



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN
MASA EN LAS COSTAS DEL FIORDO COMAU, X REGIÓN, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CONSTANZA NICOL MOLINA PEREA

PROFESOR GUÍA
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
MARISOL LARA CASTILLO
MARÍA SOTO BÄUERLE

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Constanza Molina
FECHA: 13/12/2016
PROFESOR GUÍA: Sergio Sepúlveda

ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCIONES EN MASA EN LAS COSTAS DEL FIORDO COMAU, X REGIÓN, CHILE.

El presente trabajo tiene como objetivo principal un análisis de susceptibilidad de remociones en masa para el sector del fiordo Comau, ubicado en la Décima región entre las siguientes coordenadas: 72° 38'S-72°16'S / 42°9'S-42°31'S.

Para esto se utilizó el método cuantitativo bivariado, "Peso de la evidencia", el cual está basado en el cálculo de pesos para una serie de factores, los que representan las características geológicas, hidrológicas y geomorfológicas de la zona.

Para este estudio se determinaron los siguientes factores: pendiente, altura, orientación de las laderas, curvatura plana y de perfil, densidad de drenaje y de fallas/lineamientos, distancia a drenaje y a fallas, y finalmente geología.

Estos factores fueron divididos en clases y luego cada mapa clase-factor se combinó con el mapa de remociones en masa, generado a partir de observaciones en terreno y fotointerpretación. Con este cruce se calculó la cantidad de pixeles con remociones en masa presentes en cada clase, para poder así calcular el peso o influencia de cada variable en la generación de remociones en masa.

El mapa de susceptibilidad se obtuvo sumando las capas con los diferentes pesos de cada clase-factor. Para determinar los rangos de alta, media y baja susceptibilidad se utilizó el método del índice de éxito, el cual indica qué porcentaje acumulado de evidencia coincide con qué porcentaje de los pesos, éstos ordenados de mayor a menor.

Como resultado se obtuvo un mapa de susceptibilidad, donde el área total se divide de la siguiente manera: Clase baja: 37.27%; Clase media: 27.35%; Clase alta: 35.38%.

De acuerdo a lo esperado, las zonas de mayor susceptibilidad coinciden con las de mayor evidencia, correspondiendo principalmente a laderas escarpadas con pendientes fuertes, con una alta presencia de agua y geomorfología glaciar. Las zonas de generación en general se concentran en las partes altas de las laderas o quebradas.

La metodología permitió una buena predicción de la evidencia, donde el modelo logró predecir un 72% de las remociones en masa utilizadas. Sin embargo, por problemas de escala existe una cantidad de remociones que no fueron consideradas, que podrían mejorar el resultado.

Se podrían considerar otros factores condicionantes y evaluar su independencia para mejorar los resultados de un trabajo futuro.

Dedicado con cariño a mi familia

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al FONDECYT N° 1151087 por haber financiado este trabajo.

Quiero agradecer a los miembros de mi comisión: a Sergio Sepúlveda, mi profesor guía, gracias por confiar en mí y darme la oportunidad de trabajar en este tema y por la ayuda durante todo este proceso. A María Victoria Soto, mi profesora co-guía, gracias por la ayuda y consejos y también por los buenos momentos compartidos en terreno. Agradecer a Marisol Lara, por sus consejos, que ayudaron a mejorar a mi trabajo y finalmente a Alejandro Alfaro por guiarme en el inicio de este trabajo.

Agradecer de manera especial al Departamento de Geología y a toda la comunidad. A sus funcionarios, especialmente a Blanca, por su amabilidad y buena disposición en todo.

Un especial agradecimiento a mi familia, por ser las personas más importantes en mi vida. A mis papás, por su apoyo incondicional durante mis 25 años, por apoyar mis locuras y estar siempre presentes en todo lo que he hecho. Gracias por darme la vida, cuidarme, soportarme y dar lo mejor de ustedes para mí y mis hermanos.

