y la extensión y altura de las mismas. Alguna 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).

LARA (2007) sostiene que para que se genere alguna remoción debe existir material susceptible a ser movilizado. 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.

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). Para LAMBE & WHITMAN (1972 en LARA, 2007) la incorporación de agua en la estructura del suelo, en ciertos casos puede llegar a la saturación, genera una disminución en la resistencia del material. 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 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).

La autora señala que 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.

Estos procesos son usualmente generados por precipitaciones asociadas a anomalías climáticas de diferentes umbrales, que varían según el régimen climático (SEPÚLVEDA, et al 2006).

SEPÚLVEDA & LARA (2008) sostienen que 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. Señalan también que flujos de detritos y barro han sido 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.

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).

1.1.1.2. FACTORES DESENCADENANTES DE REMOCIONES EN MASA

Son aquellos factores externos que modificaran 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 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 relacionados 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, movimientos de 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 proceso de remoción en masa (LARA, 2007).

El agua es considerada como una componente esencial en el movimiento de masas de procesos gravitatorio, 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, 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 cuando 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.

Por su parte, HAUSER (1985) establece que las lluvias generadas en periodos 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 del riesgo.

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).

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 (NAQUIRA, 2009).

SEPULVEDA & 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.

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 graníticas son los principales factores de control de diferentes tipos de deslizamiento de tierra en la Región de Aysén: en abril de 2007 se generaron procesos de remoción de roca, suelo (Figura 1), 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 (SEPULVEDA & SEREY, 2009).



Figura 1: Movimiento de masas 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)

1.1.1.3. CLASIFICACION 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) (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. 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 del talud (LARA, 2007)

Estos tipos de remociones se generan cuando el material rocoso o suelo se desprende de una ladera alta pendiente. La generación de estos desprendimientos son controlados 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).

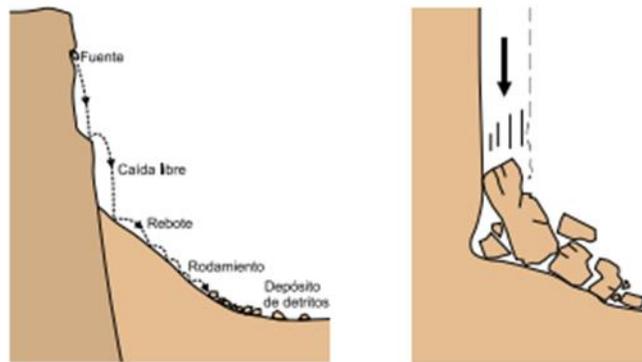


Figura 2: Caída de rocas. Fuente: *Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)*.

b) DESLIZAMIENTO

Un 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). 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).

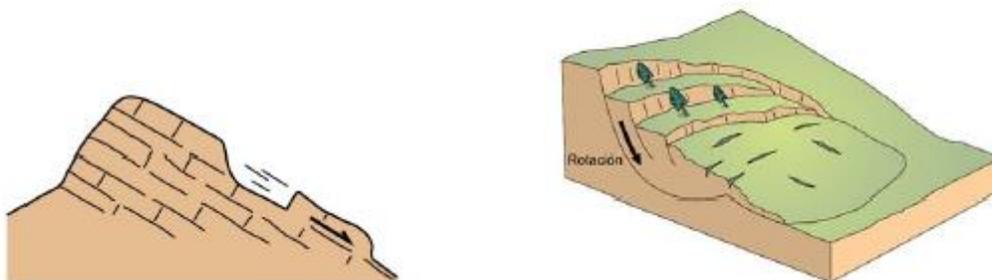


Figura 3: Deslizamientos. Fuente: *Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)*.

c) FLUJOS DE DETRITOS

Un flujo de detritos es un proceso de remoción en masa de material saturado en agua, y con una concentración de sólidos tal que se comporta mecánicamente como un fluido no newtoniano (LARA, 2007).

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, lo cual incrementará su energía y velocidad (SEPÚLVEDA & LARA, 2008).

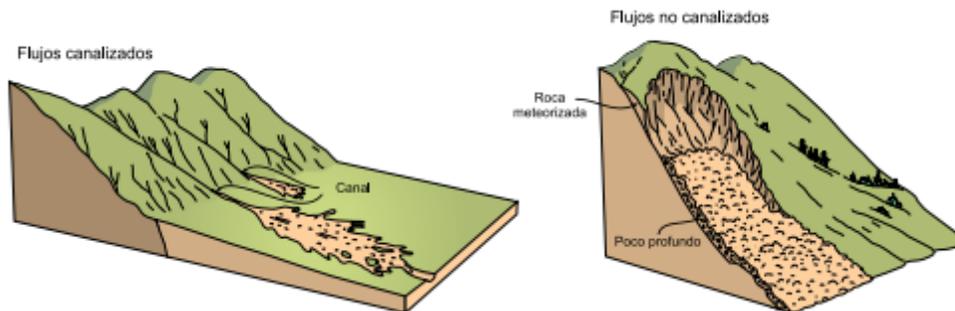


Figura 4 Flujos de Detritos. Fuente: *Movimientos en Masa en la Región Andina* (SERNAGEOMIN, 2007).

Las formas de base de vertientes, 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).

De acuerdo a lo anteriormente expuesto y en relación a la falta de información sobre el tema en este tipo específico de paisajes se plantea analizar la evolución de las formas asociadas a los sistemas de laderas que componen el fiordo, analizando la influencia oceánica y las formas depositacionales asociadas, como un sistema dinámico.

El presente estudio se enmarca en el proyecto FONDECYT N° 1151087 “Reconocimiento de *hotspot* en el ambiente periglacial de fiordos y mar interior: Hacia una evaluación integrada de conductores de geoamenazas, riesgos e impacto en los recursos territoriales del Golfo de Ancud”. En la vertiente 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.

Esta investigación se plantea como una contribución social a la organización y gestión de los riesgos en un territorio tan poco investigado, por tanto se pretende favorecer el conocimiento e identificar y analizar las condiciones geodinámicas de los sistemas de vertientes localizados en las laderas del Fiordo Comau.

1.2. 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 glacial no está en morfogénesis pero sí en actividad dinámica, asociada a las actuales condiciones climáticas, oceánicas y biogeográficas.

También estará sujeto a los impactos del cambio climático global, que indican que la zona andina de Chiloé se verá afectada por el aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones durante el presente siglo.

Consecuentemente, las áreas de influencia de las cuencas y de las laderas se verán impactadas con la sobrecarga de masa, aumento de caudal y generación de procesos dinámicos en laderas y valles.

Los agentes exógenos y endógenos que actúan en el fiordo Comau provocan rupturas de equilibrio de las formas de relieve existentes por tanto el estudio de los grupos de formas, permitirán explicar los cambios y las tendencias evolutivas del sistema morfoclimático y morfo genéticos.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General:

Identificar y analizar las condiciones geodinámicas de las laderas el Fiordo Comau; región de los Lagos.

1.3.2. Objetivos específicos:

- a) Analizar 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 del fiordo con énfasis en las formas y procesos de las laderas y formas asociadas.
- c) Analizar el contexto climático actual y escenarios de cambio para un periodo de 50 años y su relación con la dinámica de las laderas.

II .MATERIALES Y METODOS

2.1. ÁREA DE ESTUDIO

En la presente investigación, se analiza el sistema de laderas del Fiordo Comau, en el Golfo de Ancud Región de los Lagos, con el fin de identificar los procesos geodinámicos que se desarrollan en los sistemas de laderas Vertientes en estos ambientes de mar interior.

El Fiordo Comau se localiza en los $42^{\circ}11' - 42^{\circ}29'$ Lat Sur y $72^{\circ}35' - 72^{\circ}22'$ Long Oeste aproximadamente, comprende las Comunas de Hualilahué y Chaitén (Figura 5).

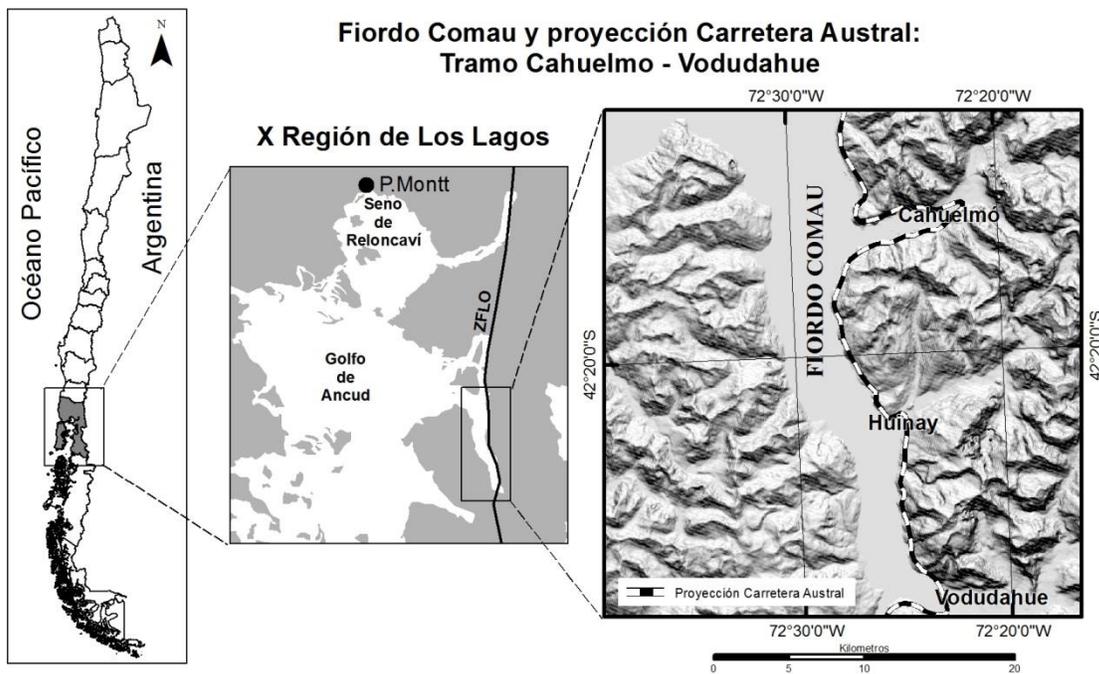


Figura 5: Área de Estudio. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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 periodo 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 rellenadas 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. Así pues el Fiordo Comau se caracteriza por tener cuevas empinadas tanto por encima como por debajo del nivel del mar (CENTRO CIENTIFICO HUINAY, 2015).

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 gélidas: 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. Los sistemas de estuarios constituyen complejos geomorfológicos y biogeográficos de importancia para las zonas costeras como fuente de recursos territoriales de interés para la sociedad.

2.1.1. ANTECEDENTES GENERALES

a) CLIMA

De acuerdo a 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 CIENTIFICO HUINAY, 2015).

De acuerdo 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. Aumentando considerablemente mientras se acerca a la Cordillera de los Andes, el promedio de lluvias anual sobrepasa los 6.000 mm en Huinay.

b) VEGETACION

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 a 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 CIENTIFICO HUINAY, 2015).

Hasta los 250 msnm dominan grandes ulmos (*Eucryphia cordifolia*), Coigues (*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), Maqui (*Aristotelia chilensis*), Corcolén (*Lomatia dentata*), Espino Negro (*Rhamnus lycioides*), Tepú (*Tepualia stipularis*) y algunos canelos e incluso solitarios ejemplares de coníferas. Muchos árboles como Tepas (Laureliopsis) y Ulmo (*Eucryphia cordifolia*) están cubiertos de epifitos; el sotobosque da lugar, según inclinación del terreno, 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 CIENTIFICO HUINAY, 2015).

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



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

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 (*Caldecluvia 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 las laderas costeras se presentan claros entre árboles adultos 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) GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

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).

El área de estudio en relación a su contexto tectográfico está inserta en un área representada por Batolito Nor-Patagónico Mesozoico –Cenozoico (NPB) y la Zona Volcánica Sur (SVZ).

La zona de estudio corresponde a la Zona Volcánica Sur, 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 Pleistocena-Holocena del país y números centro 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; 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).

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).

De acuerdo a 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').