Agradecer a mis hermanos: Carla, te agradezco todo lo que haces por mí, todos los momentos que hemos compartido, por acompañarme en la música, por hacerme reír y escucharme cuando lo necesito (y por leer esta memoria también). Quiero agradecerle a mi hermano menor Matías, por ser un regalo de la vida, por hacer de este mundo un mejor lugar y alegrarme cada día con su existencia, porque cada vez que sonrías haces que todo lo malo quede atrás. Obviamente también agradecer a cada miembro de mi familia por haber contribuido de alguna manera.

Ahora pasando a las amistades en primer lugar a mis amigas del colegio: Vales, Cami, Jo, Dani y todas las que fueron parte de mi historia escolar. Más que amigas son mis hermanas, las conozco desde kínder a la mayoría y sin ustedes la vida habría sido muy diferente, gracias por su cariño incondicional, por acompañarme hasta el día de hoy en este largo camino y porque cada vez que las veo es como si nunca nos hubiésemos separado. Las quiero muchooo <3. Mater Purissima por siempre.

Ahora quiero agradecer a mis amigos “ Plan Común” ,que en verdad son mucho más que eso, fueron las primeras personas que conocí al llegar a este lugar, con quienes compartí muchísimos momentos. Carlos, Seba, Claudio son secos y muy buenos amigos! Gracias por cada segundo que hemos pasado juntos, por hacer de la vida universitaria algo mejor, por los consejos, las risas, los llantos, los buenos momentos y por quererme tal como soy :).

Geo-amigos: Especialmente agradecer a Andrea, Pauli, Sofi, Gis, Javi, Vero, Anibal, Gianfranco, José, Claudito, Coto, José B, Víctor, Basti, Mati. Tantas personas increíbles que conocí en esta etapa. Quizás me olvidé de poner a alguno, pero quiero agradecerles a todos por ser parte de mi vida y dejarme ser parte de las suyas, sin duda compartimos demasiadas experiencias inolvidables. Gracias por estar conmigo en las buenas y en las malas.

IIE and G!: En una de las mejores experiencias de mi vida conocí a grandes personas. Le agradezco especialmente a Lara, Pedro, Marcos y Víctor por su amistad, porque después del viaje y a pesar del paso del tiempo la amistad sigue! Fue el mejor pack viaje –amistad. Quiero agradecer especialmente a Lara, nos conocimos gracias al viaje y fuiste la mejor compañera que pude haber pedido. Eres una gran persona y estoy muy feliz de que seas parte de mi vida, espero que sigamos viviendo aventuras juntas y construyendo más historias para recordar!

Candies! Dicen que todo pasa por algo y en el destino estaba escrito conocerlos jajaja. Gracias amiguitos por ser personas tan bknes y alegrarme la vida :) Me acogieron con mucho cariño y jamás olvidaré todos los momentos que compartimos, son grandes personas. Este año nuevo lo damos todo!

Team Comau: Gracias a esta memoria pude conocer a un grupo de muy buenas personas, Nicole, Paz, Frida y la profe María Victoria. Fueron días memorables los que pasamos en el sur! Estoy feliz de haberlas conocido y fueron el mejor team para el terreno! Tantas locuras en tan pocos días, algunas secretas jajaja. Mucho éxito en todo.

Finalmente quiero agradecer a cada una de las personas que fue parte de mi historia universitaria, gracias por hacer cada momento especial.

Agradecer también a las personas que ya no son parte de mi vida y que de alguna manera fueron importantes, sin ellos no sería lo que soy hoy, sin duda dejaron una huella en mí.