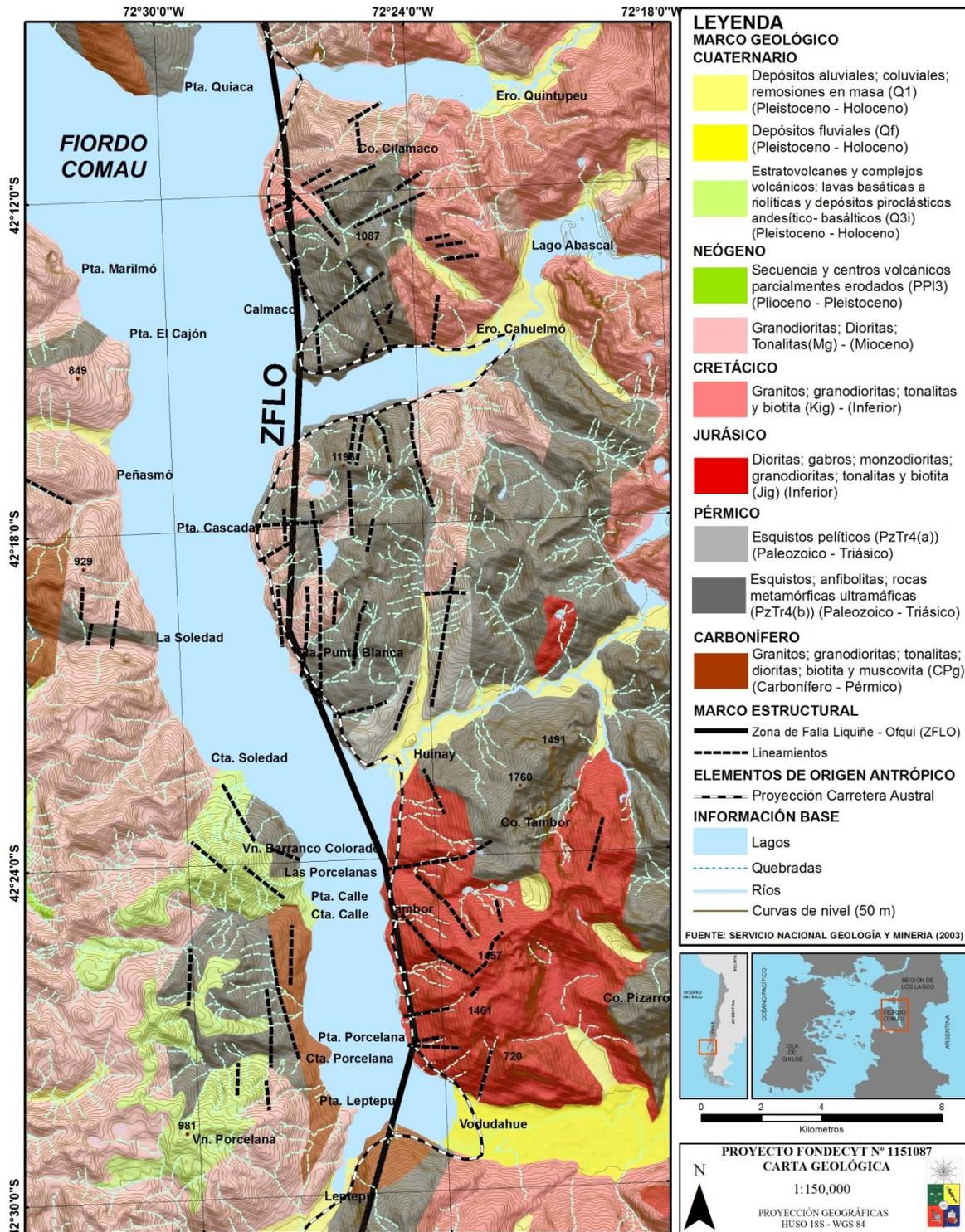


Figura 7: Carta Geológica Área de Estudio. Fuente: Mapa Geológico de Chile: SERNAGEOMIN (2003), HERVÉ (1976). FONDECYT N° 1151087.

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, es la principal característica estructural en esta región (HERVÉ *et al* 1979a; LÓPEZ-ESCOBAR *et al.*, 1995a.; CEMBRANO *et al.* 1996, 2000; LAVENU & CEMBRANO 1999b; FOLGUERA *et al.* 2.001; MELNICK *et al.* 2002, 2003b; ROSENAU *et al.* 2003 en CHARRIER *et al.*, 2007).

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. Además, presenta una serie de fallas cóncavas al suroeste (CEMBRANO & HERVÉ, 1993 en NAQUIRA, 2009).

El ZFLO es un *strikeslip dextral* trinchera ligada estructura (CEMBRANO & HERVÉ 1993; CEMBRANO *et al* 1996, 2000 en CHARRIER *et al.*, 2007), que alcanza una longitud de 1000 kilómetros entre 40°S y 47°S, y pasa cerca del centro de la NPB, paralela al arco volcánico (HERVÉ, 1994).

Algunos mecanismos propuestos como los causantes del movimiento *dextral* son el régimen de subducción oblicua de la placa de Nazca bajo Sudamérica durante el Cenozoico, y la indentación de la dorsal de Chile bajo el margen continental (HERVÉ *et al.*, 1976 en NAQUIRA 2009).

La orientación general de esta zona de la falla es NNE-SSW, aunque al sur de ella se dobla hacia el SO y alcanza el margen de la continente en la cuenca *pull-apart* Golfo de Penas de inmediato al sur de la Península de Taitao (FORSYTHE & NELSON, 1985). La zona expone rocas tanto dúctil y de fallas frágiles (HERVÉ 1976; CEMBRANO 1990; PANKHURST *et al.*, 1992; CEMBRANO & HERVÉ 1,993; CEMBRANO *et al.*, 1996, 2000 en CHARRIER *et al.*, 2007).

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).

Según NAQUIRA (2009), establece que el resultado de un cizalle dextral localizado y distribuido en el margen continental, estudios paleomagnéticos muestran rotaciones de bloques corticales en sentido horario dentro y al este de la ZFLO (GARCÍA & BECK 1988; CEMBRANO & BECK, 1992). Al oeste de la ZFLO, las rotaciones son antihorarias, y reflejan problemas espaciales resueltos por las fallas de escarpe curvas de rumbo NW.

Esta zona de falla parece haber formado el lugar de la actividad magmática desde Tiempos mesozoicos, controlando el emplazamiento del Neógeno sintectónico plutones y la ubicación de la mayor parte de volcanes del cuaternario (HERVÉ, 1994).

De acuerdo a lo expuesto por CHARRIER (2007), entre 42°S y 46°S hay muchos afloramientos de Neógeno basaltos de almohada en la frontera occidental de la Cordillera Principal, las islas emergentes de la Depresión Central, y el borde Este de la Cordillera de la Costa (SILVA 2003). De acuerdo a este autor, los metabasaltos fueron depositados en dos etapas. Durante la primera etapa, entre 36 y 17 Ma, subducción oblicua inhibió el magmatismo de arco, y dio lugar a la ZFLO y a las cuencas extensionales en que los basaltos fueron generados al Oeste de la estructura. Estas cuencas son asimétricas, con un solo borde definido por la falla (HERVÉ 1994; SILVA 2003). Como resultado del cambio de orientación del vector de convergencia de oblicuo a ortogonal a 25 Ma.

Durante la segunda etapa, entre el 22 y 13 Ma, el lugar de la actividad magmática se expandió hacia el Este de su posición anterior hacia la cordillera Principal occidental actual (MUÑOZ *et al.*, 2000; CHARRIER *et al.*, 2007).

La erupción de lavas ocurrió en las cuencas más profundas junto con la deposición de secuencias turbidíticas y los flujos detríticos (HERVÉ *et al.* 1994, 1995). De acuerdo con la registro volcanosedimentario en estas cuencas (Formaciones Traiguén y Ayacara), la ZFLO ha estado activo por lo menos desde la época del Eoceno (HERVÉ, 1994).

El volcanismo del Cuaternario ha producido abundante material compuesto por estratovolcanes y cientos de centros eruptivos menores, principalmente basaltos y andesitas basálticas que estallaron. Los centros menores, que también pueden entrar en erupción más intermedia a productos silícico, están espacialmente asociados al lineamiento principal NNE así como con los lineamientos de tendencia NE vinculado a la ZFLO, formando alineaciones oblicuas a la tendencia general del arco volcánico (CHARRIER *et al.*, 2007).

En contraste, los estratovolcanes desarrollaron a lo largo de las alineaciones de tendencias NW o NE (Figura 8), con una preferencia de las alineaciones NE posiblemente reflejen régimen tectónico transpresional que resulta de una combinación de *strikeslip dextral* y acortamiento a través del arco (LÓPEZ- ESCOBAR *et al.*, 1995a). Según el mismo autor, los lineamientos sólo facilitaron el ascenso de los magmas, mientras que sus características geoquímicas fueron determinadas por procesos subcrustales. Considerando que la deformación del orógeno al Este del ZFLO es considerablemente menor.

La ZFLO también genera un control estructural y geomorfológico de carácter regional, con una serie de cordones montañosos, sistemas volcánicos, valles y fiordos de alineación aproximada norte-sur que responden a la presencia de la zona de falla.

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 encontrado 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 vertiente Este del fiordo en sustrato de roca intrusiva. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

e) HIDROGRAFIA

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 el estero Cahuelmó. la cuenca de Huinay, que presenta 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 a 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 25mm de agua caída en dos horas, medidos en la estación meteorológica de Huinay.

2.2. PROCEDIMIENTOS

Para el cumplimiento de dichos objetivos, el trabajo desarrollado para esta investigación se dividió en 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.

b- En primera instancia se realizó un trabajo de gabinete que consistió en elaborar un mapeo e identificación de las remociones en masa mediante la fotointerpretación de imágenes de satélites.

c- Posteriormente en el mes de enero de 2016, se realizó la etapa de terreno, cuyo objetivo el reconocimiento del área de estudio mediante caminatas. Para recorrer las laderas costeras del fiordo el uso botes y para el reconocimiento de las áreas de mayor altura el uso de helicóptero fue indispensable. Esta actividad permitió identificar y verificar algunas remociones en masa mapeadas en la etapa de anterior.

d- Con la información obtenida en distintas instancias, se procedió al análisis espacial de la información mediante la utilización de Sistemas de Información Geográfica (*SIG*), se elaboraron mapas temáticos como remociones en masa, pendientes, etc. que permitieron conocer la geodinámica de las laderas del fiordo en estudio.

2.2.1. Caracterizar el contexto geológico estructural de los sistemas de vertientes en el contexto del Fiordo Comau y de la ZFLO.

Para la caracterización del contexto geológico se realizó una revisión bibliográfica principalmente de CHARRIER *et al*, (2007); NAQUIRA (2009) y carta geológica del área elaborada por SERNAGEOMIN (2003).

La identificación de lineamientos, se hizo mediante la fotointerpretación, observación de imágenes de *Google Earth* y la carta topográfica, considerando aquellas fisuras o diaclasas presente en las rocas.

2.2.2. Identificar y clasificar los sistemas de laderas en el área de estudio analizando los procesos geodinámicas asociados.

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 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 fue cartografiada mediante utilización del *software ArcGis.10.2*.

Esta información realizada en gabinete posteriormente fue verificada en terreno, realizado en Enero 2016.

Para analizar la geodinámica de las vertientes y las formas depositacionales asociadas, se consideró como base conceptual la clasificación tradicional 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 vertientes individuales que se combinan de una manera dada para conformar el sistema o la gran ladera. 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) SOTO *et al.*, (2007).

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, erosión en diversos sustratos. En este sistema de vertiente 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 cara libre localizada en la parte superior de la vertiente, presencia de afloramientos rocosos y expuesta a factores atmosféricos que permiten el desarrollo de procesos de meteorización de la roca aportando material detrítico que se posteriormente se deposita en la zona inferior de la ladera formando un talud.

De acuerdo a estos criterios se identificaron (Tabla 1):

Tabla 1: Sistemas de Vertientes

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

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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

Para la clasificación de las Remociones en masa, se utilizó las investigaciones realizadas sobre inventario de deslizamientos y el mapa de susceptibilidades a deslizamientos por (SEPÚLVEDA *et al.*, 2011; 2013), realizada el área de Hornopirén, área situada más al norte del Fiordo Comau, pero que presentan características geológicas y de clima similar al área de estudio.

Se utilizó la clasificación de los movimientos en masa se de acuerdo a HUNGR (2014) un resumen de sistema de Clasificación de 1978 VARNES (basado en VARNES 1978), si bien esta clasificación considera el tipo de material y la velocidad de desplazamiento de los procesos de remoción para este estudio solo se consideró el tipo de remoción como parte de los procesos geodinámicos que se desarrollan en las laderas del fiordo. Para este estudio se utilizó una clasificación basada en el tipo de movimiento como en el tipo de material, dentro de los materiales tenemos suelo y roca.

Se identificaron los procesos de remoción en masa como caídas, deslizamientos y flujos de detritos. Se optó por agregar una nueva clasificación deslizamientos de rocas y suelos no actuales para aquellas remociones que están cubiertas con vegetación, siendo ésta distinta a la vegetación existente a su entorno.

La pendiente fue considerado como uno de los factores importantes en los procesos de remoción 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. Mediante el software *ArcGis 10,2*, se realizó la cartografía de pendientes del área.

Para esta investigación se aplicaron los rangos de pendientes según el umbral geomorfológico de ARAYA – VERGARA & BORGEL (1972), YOUNG (1975) y FERRANDO (1993), con esta variable es posible caracterizar la dinámica de los fenómenos de las vertientes (Tabla 2).

En la desembocadura de las principales quebradas se identifican deltas y *fan-deltas*.

Tabla 2: Rangos y clasificación de Pendientes.

Grados de Pendiente	Tipo de Pendiente
0° - 2°	Horizontal
2,1° - 5°	Suave
5,1° - 10°	Moderada
10°1 - 20°	Fuerte
20,1° - 30°	Moderadamente Escarpada
30,1° - 45°	Muy Escarpada
>45°	Acantilada

Fuente: ARAYA – VERGARA & BORGEL (1972), YOUNG (1975) y FERRANDO (1993).

Para el análisis de los procesos de remoción en masa se utilizó como información de apoyo las cartografías productos de la aplicación de índices morfométricos, metodología aplicada por MAERKER *et al.*, (2001, 2008, 2011), derivados de procesamientos SIG (*SAGA-GIS*), estos son utilizados para obtener indicadores relativos a las amenazas naturales presentes en las laderas del Fiordo Comau, donde se proyecta la construcción del tramo que conectara la carretera Austral.

De los índices utilizados esta el índice *Streams Power Index* (SPI), que es una modelación aplicada para la descripción de los efectos de los procesos de erosión lineal producto de la concentración de los flujos de agua. El índice *Transport Capacity Index* (TCI), identifica las áreas propensas a la erosión laminar, el transporte de sedimentos y los procesos de depositación. Finalmente el *Topographic Wetness Index* (TWI), corresponde a la modelización que se realiza bajo el supuesto de la existencia de un sustrato uniforme, en cuanto a su composición litológica y profundidad, donde la topografía es el factor dominante, permitiendo así, proporcionar información relativa a las áreas de influencia donde se produce la saturación de la escorrentía, esto debido a la acumulación de agua y a baja pendiente que conduce a la saturación del suelo y el sustrato, permitiendo deducir de esta manera, la información de los procesos de escorrentía superficial e inundaciones.

También se analizó como material de apoyo para conocer los procesos de laderas del fiordo, la carta de susceptibilidad de remociones en masa, elaborada por MOLINA (2016). Esta carta da a conocer la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso de remoción en masa determinado (SEPÚLVEDA, 1998).

El análisis e identificación de los procesos geodinámicos en las laderas en el fiordo se llevó a cabo a través de la utilización y la fotointerpretación de fotografías aéreas.

Tabla 3: Material cartográfico, fotografías aéreas, e información digital utilizados.

	SAF 1997	SAF 1997	SAF 1997
	004545	004535	004504
	004546	004536	004505
Fotografías Aéreas	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: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

2.2.3. Analizar el contexto morfo climático actual y escenarios de cambio para un período de 50 años.

Para caracterizar el contexto morfoclimático actual en relación al escenario climático, se analizó las precipitaciones anuales totales y las precipitaciones máximas en 24 horas, se consideró la serie más larga de registros en el área de estudio, la estación meteorológica pertenece a la Dirección Meteorológica de Chile, Estación El Tepual-Puerto Montt, que posee registros de los últimos 100 años, información necesaria para obtener los períodos de retornos.

El período de retorno es el intervalo de tiempo entre dos ocurrencias de un mismo suceso; es decir, si un valor de una variable X es igualado o excedido una vez cada n años, el período de retorno es de n años.

En esta investigación se realizó un análisis probabilístico de las lluvias diarias extremas a partir de las series de máximos anuales de precipitación en 24 horas registradas en la estación pluviométricas. Se realizó ajustes mediante las funciones de distribución estadísticas de Gumbel Max. En probabilidad y estadística ésta es utilizada para modelar la distribución del

máximo, por lo que se usa para calcular valores extremos de precipitación, siempre y cuando, los valores se ajusten a ella.

Este cálculo se realizó mediante el programa EASY FIT 5.5.

$$X_T = u + \alpha \gamma_T$$

Donde U y Alfa corresponde a los parámetros recomendados de Pp máxima diaria, de acuerdo a la Bondad de ajuste de Easy Fit.

$$y_T = -\ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right]$$

También se utilizó el Índice de Concentración basado en el Coeficiente de Gini, MARTÍN VIDE (1984), aplicado por SARRICOLEA (2014) en Chile. Como se desconoce la relación entre días de precipitaciones y sus totales se aplicó el índice de concentración (Concentration Index, CI). Este índice es un indicador sintético que calcula el grado de lluvia concentración. Además, el IC es una estimación del grado de agresividad o lluvias extremadamente torrenciales.

III. RESULTADOS

3.1. CONTEXTO GEOLOGICO MORFOESTRUTURAL

La falla ZLO es la característica principal estructural de la región y su dirección de es NNE –SSW y en la zona de estudio se observa NNE – SSE, localizándose en la vertiente Oriental del fiordo, bordeando la costa el plano de falla 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 ZLO, la vertiente Oriental de fiordo presenta una densidad mayor de lineamientos con respecto a la vertiente Occidental.

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 ZLO. 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 alguna de ellas se concentran flujos de detritos.

Más al sur entre el Río Huinay y Río Vodudahue se observa que los lineamientos tienen una la misma dirección que la falla principal, pero también se observan lineamientos con dirección E-O, formando parte de las principales quebradas y de laderas con cara libre y talud en sustrato intrusivo donde se localizan los flujos de detritos. Este sector es una área donde la pendiente es muy escarpada a acantilada $> 45^\circ$ y corresponde a una parte del plano de falla de ZLO, por tanto en esta ladera los procesos geodinámicos de la vertientes como meteorización y transporte de sedimentos es importante y estos son depositados en los taludes o transportados en las quebradas formando flujos de detritos.

En el flanco de valle Este 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 encuentra aquí 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) considera la distancia a la falla como un factor a considerar 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 concentran 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 última clase de distancia estudiada entre 5.000m y 7.000m la presencia de remociones en masa es muy baja. Al considerar este factor queda demostrado que a mayor distancia a la fallas es menor la presencia de procesos de remociones en masa.

MOLINA (2016) establece también en su investigación que la vertiente 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.

Con respecto a la sismicidad, es necesario recordar que la zona de estudio se encuentra bajo la influencia de la ZFLO, la cual presenta actividad sísmica de mayor intensidad cada cierto tiempo.

La zona de estudio se encuentra bajo la influencia tectónica de la ZFLO, por consiguiente, los sismos corticales de este sector se pueden asociar a la actividad del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui.

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)

3.2. IDENTIFICACION, CLASIFICACION Y PROCESOS GEODINAMICOS ASOCIADOS EN LADERAS.

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 10).

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 a las laderas activas en sustrato metamórfico.

Las formas de relieve es distinta en ambos flancos de 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 muy escarpadas a acantiladas $> 45^\circ$, en este sector la ladera forma parte del plano de falla de la ZFLO (Figura 11).

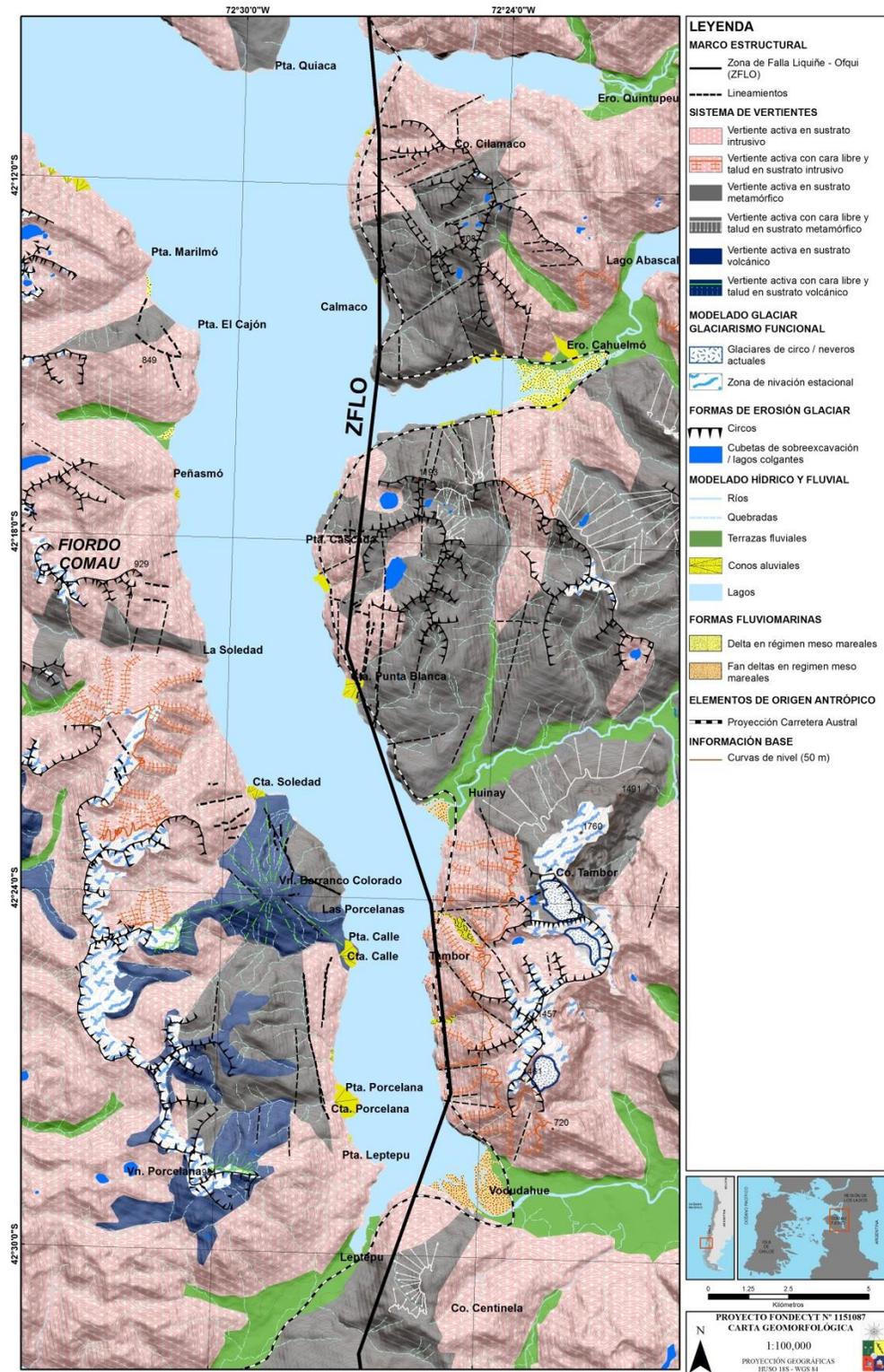


Figura 10: Carta Geomorfológica. Fuente: Elaboración propia. FONDECYT N° 1151087.

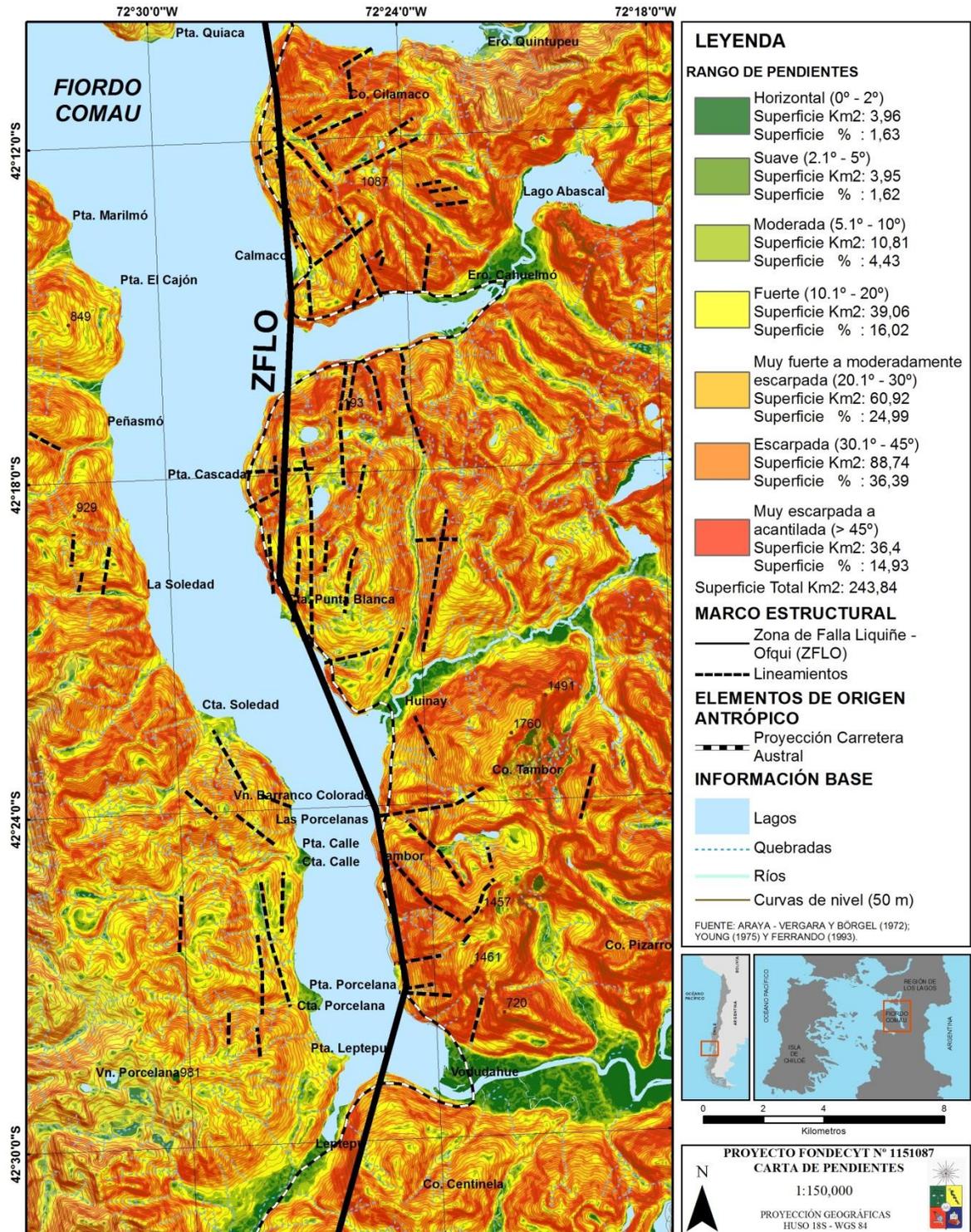


Figura 11: Carta de Pendiente. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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 escarpada de $30,1^{\circ}$ a 45° (Figura 12), correspondiente al sector NO del fiordo.



Figura 12: Vertiente NO del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Más al sur se observa que las vertientes presentan pendientes que son fuertes a muy fuerte a moderadamente escarpada con $20,1^{\circ}$ a 30° , en estas laderas la presencia de lineamientos separa el tipo de sustrato geológico de intrusivo a sustrato volcánico (Figura 13 y 18).

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



Figura 13: Borde Costero flanco de valle Oeste del fiordo cerca de Porcelana. Fuente: FONDECYT N° 1151087.



Figura 14: Costa Rocosa borde Oriental fiordo. FONDECYT N° 1151087.

Con respecto a los sistemas de laderas activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo, se presenta principalmente en el flanco de valle Este del fiordo, alcanzando una altitud 1730 m.s.n.m., la presencia circo glaciares y lagos colgantes (Figura 15) son parte de las formas de relieve heredado de la actividad glaciario en la zona, con neveros actuales y una zona de nivación estacional.



Figura 15: 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 pendientes muy escarpadas a acantilada ($>45^\circ$), como se observa en Figura 16, 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 16: Flanco de valle Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En el flanco Este 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 en las partes 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 17).

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 la diaclasas, 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 17: A y B Afloramiento rocoso ubicado hacia el Refugio en Cerro Tambor. Fuente: FONDECYT N° 1151087

También se puede observar vertientes activas en sustrato metamórfico, estas se encuentran principalmente en la vertiente Este del fiordo, hacia el Norte de Huinay las pendientes de estas laderas alcanzan valores sobre 10° a 30° , Fuerte a Muy escarpada (Figura 18) y en ladera Sur del Río Huinay con una altitud de 293 msnm hasta 1.620 msnm cercano al cerro Tambor.