Y agradecer finalmente a quien lea este trabajo, lo hice con mucho cariño y dedicación.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del estudio	3
1.2	Objetivos.....	4
1.2.1	General.....	4
1.2.2	Específicos	4
1.3	Hipótesis de trabajo	4
1.4	Ubicación y vías de acceso	5
1.5	Limitaciones	6
1.6	Metodología	7
1.6.1	Trabajo previo al terreno.....	7
1.6.2	Trabajo de terreno	7
1.6.3	Procesamiento de datos en gabinete.....	7
1.6.4	Análisis de susceptibilidad	7
2	ANTECEDENTES	8
2.1	Geología Regional	8
2.1.1	Batolito Patagónico.....	9
2.1.2	Zona de falla Liquiñe-Ofqui.....	9
2.1.3	Zona Volcánica Sur	10
2.2	Geología Local.....	13
2.2.1	Paleozoico-Triásico –PzTr	13
2.2.2	Jurásico inferior-Jig (155+6 Ma)	15
2.2.3	Cretácico inferior-Kg.....	15
2.2.4	Mioceno, localmente hasta el Plioceno–Mg (20-5 M.A)	16
2.2.5	Pleistoceno-Holoceno.....	16
2.3	Geomorfología Regional	18
2.4	Geomorfología Local.....	20
2.5	Hidrografía	24
2.6	Clima y vegetación.....	27
2.7	Remociones en masa	28
2.7.1	Caída de rocas	29

2.7.2	Deslizamientos	29
2.7.3	Flujos de detritos	30
2.7.4	Volcamientos	30
2.7.5	Extensión lateral	31
2.7.6	Factores condicionantes	32
2.7.7	Factores desencadenantes.....	33
3	METODOLOGÍA.....	38
3.1	Análisis de susceptibilidad	38
3.1.1	Métodos cualitativos	39
3.1.2	Métodos cuantitativos	39
3.2	Estudios preliminares y trabajo en terreno	41
3.3	Mapeo de remociones.....	43
3.4	Método Bivariado	44
3.5	Validación y clasificación mapa susceptibilidad.....	46
4	RESULTADOS	48
4.1	Remociones en masa de la zona de estudio	48
4.1.1	Flujos de detritos	49
4.1.2	Deslizamientos de suelo	50
4.1.3	Deslizamientos suelo-roca.....	51
4.1.4	Caídas de rocas	52
4.1.5	Deslizamientos de roca	53
4.1.6	Remociones Subactuales	54
4.2	Resultados Análisis de Susceptibilidad	56
4.2.1	Mapas de factores	56
4.2.2	Cálculo de pesos	67
4.2.3	Clasificación del mapa de susceptibilidad.....	75
4.2.4	Mapa Susceptibilidad.....	77
5	DISCUSIONES.....	81
5.1	Discusiones generales	81
5.2	Mapeo y selección de factores	82
5.3	Factores condicionantes: Reclasificación y pesos obtenidos	84
5.4	Análisis de susceptibilidad	90