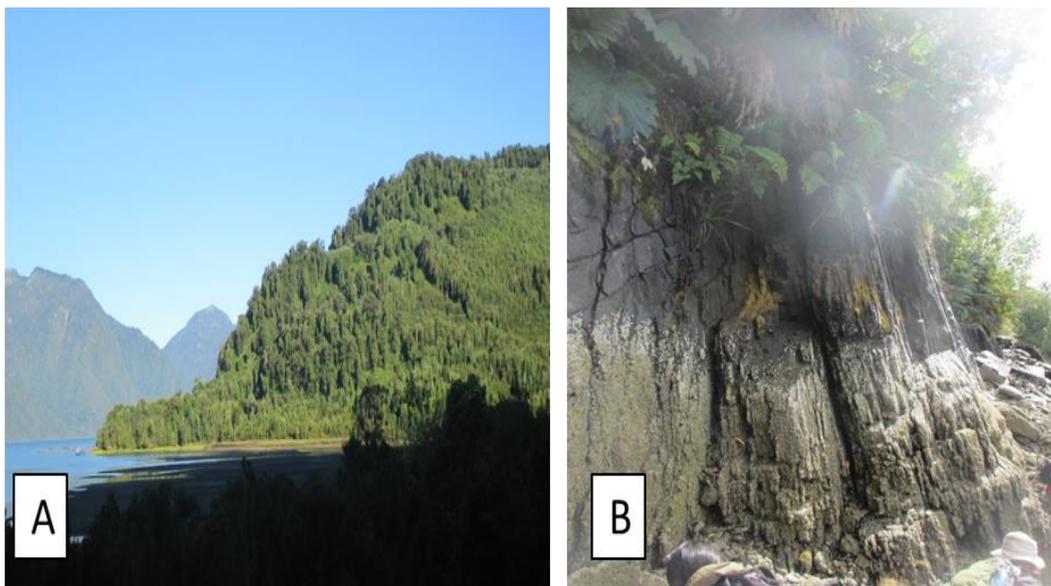


Figura 18: A y B. Vertiente Norte de Desembocadura Huinay-Lloncochaigua. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

Las laderas activas con cara libre y talud en sustrato metamórfico se localizan en aquellos sectores donde predomina la pendiente muy escarpada a acantilada con valores $> 45^\circ$. Estas vertientes aportan material de la parte superior de la ladera y se depositan en la base formando un talud, los cuales se encuentran estabilizados por la vegetación (Figura 19).



Figura 19: Ladera Sur de Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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

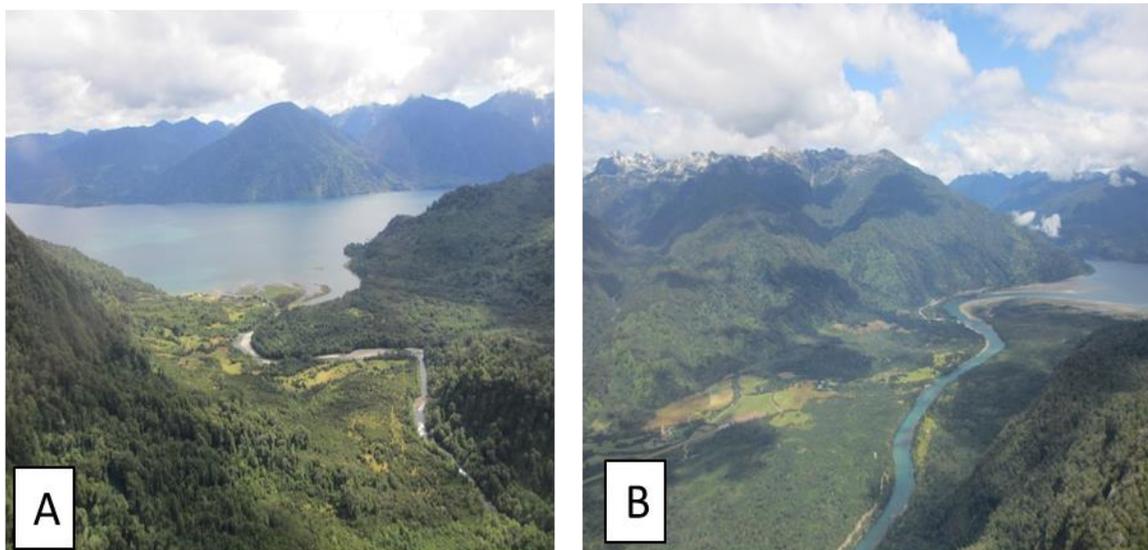
Con respecto a la pendiente se considera como fuerte a escarpadas principalmente ($10,1^{\circ}$ a 45°), pero también es posible encontrar en estas laderas valores de pendientes mayor a 45° , muy escarpadas a acantiladas en sectores que bordean el estero Porcelana.

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 vertiente.

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 20) 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 vertiente Oeste es posible encontrar depósitos fluviales y conos aluviales y fan deltas asociados a la desembocadura de los ríos.

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



*Figura 20: A. Terraza Fluvial Río Lloncochaigua-Huinay B. Terraza Fluvial Río Vodudahue.
Fuente: FONDECYT N° 1151087.*

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 21), donde los materiales depositados corresponden a cantos rodados de diversa granulometría.



Figura 21: Punta Calle, Cono aluvial. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

De acuerdo a los procesos fluviomarinos 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 22) 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 Además tiene como suministro de material fluvial, las cuencas de los ríos Huinay (30,73 km²) y Lloncochaigua (113,86 km²).



Figura 22: Fan-delta de Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.1. PROCESOS DINAMICOS ACTUALES EN LAS LADERAS: INVENTARIO REMOCIONES EN MASA

En el área de estudio se identifican diversos procesos de remoción en masa, como caída de rocas, deslizamiento de rocas, deslizamiento de rocas y suelos, deslizamiento de suelo de rocas y suelo no actuales, deslizamiento de suelos y flujos de detritos (Figura 23).

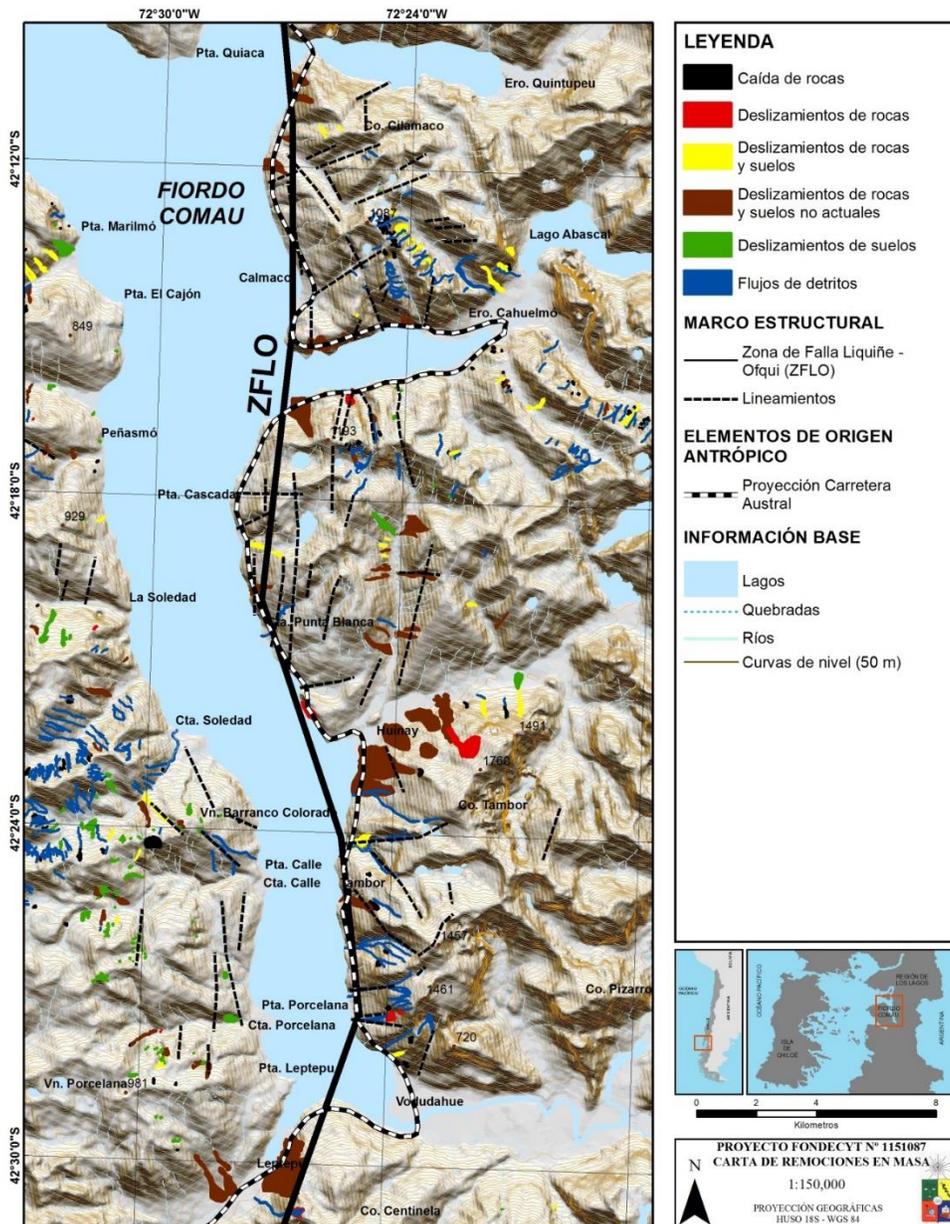


Figura 23: Carta Remociones. Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

3.2.2.1. CAÍDA DE ROCAS

Las áreas identificadas con fenómenos de caída de rocas se localizan en zonas donde la pendiente ha sido clasificada como muy escarpada a acantilada, con valores $>45^\circ$, principalmente en ambas vertientes 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 vertiente costera del fiordo formando parte del plano de falla (Figura 24), como también en la vertiente Oeste del fiordo, localizadas frente a Huinay en las laderas donde se localizan los circos.



Figura 24: Caída de roca en ladera Este fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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 este en contacto directo con el agua, además es importante destacar que en existen sectores con caída que presenta lineamientos o 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 remoción (Figura 25).

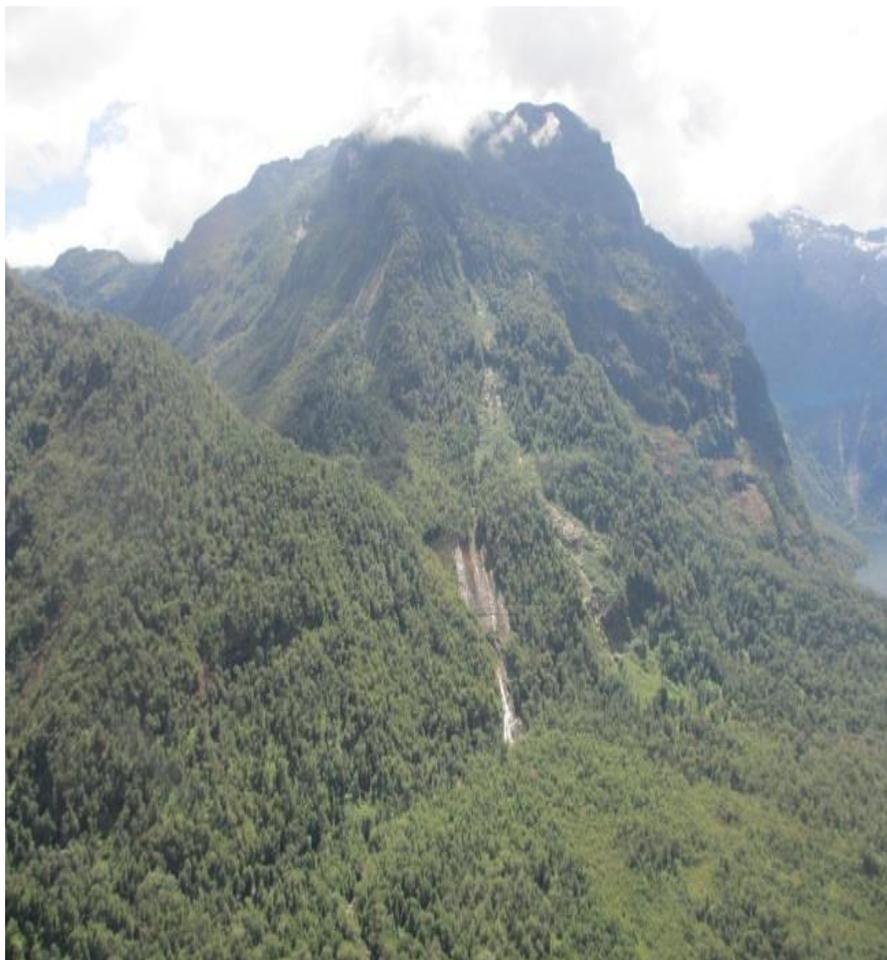


Figura 25: Caída de roca zona Alta al interior Río Huinay. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.2.2. DESLIZAMIENTO DE ROCAS

Este tipo de remoción se presenta en menor frecuencia, se localiza en aquellos sectores con pendientes muy escarpadas a acantilada principalmente entre Huinay y Vodudahue, tanto en laderas activas con cara libre y talud en sustratos metamórficos e intrusivos (Figura 26).