5.5	Comparación con modelo de Náquira (2009)	92
5.6	Comparación con Le Roux et al., 2013	98
5.7	Potencial Tsunamigénico	98
5.8	Recomendaciones	99
6	CONCLUSIONES.....	100
7	BIBLIOGRAFÍA.....	102
8	ANEXO.....	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Datos de muertes generadas por remociones en masa no-sismogénicas, entre los años 2003 y 2010. Modificado de Petley, 2011.	2
Figura 1.2: Mapa de ubicación de la zona de estudio.	5
Figura 2.1: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, modificado de Hervé, 1984. En rojo se marca la zona de estudio.	10
Figura 2.2. Distribución espacial de estratovolcanes y centros eruptivos menores de la zona volcánica sur. En cuadro rojo la zona de estudio. Modificado de Kalz (1971), Moreno (1976), Cembrano y Moreno (1994).....	12
Figura 2.3: Mapa geología, modificado publicación geológica digital, N° 4-1:1.000.000, SERNAGEOMIN, 2003.	17
Figura 2.4: Mapa de altitud de la zona de estudio.	21
Figura 2.5: Mapa de orientación de laderas en la zona de estudio.....	22
Figura 2.6: Mapa de pendiente en grados para la zona de estudio.	23
Figura 2.7: A: Río Vodudahue. B: Desembocadura Río Huinay y LLoncochaigua en fiordo Comau. C: Lagos colgantes ladera este. D: Laguna Abascal. E: Vista hacia el norte del fiordo Comau. F: Lagos zona centro ladera este.	25
Figura 2.8: Mapa de hidrografía de la zona de estudio.	26
Figura 2.9: Vegetación en zona alta de ladera este del fiordo Comau.	27
Figura 2.10: Esquema caída de rocas y diferentes mecanismos de movimiento de los bloques. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN,2007).	29
Figura 2.11: Esquemas de deslizamiento, traslacional y rotacional. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)	30
Figura 2.12: Esquemas de flujos de detritos, tanto canalizados como no canalizados. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007). ...	30
Figura 2.13: Esquema volcamientos o toppling. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007).....	31
Figura 2.14: Esquema de extensión lateral, según Varnes (1978). Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007).	31
Figura 2.15: Ajuste de Ley Gutenberg-Richter para catálogo de sismos completo. Modificado de Spiess, 2016.	35
Figura 2.16: Ajuste de Ley Gutenberg-Richter para catálogo de sismos corticales. Modificado de Spiess, 2016.	36
Figura 2.17: Localización sismos asociados a la falla Liquiñe-Ofqui (En amarillo). En un cuadro rojo se destaca la zona de estudio. Modificado de Spiess 2016.	37
Figura 3.1: Clasificación de métodos para análisis de susceptibilidad. Adaptado de Aleotti y Chowdhury, 1999.	40
Figura 3.2: Esquema de tipos de curvatura, tanto de plano como del perfil.	42

Figura 3.3: Resumen metodología Peso de la evidencia.....	46
Figura 3.4: Ejemplo de gráfico de tasa o índice de éxito. Modificado de Xu et al, 2011.	47
Figura 4.1: Bloques de remoción ocurrida en 1957 en ladera este, sector de Huinay. ..	49
Figura 4.2: Depósito correspondiente a un flujo de detritos canalizado zona central península Huequi.	49
Figura 4.3: Deslizamientos de suelo en ladera oeste cerca al volcán Huequi.	50
Figura 4.4: Deslizamiento de suelo menor en las cercanías del río LLoncochaigua.	50
Figura 4.5: Deslizamiento de suelo-roca ladera este.	51
Figura 4.6: Deslizamientos de suelo-roca en la Península Huequi. Se distinguen por ausencia de vegetación en la foto.	51
Figura 4.7: Caída de rocas en borde costero del fiordo Comau.	52
Figura 4.8: Deslizamiento de roca en borde costero.	53
Figura 4.9: Deslizamiento de roca en zona alta.	53
Figura 4.10: Remociones subactuales. En verde se destacan remociones subactuales cubiertas por vegetación.....	54
Figura 4.11: Catastro de remociones en masa de la zona de estudio.....	55
Figura 4.12: Resultados reclasificación del factor Distancia a Fallas.	57
Figura 4.13: Resultado reclasificación del factor Densidad de Fallas.	58
Figura 4.14: Resultado reclasificación del factor Distancia a Drenaje.	60
Figura 4.15: Resultados reclasificación del factor Densidad de Drenaje.	61
Figura 4.16: Resultados reclasificación factor Curvatura de Plano.	63
Figura 4.17: Resultados de reclasificación del factor Curvatura en Perfil.	64
Figura 4.18: Histograma de datos de susceptibilidad. Las rectas indican quiebres naturales de los datos.	68
Figura 4.19: Gráfico con pesos para cada clase del factor Distancia a fallas.	68
Figura 4.20: Gráfico con pesos para cada clase del factor Densidad de fallas y lineamientos.....	69
Figura 4.21: Gráfico con pesos para cada clase del factor Distancia a red de drenaje..	70
Figura 4.22: Gráfico con pesos para cada clase del factor Densidad de drenaje.	70
Figura 4.23: Gráfico con pesos para cada clase del factor Curvatura de Plano.	71
Figura 4.24: Gráfico con pesos para cada clase del factor Curvatura en Perfil.	71
Figura 4.25: Gráfico con pesos para cada clase del factor Pendiente.	72
Figura 4.26: Gráfico con pesos para cada clase del factor Orientación.	72
Figura 4.27: Gráfico con pesos para cada clase del factor Altitud.	73
Figura 4.28: Gráfico con pesos para cada clase del factor Geología.	73
Figura 4.29: Gráfico resumen de todos los factores y su clase de menor peso. Geo: Geología; Dens.Fallas: Densidad de fallas; Orient: Orientación; Alt: Altura; Dis.Red: Distancia a red de drenaje; Pend: Pendiente en grados; Dist.Fallas: Distancia a fallas; D.Dren.: Densidad red de drenaje; C.PI: Curvatura de Plano; C.Per: Curvatura en Perfil.	74