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

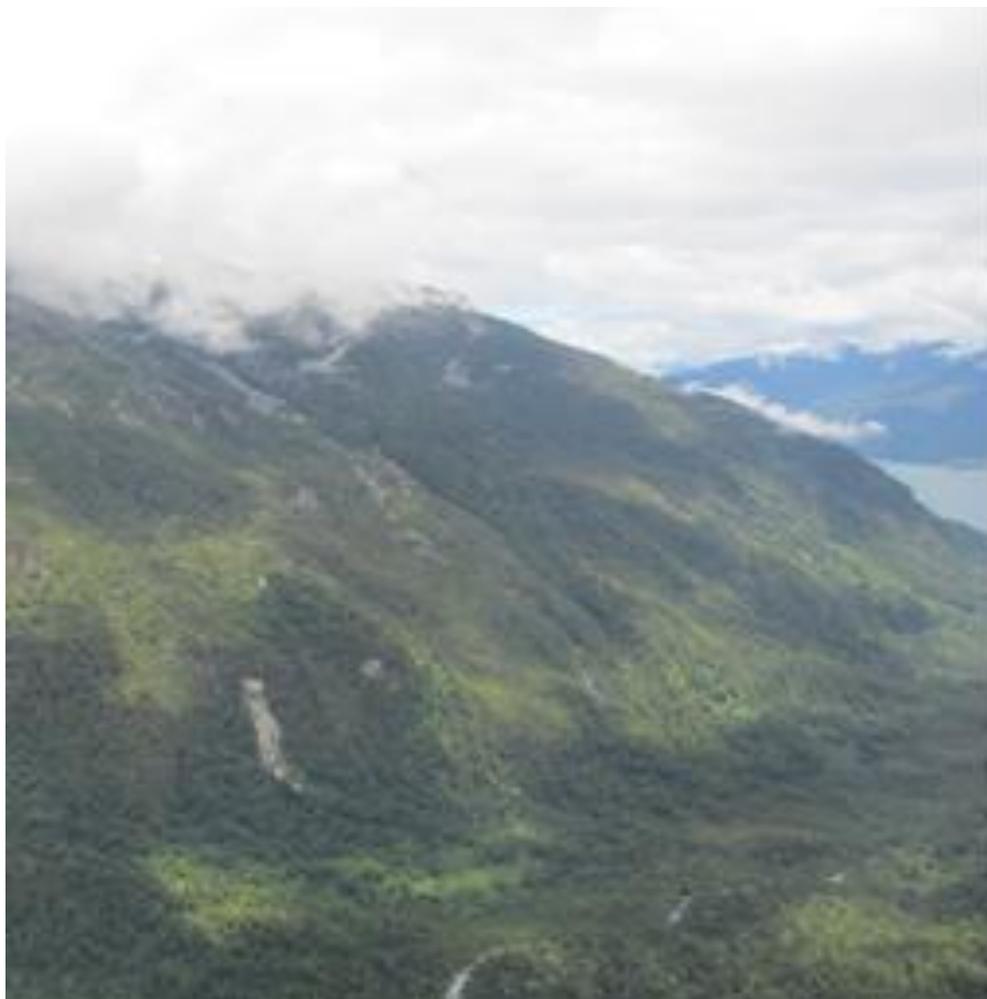


Figura 26: Sector Vertiente Sur Río Huinay-Lloncochaigua. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.2.3. 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 vertiente Este del fiordo entre Quintupeu y Cahuelmo se localizan estos procesos en sectores con pendientes entre muy escarpada a acantilada ($>45^\circ$), formando parte de los circos glaciares, son vertientes activas y activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo. Entre Huinay y Vodudahue (Figura 27) se presenta en sectores con pendiente escarpada sobre los 30° en laderas activas con cara libre y talud tanto en sustrato metamórfico sustrato intrusivo.



Figura 27: Sector desembocadura Vodudahue. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la vertiente Oeste del fiordo estos deslizamientos se localizan en vertientes activas con sustrato volcánico en pendientes muy fuerte a moderadas escarpadas y escarpada principalmente $20,1^{\circ}$ a 45° , muy cercana a los lineamientos. Hacia el Norte de la vertiente Oeste del fiordo se presentan también esta tipo de remoción en sectores donde la pendiente es escarpada a muy escarpada, 30° a 45° formando parte la vertiente del valle principal. Como se observa en la (Figura 28) la vegetación no existe o es muy escasa en este tipo de proceso.

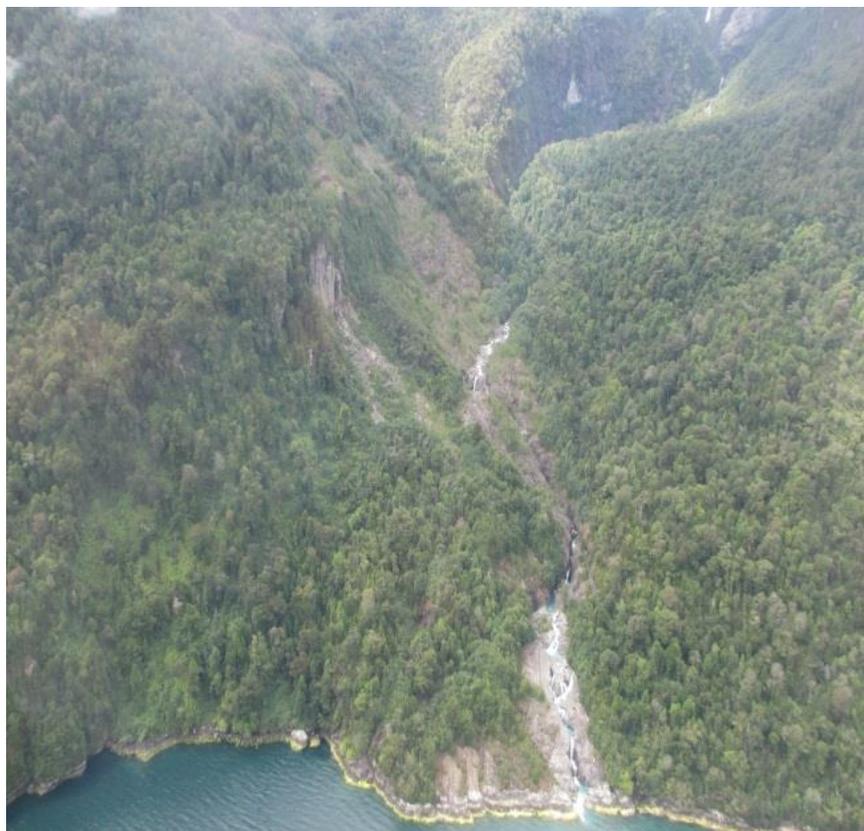


Figura 28: Vertiente Oriental Fiordo Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.2.4. 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. (Figura 29).

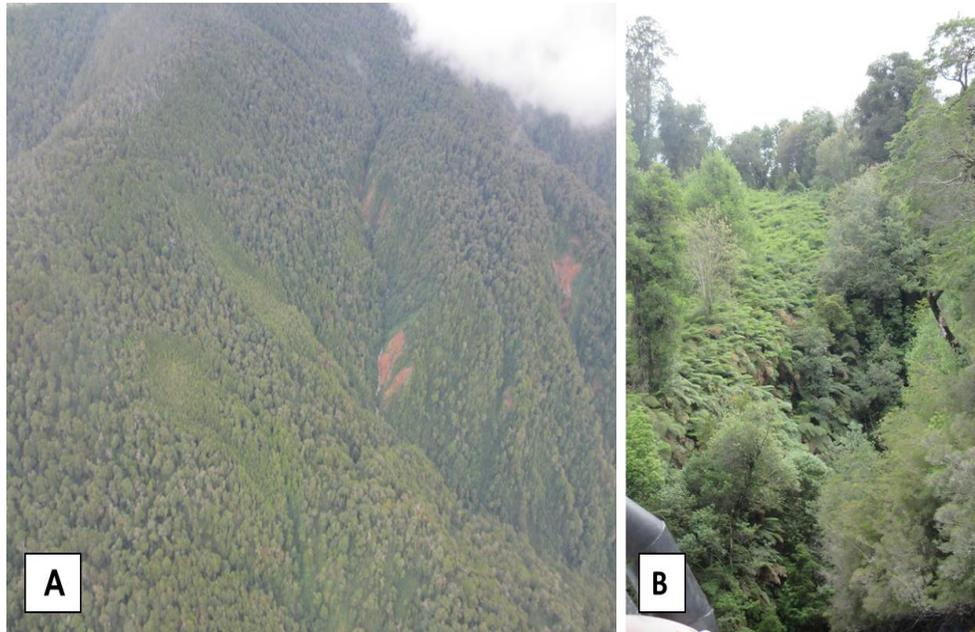


Figura 29: Remociones No actuales, A: se observa la diferencia de tono de color verde. B: Cobertura de helechos. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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

En la vertiente Oeste del fiordo estos procesos se localizan en sectores con pendientes con rangos que oscilan entre los $30,1^\circ$ a $>45^\circ$, es decir de escarpada a muy escarpada y acantilada. 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 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 escarpada a acantilada $>45^\circ$ y se desarrollan en vertientes activas con cara libre y talud tanto en sustrato intrusivo como metamórfico, es posible ver en la carta de remociones que esta gran remoción es aledaña a un lineamiento importante de este sector.

En la Figura 30, 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).

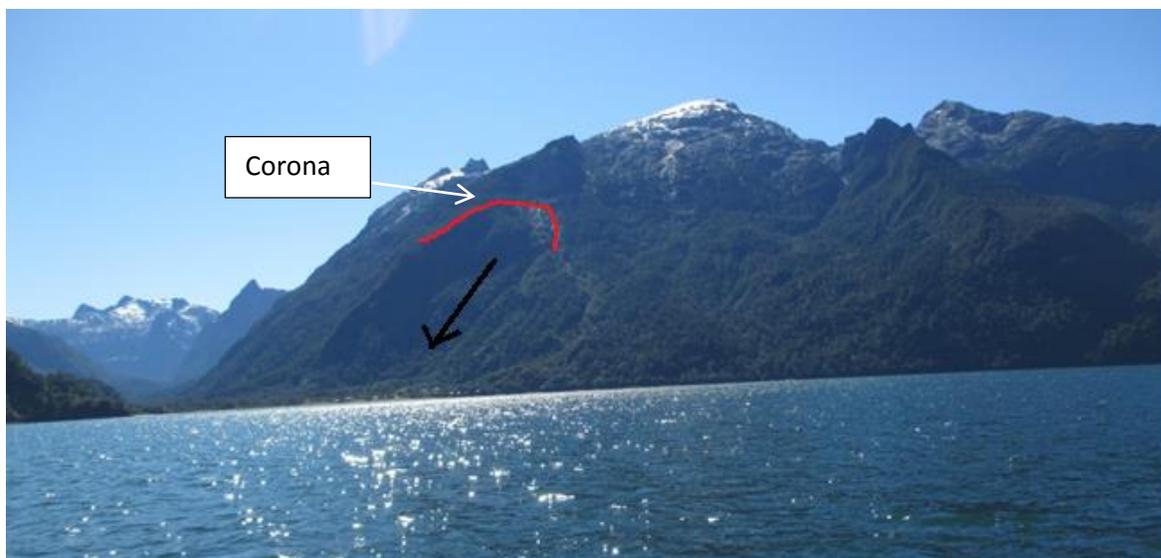


Figura 30: Remoción 1957 en Huinay, Deslizamiento de rocas y suelo no actual. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la Figura 31, 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.

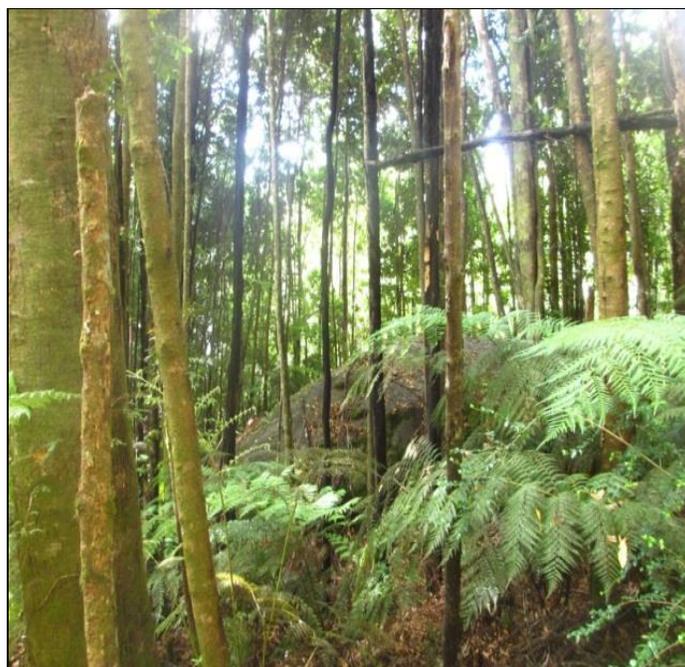


Figura 31: Bloque arrastrado por remoción en 1957. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la Figura 32 se observa el tamaño de la raíz de un 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 32: Raíz de árbol arrastrado por remoción 1957. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la ladera 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 escarpadas y muy escarpadas 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 flancos de valle del Río Leptepu como también en las laderas del borde costero, las pendientes muy escarpadas a acantilada $>45^\circ$ localizándose en laderas activas tanto en sustrato intrusivo y metamórfico.

3.2.2.5. DESLIZAMIENTO DE SUELOS

Estas remociones se presentan en ambas vertientes del fiordo, pero se concentran principalmente en ladera Oeste, en pendientes muy fuerte a moderadamente escarpada $20,1^{\circ}$ principalmente, en algunos sectores con pendientes menores, como al sur de ladera Oeste. Es posible identificar estas remociones en vertientes activas en sustrato intrusivo en la parte norte, pero también es posible encontrar varios deslizamientos de suelos 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. En importante destacar la presencia de estas remociones en sectores con presencia de lineamientos o pequeñas fallas. En este sector de vertientes activas en sustrato metamórfico y principalmente en vertientes activas en sustrato volcánico (Figura 33).