Figura 4.30: Gráfico resumen de todos los factores y su clase de mayor peso. Geo: Geología; Dens.Fallas: Densidad de fallas; Orient: Orientación; Alt: Altura; Dis.Red: Distancia a red de drenaje; Pend: Pendiente en grados; Dist.Fallas: Distancia a fallas; D.Dren.: Densidad red de drenaje; C.PI: Curvatura del Plano; C.Per: Curvatura de Perfil.	74
Figura 4.31: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En rojo se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad alta.	75
Figura 4.32: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En amarillo se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad media.	76
Figura 4.33: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En verde se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad baja.	76
Figura 4.34: Distribución de pixeles por clases, en relleno sólido se destaca el porcentaje de área ocupado por cada clase de susceptibilidad y en achurado el porcentaje de área de remociones abarcada por cada clase.	78
Figura 4.35: Mapa de susceptibilidad generado a partir del método Peso de la evidencia. Se divide en tres categorías: Susceptibilidad alta, media y baja.	79
Figura 4.36: Mapa de susceptibilidad generado a partir del método Peso de la evidencia. Se divide en tres categorías: Susceptibilidad alta, media y baja. En negro las remociones en masa.	80
Figura 5.1: Remociones en masa con grillas de diferente resolución. Izquierda: 30 x 30m. Derecha: 100 x 100 m.	82
Figura 5.2: Distribución de remociones en masa con respecto al factor Orientación de laderas.	88
Figura 5.3: Mapa de alturas. En rojo se destaca las remociones en masa.	89
Figura 5.4: Zona de mayor susceptibilidad en el sector estudiado. En negro se destacan las remociones en masa.	92
Figura 5.5: Ubicación fiordo Comau. En un cuadro rojo se destaca la zona de estudio y en un cuadro azul la zona de estudio de Náquira, 2009.	93
Figura 5.6: Mapas de susceptibilidad clasificados en susceptibilidad baja (verde), media (amarillo) y alta (rojo). A: Modelo obtenido de esta investigación. B: Modelo con clases de susceptibilidad de Náquira (2009). C: Modelo basado en factores de Náquira (2009) con clases de susceptibilidad obtenidas de este trabajo. D: Modelo basado en los factores y clases de susceptibilidad propuestos en Náquira (2009)	97
Figura 8.1: Figura resumen de la metodología peso de la evidencia.	117