Figura 33: Deslizamientos de Suelos en vertiente Oeste del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.2.6. FLUJOS DE DETRITOS

Los flujos de detritos se encuentran distribuidos en toda el área de estudio. En la vertiente Este del fiordo, se presenta cerca de Cahuelmo y estos tienen sus cabeceras en laderas con pendientes muy escarpada a acantilada ($> 45^\circ$), 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 movilizado aguas abajo. Situación similar se presenta al Sur de Cahuelmo donde estos flujos se desarrollan bajo las mismas condiciones de topográficas.

Entre Huinay y Vodudahue este tipo de remociones 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 escarpada a acantilada 30° - 45° . 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 34).

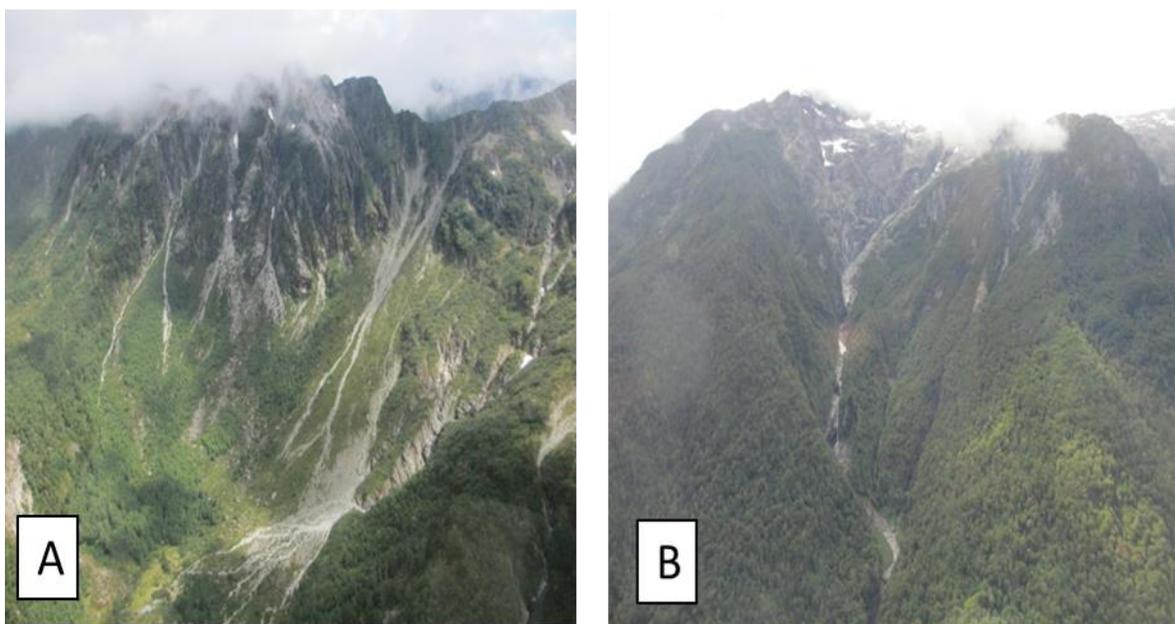


Figura 34: A: Flujos de detritos ladera Oeste del fiordo. B: Ladera Este del fiordo. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

En la vertiente Oeste del fiordo se localizan en los valles interiores con pendientes que van desde muy fuerte a moderada a muy escarpadas a acantilada (desde $20,1^\circ$ a $> 45^\circ$), en vertientes activas y vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo asociados a sectores de circos. En algunos sectores de esta vertiente del fiordo es posible identificar flujos 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 remociones 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 remociones en masa corresponde a la de orientación Oeste con un 32%, situación que se observa en las ladera Este del fiordo principalmente entre el sector entre Huinay y Vodudahue, donde se localizan las remociones de mayor tamaño.

3.2.2. INDICES MORFOMETRICOS, PROCESOS DINAMICOS DE LAS LADERAS Y LAS QUEBRADAS.

a) Streams Power Index (SPI)

En cuanto al análisis entregado por este índice, se puede señalar, que debido a alto grado de las pendientes (entre fuertes 10° a muy escarpadas $>45^\circ$) que presenta la ladera oriental del Fiordo Comau, evidencia la presencia de áreas con altos rango de procesos de erosión lineal, los cuales se identifican en la Figura 35 con los colores que van entre el amarillo y el rojo. De acuerdo a su distribución espacial y su correlación con la litología, las áreas con los mayores procesos de erosión lineal (rojo), se encuentran asociadas principalmente a las laderas cristalinas compuestas por granitoides entre Huinay y Vodudahue, así como también a la presencia de lineamientos estructurales, que en algunas zonas van acordes con las quebradas asociadas a la presencia de lagos colgantes ubicados en los circos glaciales.

A diferencia de las laderas, otras zonas donde se presentan áreas con elevados rangos de erosión lineal, corresponden a los fondos de los valles glaciales, los cuales son producto de la confluencia de la red de drenaje asociadas a las altas pendientes de los flancos valle, permitiendo la incisión de las quebradas.

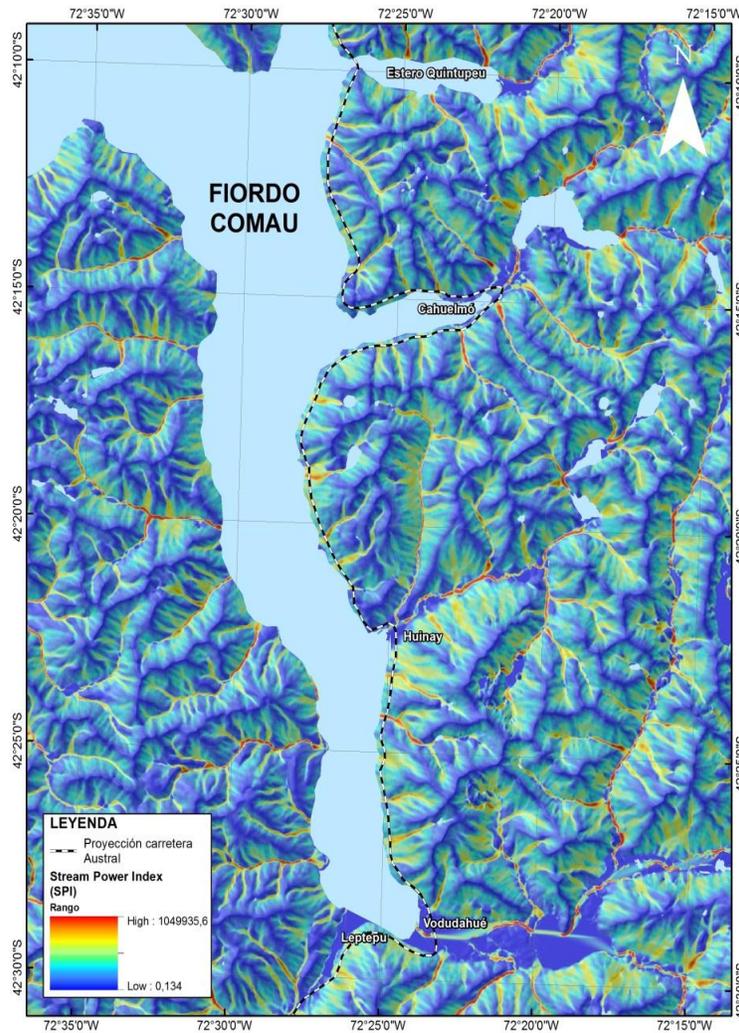


Figura 35: Streams Power Index (SPI). Fuente: FONDECYT N° 1151087.

b) *Transport Capacity Index (TCI)*

Como resultados obtenidos de este índice, la Figura 36 muestra que al igual que el modelo anterior, el alto grado de las pendientes de sus laderas son predominantes a lo largo del fiordo como al interior de los valles adyacentes, siendo estas laderas donde se presentan las mayores superficies afectadas por la erosión laminar (color entre el amarillo y el rojo), y que coinciden con las presencia de deslizamientos de suelo que conforman taludes, evidenciando el alto riesgo de erosión del suelo de las laderas. En cuanto a las zonas marcadas con el color rojo en las laderas, se puede identificar que estas zonas corresponden a quebradas principales con mayor grado de incisión asociadas a las áreas de los lagos colgantes y circo glaciales,

quebradas que se relaciona a las zonas de transporte de sedimentos de estas áreas, y que presentan en sus partes distales en contacto con las aguas del fiordo conos coluviales y fan deltas caótico.

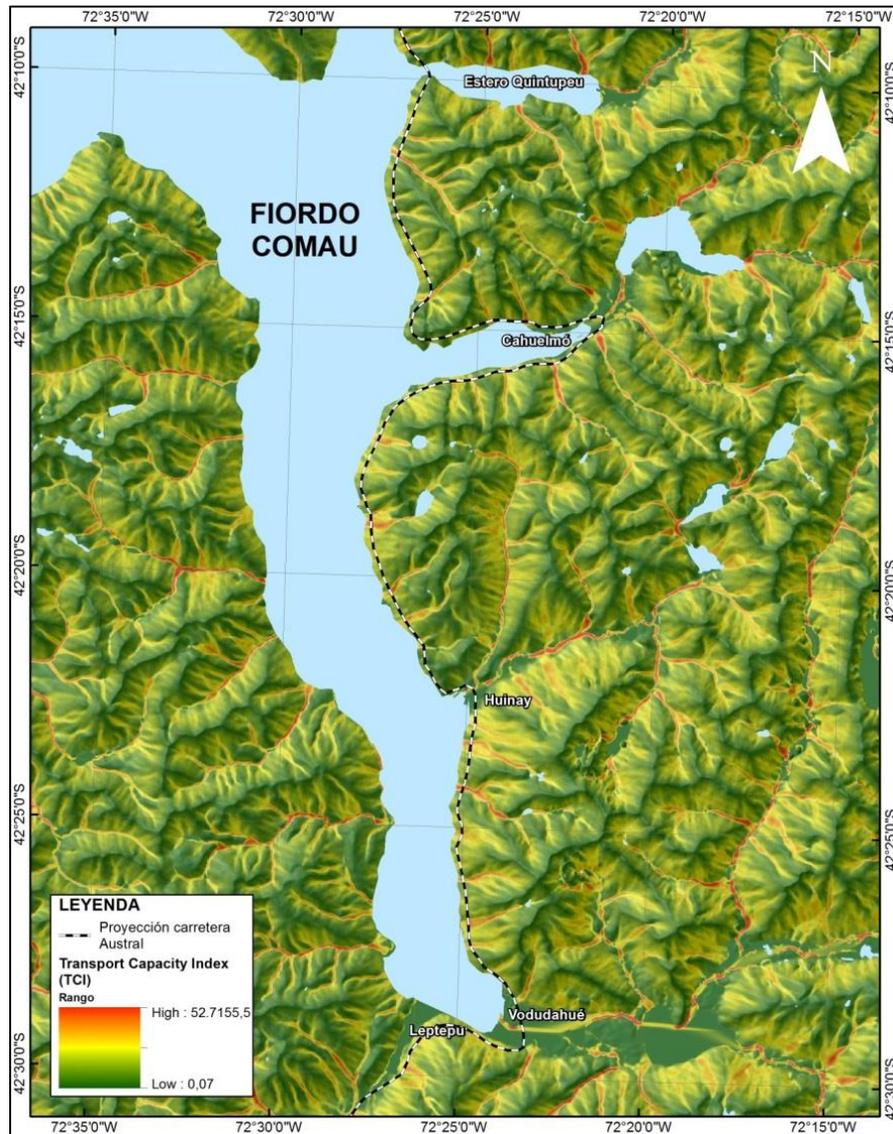


Figura 36: Transport Capacity Index (TCI). Fuente: FONDECYT N° 1151087.

c) Topographic Wetness Index (TWI)

De acuerdo con la Figura 37, las áreas con mayor potencial de acumulación de agua y saturación de suelo y sustrato, corresponden a los grandes valles glaciales de Cahuelmo, Huinay y Vodudahué y a los valles glaciales que confluyen a estos, permitiendo identificar las áreas de inundación producto de su baja pendiente y del sustratos que la conforma. En

cuanto a las partes altas de las laderas la acumulación de agua corresponde a las zonas donde se presentan irregularidades topográficas pertenecientes a la presencia de los lagos colgantes y de los circos glaciales. Por su parte la ladera oriental del fiordo, debido a su alto grado de pendiente, presenta escasas áreas de acumulación de aguas, pero un moderado potencial de saturación de suelo producto del sustrato y su espesor, permitiendo señalar áreas con potencial de deslizamientos, los cuales se evidencian con la presencia de antiguos deslizamientos.



Figura 37: Topographic Wetness Index (TWI). Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.2.3. ANALISIS DE LA CARTA DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA

De acuerdo a la carta de Susceptibilidad de remociones en masa, (Figura 38) las áreas con mayor rango de susceptibilidad se localiza entre el Río Huinay y el Río Vodudahue, en la ladera Este del fiordo; en este sector confluyen diversas variables que permiten esta clasificación, la pendiente son pronunciadas clasificada como muy escarpada a acantilada $>45^\circ$. La zona coincide con el plano de falla de ZLO y presencia de lineamientos. La altitud es sobre los 1200 m.s.n.m. corresponde a vertientes activas con cara libre y talud en sustrato intrusivo y metamórfico, en la parte superior de las vertientes se encuentran circos y lagos colgantes. En la ladera Oeste el mayor rango de susceptibilidad se localiza en áreas de divisorias, partes de mayor altitud.

Hacia el norte entre Estero Quintupeu y Cahuelmo, vertiente oriental del fiordo, las áreas con mayor rango de susceptibilidad corresponde a sectores con fuertes pendientes y formando parte de divisorias, áreas con presencia de lineamientos y áreas costeras. En la vertiente Occidental del fiordo las áreas con mayor rango de susceptibilidad corresponde a áreas de divisorias, con pendientes escarpadas a muy escarpadas (30° a $>45^\circ$).