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación de velocidades según Cruden y Varnes (1996).	28
Tabla 2: Datos sismicidad X región.	35
Tabla 3: Coeficientes para regresión Ley Gutenberg-Richter.	35
Tabla 4: Estadísticas para regresión.	35
Tabla 5: Coeficientes de regresión lineal para sismo corticales.	36
Tabla 6: Estadísticas para regresión lineal de sismos corticales.	37
Tabla 7: Resultado de reclasificación del factor Distancia a fallas, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	57
Tabla 8: Resultado de la reclasificación del factor Densidad de Fallas, se indica también el porcentaje de píxeles para cada clase, según área y remociones presentes.	59
Tabla 9: Resultado de reclasificación del factor distancia a ríos con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	59
Tabla 10: Resultado de reclasificación del factor Densidad de drenaje, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	61
Tabla 11: Resultado de reclasificación del factor Curvatura de plano, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	62
Tabla 12: Resultado de reclasificación del factor Curvatura en perfil con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	64
Tabla 13: Resultado de reclasificación del factor Pendiente, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	65
Tabla 14: Resultado de reclasificación del factor Orientación, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	66
Tabla 15: Resultado de reclasificación del factor Altura, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	66
Tabla 16: Resultado de reclasificación del factor Geología, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.	67
Tabla 17: Datos de píxeles en la zona de estudio y cantidad de píxeles con remociones.	67
Tabla 18: Comparación de factores utilizados en este trabajo con los propuestos por Náquira (2009)	93
Tabla 19: Comparación de clases de susceptibilidad obtenidas con clases de Náquira (2009).	94
Tabla 20: Factores condicionantes utilizados con su importancia para el estudio y fuente de la información.....	113
Tabla 21: Datos factor Geología.....	114
Tabla 22: Datos factor Distancia a fallas-lineamientos.	114
Tabla 23: Datos factor Densidad de fallas-lineamientos.....	114
Tabla 24: Datos factor Altura.....	114
Tabla 25: Datos factor Orientación de laderas.	115
Tabla 26: Datos factor Pendiente.....	115

Tabla 27: Datos factor densidad red de drenaje.....	115
Tabla 28: Datos factor distancia a drenaje.	115
Tabla 29: Datos factor Curvatura de Plano.	115
Tabla 30: Datos factor Curvatura en Perfil.	115
Tabla 31: Datos de modelos de susceptibilidad A, B, C y D.	116
Tabla 32: Resumen pesos mayores y menor por cada factor.En rojo el peso menor y en verde el peso mayor.....	119

1 INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se enmarca en el proyecto FONDECYT N° 1151087 y se centra en la identificación y caracterización de los principales procesos de remociones en masa ocurridos en la zona del fiordo Comau, Décima Región, con el fin de determinar la susceptibilidad de remociones en masa en este sector.

Las remociones en masa corresponden a procesos de movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, los cuales son generados por una serie de factores (Hauser, 1993).

Las remociones en masa son muy importantes para la modelación del relieve y están determinadas por diversos factores: geológicos, mecánicos, climáticos, entre otros, siendo controlados principalmente por la fuerza de gravedad (Cruden, 1991).

La susceptibilidad de remociones en masa corresponde a la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso de remoción en masa determinado (Sepúlveda, 1998).

Para poder analizar la susceptibilidad de remociones en masa es necesario identificar los factores que afectan en mayor o menor medida la generación de estos procesos.

Los factores condicionantes inciden tanto en la velocidad, energía y volumen de las remociones y cualquier cambio en estos factores podría implicar el desencadenamiento de algún proceso de remoción en masa (Popescu, 2002).

Las remociones en masa son el riesgo geológico que se extiende por más partes del mundo. Globalmente causan cientos de millones de dólares en daños y cientos de miles de muertes y pérdidas cada año (Aleotti y Chowdhury, 1999). Entre los años 2004 y 2010 se tiene registro de 2.620 remociones en masa con consecuencias fatales para la población, donde éstas causaron 32.322 muertes según Petley (2012). Este estudio solo considera remociones en masa que no estén relacionadas con sismos, por lo tanto, el número de víctimas aumentaría al incluir remociones asociadas a actividad sísmica. En la Figura 1.1 se observa el número de fallecidos para los años 2003, 2009 y 2010, mostrando que el número de víctimas aumenta cada año.

En el último tiempo se ha acrecentado el interés internacional por su estudio, donde dentro de las principales razones se encuentran: un aumento de conciencia de los efectos socio-económicos que estos eventos producen, además de un incremento en la urbanización y el desarrollo, donde el crecimiento de poblados y ciudades están llegando a zonas montañosas, haciendo entonces de las remociones en masa un riesgo para una parte de la población.