Las áreas que presentan una baja susceptibilidad son las áreas que presentan menor pendiente, corresponde a ladera de fondos de valle, terrazas fluviales, aquellas laderas con topografía sin accidentes geográficos importantes.

Aquellas áreas localizadas en el rango de media susceptibilidad corresponden a los sectores de transición entre alta y baja susceptibilidad, es decir con pendientes no tan pronunciadas y no muy bajas. Por ejemplo en Las Porcelanas este rango se localiza en la vertiente activa en sustrato de rocas metamórfica con pendiente fuerte y muy fuerte a moderadamente escarpada ($10,1^\circ$ a 30°).

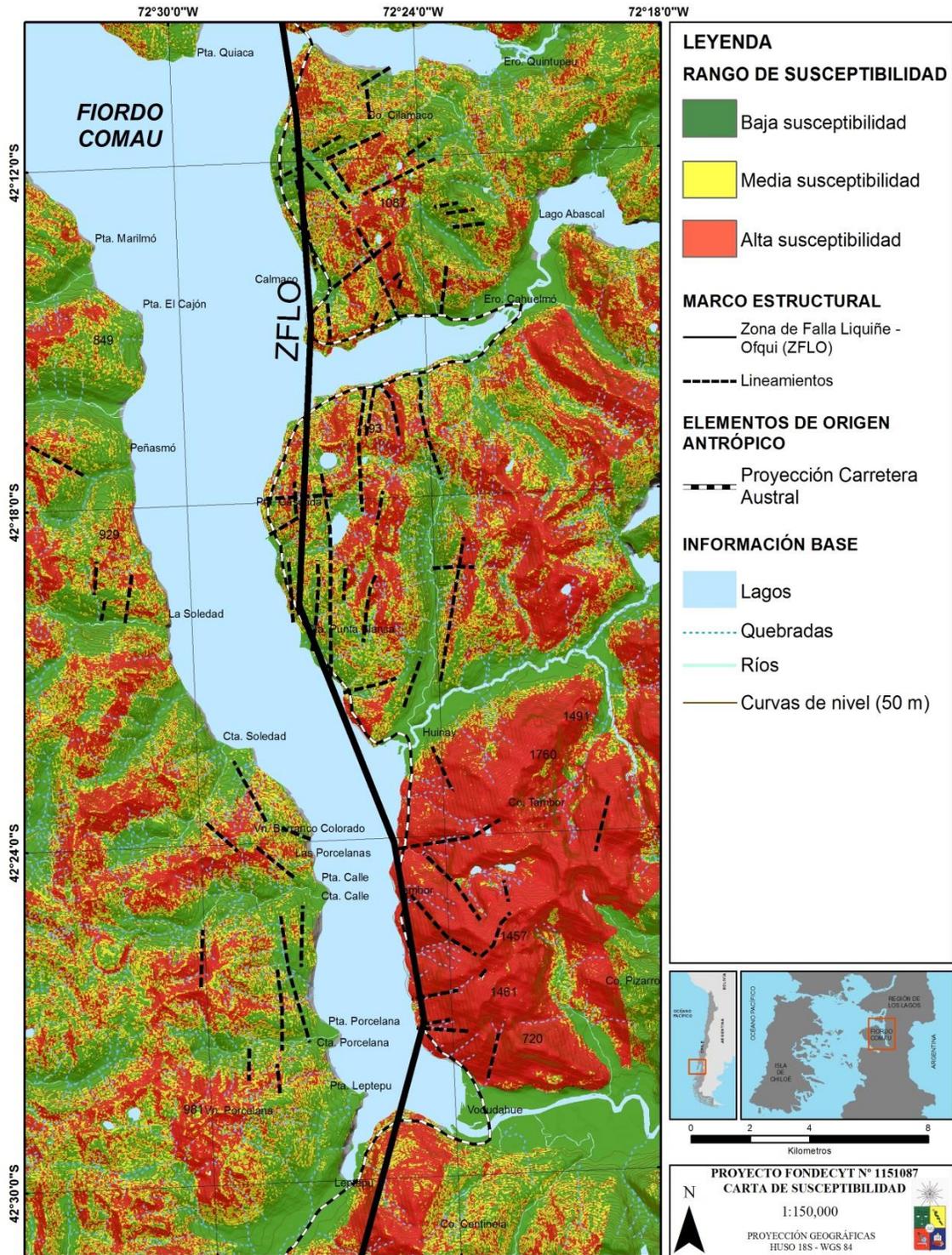


Figura 38: Carta de Susceptibilidad. Fuente: FONDECYT N° 1151087.

3.3. CONTEXTO MORFO CLIMÁTICO ACTUAL Y ESCENARIOS DE CAMBIO PARA UN PERIODO DE 50 AÑOS.

Al analizar la Figura 39 de precipitaciones anuales de la estación El Tepual – Puerto Montt se observa que los valores para la serie estudiada 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. Estos datos coinciden con lo planteado en el informe IPCC (2014) donde se proyecta una disminución de las precipitaciones en el Sur de Chile.

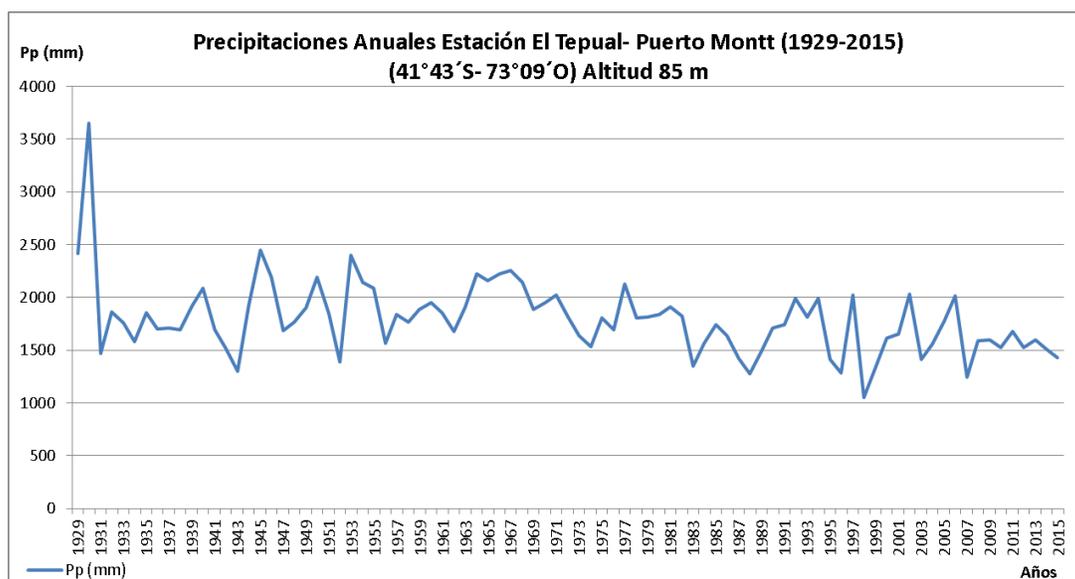


Figura 39: Gráfico Precipitaciones Anuales estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015). Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

Con respecto a la Figura 40, 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.

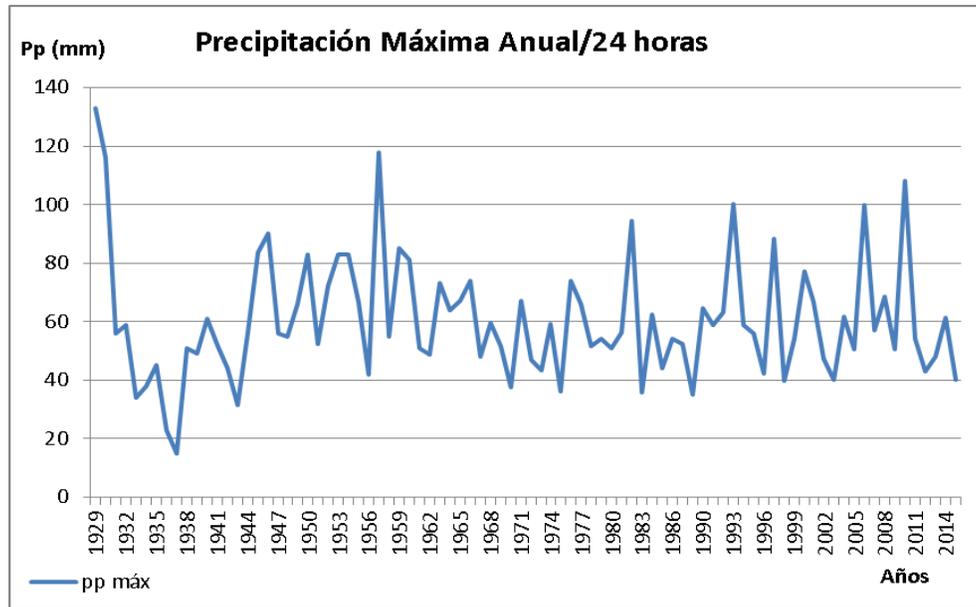


Figura 40: Gráfico Precipitación máxima Anual (24 horas) Estación El Tepual-Puerto Montt (1929-2015). Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

En el año 1929, se registra para esta estación la intensidad máxima de precipitación diaria en 24 horas, pero no se tiene registro de ocurrencia de fenómenos de remoción en masa en el sector. 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), clasificada como deslizamiento de roca y suelo no actual, ya que actualmente está cubierta con vegetación. Otro valor importante es para el año 2010 en un día la intensidad máxima fue de 108,2 mm de precipitación, en este caso tampoco no existe información de sobre la ocurrencia de estos procesos de remoción.

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 41 se observa que desde 2002 a 2011 todos los años se ha registrado precipitaciones sobre los 4.000 mm, alcanzando su máximo el año 2009, con 6.719,5 mm.

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. Aunque no se hay registro de ocurrencias de eventos de remociones en masa, bajo estas circunstancias es posible que ocurran en las áreas cercanas a Huinay.

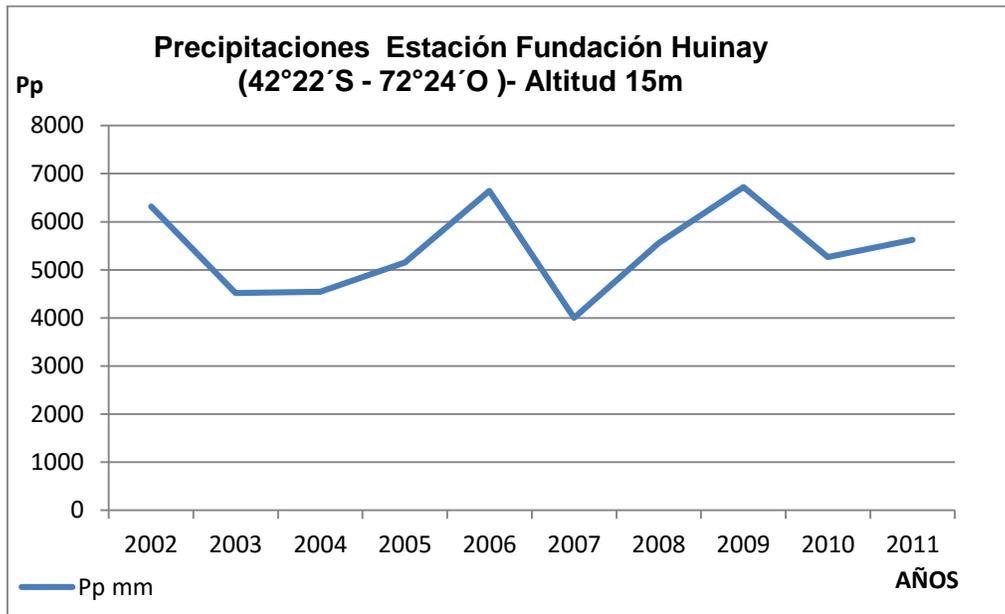


Figura 41: Gráfico Precipitaciones Estación Huinay (2002-2011). Fuente: Elaboración propia, FONDECYT N° 1151087.

De acuerdo a la Figura 42, índice de concentración 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.

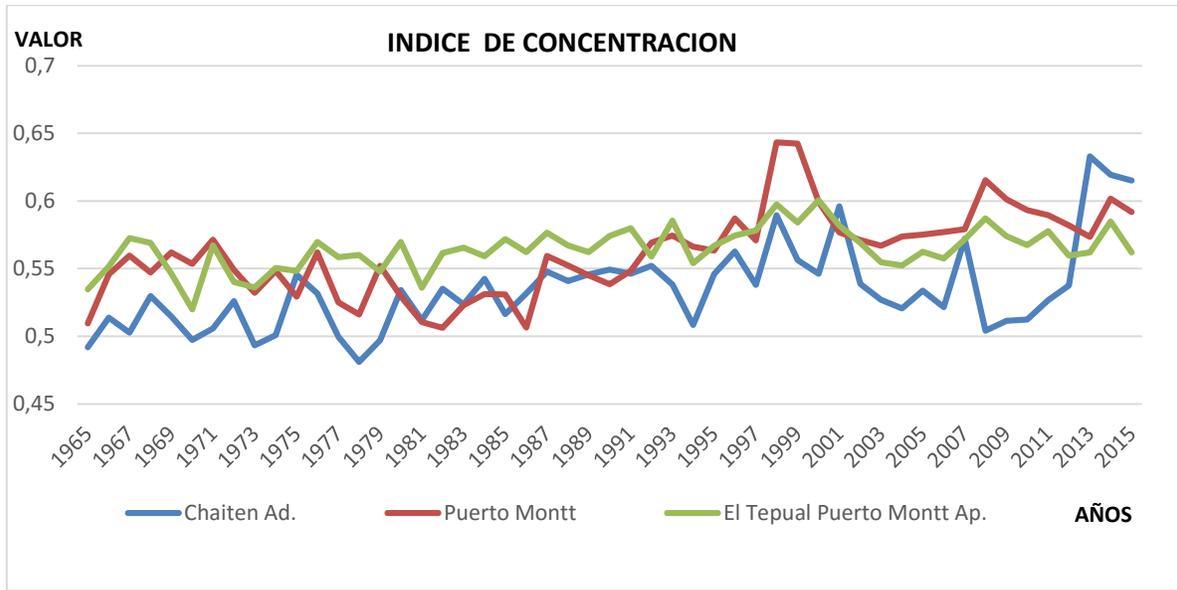


Figura 42: Índice de Concentración Estaciones Chaitén, Puerto Montt, El Tepual-Puerto Montt (1965-2015). Fuente: FONDECYT N° 1151087.

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 fluctúan 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.

3.3.1. PERIODO DE RETORNO DE LAS PRECIPITACIONES

A continuación se presentan los resultados obtenidos de la aplicación del programa EASY FIT 5.5 para la Estación El Tepual-Puerto Montt. La muestra los resultados de ajuste (Tabla 4).

Tabla 4: Resultado de ajuste de bondad para Estación El Tepual- Puerto Montt

DISTRIBUCIÓN	PARÁMETROS
Gumbel Max	$\sigma = 16,166$ $\mu = 51,825$

Fuente: FONDECYT N° 1151087.

La Figura 43, demuestra que de acuerdo a la curva obtenida, al aplicar el método estadístico Gumbel Max a la estación en estudio, es confiable utilizar los ajustes calculados para la proyección del período de retorno de precipitaciones.



Figura 43: Histograma - Gumbel Max, Estación El Tepual-Puerto Montt.

Fuente: FONDECYT N° 1151087

Tabla 5: Período de Retorno Estación El Tepual-Puerto Montt.

Años	Pp máx. en 24 horas
10	88,20
50	114,90
100	126,19

Fuente: FONDECYT N° 1151087

De acuerdo a los períodos de retornos calculados (Tabla 5) se puede establecer que un evento hidrometeorológico extremo podría estar asociado a un período de 50 años, debido a que el evento conocido de remoción en masa en Huinay se registró con 117,8 mm 24/hrs, siendo considerado en consecuencia como un umbral morfodinámico local, pero aplicable al área del Fiordo Comau.

IV. DISCUSIONES

Desde la perspectiva de la investigación realizada, HAMBLIN (1992) señala que las laderas son sistemas dinámicos abiertos producto de múltiples sucesos (tectónicos, volcánicos, glaciaciones), de la misma manera que RIVERA, (2005) establece que la relación entre fuerzas internas y externas en el desarrollo de las formas y procesos de las laderas, siendo necesario considerar los factores internos tales como la geología y tectónica, como también los factores exógenos relacionados a las variables climáticas, como el impacto de las precipitaciones entre otras.

ARAYA-VERGARA (1985), presenta a las laderas como sistemas geodinámicos, conceptualización aplicada al sistema de laderas y formas asociadas en el Fiordo Comau de acuerdo a SOTO *et al.*, (2006, 2007, 2012), quien aplicó tal clasificación a otros dominios morfoclimáticos.

En relación a los escenarios de climáticos globales, TOBLER (2015) señala que para los próximos 50 años, las áreas periglaciares serán sistemas susceptibles a estos, con manifestaciones dinámicas tales como movimientos 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.

BEGUERÍA & LORENTE, (1999) sostienen que las precipitaciones intensas son eventos hidrometeorológicos extremos de gran intensidad, de baja frecuencia temporal y que provocan movimientos de 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, (2009) 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. HAUSER (2000), establece que la precipitación antecedente ayuda a saturar parcialmente el suelo y desencadenar deslizamientos de tierra y de flujos.

Es importante considerar que el área 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). Al analizar las precipitaciones totales anuales en el área de estudio se observó una disminución paulatina de las precipitaciones, como también la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos.

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. En las laderas del Fiordo Comau la vegetación es abundante y las precipitaciones también, sin embargo la pendiente, la topografía y los suelos en las laderas, condicionan a que éstas pierdan su estabilidad ante eventos extremos y se generen procesos de remoción en masa.

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° .

En el Fiordo Comau las remociones en masa se presentan con mayor frecuencia en laderas con pendientes que oscilan entre los $10,1^\circ$ a $<45^\circ$, es decir, fuerte a muy escarpada; 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. Concordantemente, los resultados obtenidos con la modelización topográfica según metodología de MAERKER *et al.*, (2001, 2008, 2011), demuestra que en la vertientes Este del Fiordo Comau existen las condiciones potenciales y evidencias reales de intensa erosión lineal y erosión laminar, transporte de sedimentos, inundaciones y movimientos gravitaciones.

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 en sectores con presencia de una matriz de lineamientos se asocian eventos de remociones en masa.

La presencia la falla 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 ellas y aumente de peso y por gravedad o por movimientos sísmicos el material saturado descienda por la ladera generando remociones en masa.

En el Fiordo Comau principalmente 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 remociones en masa de acuerdo al inventario realizado, son laderas que presentan mayor riesgo para este tipo de obras.

V. CONCLUSIONES

Los procesos de remociones en masa se localizan principalmente en el área entre Río Huinay y Río Vodudahue, sector donde se han identificado las remociones de mayor extensión, como la de Huinay en 1957.

En este sector los rasgos geomorfológicos principales corresponden a formas heredadas de la actividad glacial, 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 ZLO, con pendientes abruptas, alturas significativas y la presencia de fallas menores y abundantes lineamientos estructurales en un sustrato de rocas intrusivas, metamórficas y volcánicas.

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 mayor probabilidad de desarrollar 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, considerando que la mayor cantidad de falla y/o lineamientos se localizan en el borde costero de la ladera oriental del fiordo donde se concentra la actividad económica y se pretende construir la carretera Austral.

Se puede establecer que las áreas con susceptibilidad alta de generar procesos de remociones en masa, coincide con aquellas áreas que presentan evidencias actuales de estos procesos, las laderas ubicadas entre el Río Huinay y Río Vodudahue principalmente; estas laderas se caracterizan por presentar altas pendientes, presencia de lineamiento/fallas y topografía abrupta. Aunque en estas laderas la vegetación es abundante y de diferente tipo como arbórea y un sotobosque frondoso, el sustrato o suelo que la sostiene es muy delgado, como consecuencia de los procesos de meteorización y el transporte de los materiales detríticos a sectores de menor pendiente y también al lavado permanente de los minerales y nutrientes del suelo producto de las regulares precipitaciones durante el año, como consecuencia la estabilidad de las laderas está en estado latente frente a eventos hidrometeorológicos extremos.

En base a los datos de precipitación analizados en la estación en estudio, se puede concluir que en el Fiordo Comau se observa una disminución paulatina de las precipitaciones totales y que estas precipitaciones se presentan en forma homogénea durante el año. Se pudo establecer que existe un umbral de 117,8 mm en 24 horas para generar eventos de remoción en masa (evento 1957) y que equivale a las precipitaciones de un periodo de retorno de 50 años.

Estas condiciones dinámicas de las laderas del fiordo favorecen a generación de procesos de remociones en masa especialmente en la ladera Este del fiordo, ladera que coincide con el área donde proyecta trazar la continuación de la carretera Austral.

BIBLIOGRAFÍA

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

ARAYA-VERGARA, J., 1996. “Geomorfología comparada de los Fiordos de Chiloé y Aysén.” Resultados del Crucero CIMAR 1 – Fiordos. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso. Libro de Resúmenes: 15-17.

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

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

ARAYA – VERGARA, J.F., 1999a. Secuencia de formas deposicionales en la fractura del Canal Messier, Patagonia Central. *Invest. Mar., Valparaíso*, 27: 39-52.

ARAYA – VERGARA, J.F., 1999b. Perfiles longitudinales de fiordos de Patagonia Central. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 22: 3-29.

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.

ARAYA-VERGARA, J., 2006. “Geomorfología submarina de fiordos y piedmonts patagónicos.” Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos.

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. *Lanslides 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.

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

CEMBRANO, J., 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>>

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

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. Anuarios Climatológicos 1920–2010 [en línea] <<http://www.meteochile.gob.cl/climatologia.php>> [consulta: julio 2013]

ELMES, M. 2015. Amenaza debido a eventos de precipitación máxima entre los 21° y 34° latitud Sur de Chile Continental: Análisis de umbrales hidrometeorológicos, gatillantes de remoción en masa por flujos en la Cuenca del Río Copiapó. Tesis para optar Título de Magister. Escuela de Postgrado. Universidad de Chile. 18 p.

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

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

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.

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

GREGORY, J. W., 1913, The Nature and Origin of Fjords. Jhon murray, London, 252.

GJESSING, J., 1966. Some effects of ice erosion on the development of Norwegian valleys and fjords. *Nor.Geogr.Tidsskr.* 20: 273-299.

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

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

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

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., 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 Chiloe, 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.

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

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.

INALL, M. E., & P. A. GILLIBRAND. 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. Geological Society, London, Special Publications 344: 17-33.

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 Chaiten Volcano, Chile: a preliminary report. *Andean Geology* 36 (1): 125-129.

LÓPEZ-ESCOBAR, L. & MORENO, H. 1994. Geochemical characteristics of the Southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui fault zone between 39.0° and 46.0° S. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, v. 2, p. 1388-1393. Concepción.

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.

MÄRKER M., MORETTI S. & RODOLFI G. (2001) - Assessment of water erosion processes and dynamics in semi-arid regions of Southern Africa (Kwazulu/Natal, RSA, and Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24, 71-83.

MÄRKER M., CASTRO C.P., PELACANI S. & SOTO M.V. (2008) – Assesment of degradation susceptibility in the Chacabuco Province of central Chile using a morphometric based response units approach. *Geografía Física e Dinamica Quaternaria*, 31, 47-53.

MÄRKER M., PELACANI S. & SCHRÖDER B. (2011) - A functional entity approach to predict soil erosion processes in a small Plio-Pleistocene Mediterranean catchment in Northern Chianti, Italy. *Geomorphology*, 125 (4), 530-540.

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

NESJE A. I Whillans M., (1994) “Erosion of Sognefjord, Norway.” *Geomorphology*, 9: 33-45.

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

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

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

PADILLA, R. 2007. Dinámica geomorfológica actual del paisaje de montaña, correspondiente al bloque sur-oeste de la Región Metropolitana. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Universidad de Chile. Santiago

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

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.

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

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 Politècnica 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.

STRAHLER, A; STRAHLER, A. 1986. Geografía Física. Editorial Omega. Traducido por Marta Barrutia y Pere Sunyer.

SOTO, M-V. 6 J. ARRIAGADA. 2007. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte Grande*, 38:99-112.

SOTO M.V; CASTRO, C; RODOLFI, G; FERNÁNDEZ, R; PADILLA, R; RUGIERO, V. 2007. Carta geomorfológica de la sección central y occidental de la Región Metropolitana de Santiago. *Investigaciones geográficas*, vol. 39.

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.

SUÁREZ, J. 1998. Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales. Escuela de Ingeniería Civil. Universidad Industrial de Santander, Colombia.

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.

VALLE-LEVINSON, A., SARKAR, N., SANAY, R., SOTO, D., LEÓN, J. 2007. Spatial Structure of Hydrography and Flow in a Chilean Fjord, Estuario Reloncaví. *Estuaries and Coasts*, 30(1): 113-126.

VIEIRA, R., 2002. Morfogénesis y dinámica de las vertientes submarinas en la costa de fiordos de norpatagonia, Chile. Tesis de Magíster en Geografía. Universidad de Chile. Santiago de Chile. 4 pp.

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: Precipitaciones Estación El Tepual - Puerto Montt /1929-2015)

AÑO	pp max (24 Hrs.)	Precipitación Total Anual
1929	133	2413
1930	116	3653
1931	56	1467
1932	59	1862
1933	34	1762
1934	38	1581
1935	45	1855
1936	23	1705
1937	15	1714
1938	51	1696
1939	49	1923
1940	61	2087
1941	52	1694
1942	44	1514
1943	31,5	1300
1944	56,3	1918
1945	83,6	2446
1946	90	2196
1947	56	1690,5
1948	55	1765
1949	66	1900,3
1950	83	2192,6
1951	52,5	1847,5
1952	72	1387,4
1953	83	2399,5
1954	83	2142,2
1955	66,7	2088
1956	42	1564,7
1957	117,8	1836,7
1958	55	1764,6
1959	85	1887,9
1960	81	1948,3
1961	51	1856,2
1962	48,7	1676,3
1963	73,4	1903,2
1964	63,9	2224,4
1965	67,1	2162,5
1966	74,1	2224,5
1967	48,1	2259,9
1968	59,7	2143,2
1969	51,8	1884,4
1970	37,6	1950,1
1971	67	2023,8

AÑO	pp max (24 Hrs.)	Precipitación Total Anual
1972	47	1817,2
1973	43,2	1639,9
1974	59,2	1533,4
1975	36,2	1804,5
1976	74,1	1692,7
1977	66,2	2129
1978	51,7	1805,9
1979	54	1814,7
1980	50,9	1839,7
1981	56,3	1910,1
1982	94,5	1823
1983	35,8	1353,1
1984	62,4	1566,7
1985	44,1	1742,1
1986	54,3	1641,2
1987	52,3	1424,9
1988	35,2	1274,8
1989	64,6	1492,6
1990	64,6	1708,5
1991	58,8	1744,8
1992	63	1995,4
1993	100,4	1811,9
1994	59	1992,9
1995	56,1	1414
1996	42,4	1287
1997	88,4	2023,8
1998	39,6	1050,1
1999	54	1344
2000	77,2	1615,2
2001	66,6	1652,7
2002	47,4	2034,3
2003	40,2	1411,4
2004	61,8	1557,5
2005	50,6	1775,6
2006	100	2018,8
2007	57,2	1245,6
2008	68,4	1591,3
2009	50,6	1597,3
2010	108,2	1523,6
2011	54	1680,1
2012	43	1526,7
2013	48,2	1595,4
2014	61,2	1507,8
2015	40	1432,9

Fuente: DGA (1929-2015)