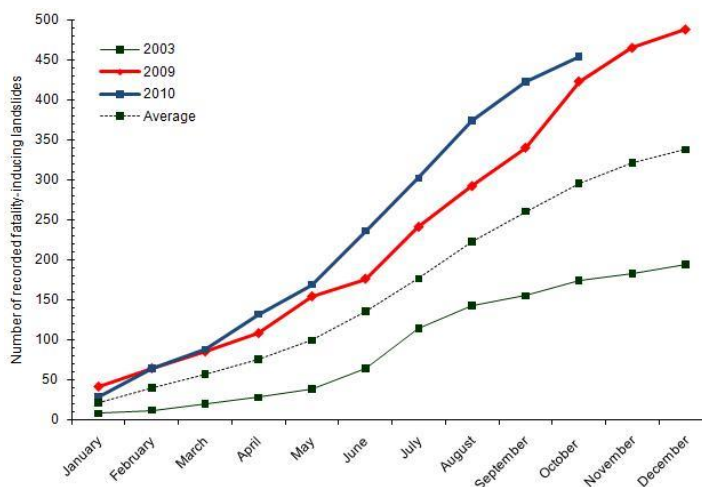


Figura 1.1: Datos de muertes generadas por remociones en masa no-sismogénicas, entre los años 2003 y 2010. Modificado de Petley, 2011.

La zona de los Andes del Sur constituye una región con una alta incidencia de amenazas por remociones en masa. Esto se debe a sus características geomorfológicas y geológicas, siendo un sector de relieves abruptos, de grandes alturas, donde además existe una importante actividad sísmica y volcánica. Esto combinado con una fuerte meteorización y una tectónica reciente, hacen de Los Andes un punto de interés para el estudio de estos procesos (Movimientos en Masa en la Región Andina, SERNAGEOMIN, 2007).

Algunos de los peores desastres a nivel mundial han ocurrido en esta zona, como por ejemplo el lahar de Armero, Colombia, ocurrido en 1992, con 23.000 víctimas. Además de estos grandes eventos, se generan cientos de menor envergadura los cuales afectan caminos y pequeños poblados.

Una herramienta importante para el estudio de remociones en masa y sus potenciales riesgos es el uso de mapas de susceptibilidad, generados en sistemas SIG. Éstos han sido muy utilizados en la planificación urbana, además en sistemas de alerta y mitigación de remociones en masa.

En el último tiempo se han desarrollado una gran cantidad de estudios para identificar las remociones en masa existentes y establecer su distribución espacial utilizando SIG. Estos estudios se han basado en dos métodos principalmente: métodos cualitativos y cuantitativos (Aleotti y Chowdhury, 1998).

Los métodos cualitativos están basados en apreciaciones hechas por personas expertas en el tema. Dentro de éstos se encuentran el análisis geomorfológico hecho en terreno y métodos basados en factores, donde sus clases y pesos son asignados también por quien realiza el análisis (Lee et al. 1991; Soeters y van Western 1996; Wang et al. 2009a).

Por otro lado los métodos cuantitativos corresponden a análisis estadísticos bivariados y multivariados, análisis probabilísticos (Catani et al. 2005; Remondo et al. 2005), determinísticos, entre otros.

1.1 Formulación del estudio

El día 21 de abril del año 2007, un sismo cortical de 6,2 Mw, asociado a la actividad del sistema de falla Liquiñe-Ofqui, afectó la zona del fiordo Aysén (45.3° S, 73.0° W), donde una de sus principales consecuencias fue la generación de una serie de remociones en masa, abarcando un área total de 1.450 km². Éstas dieron paso a un tsunami debido a la gran cantidad de material desplazado hacia el mar (Sepúlveda et al, 2010).

Estos hechos tuvieron consecuencias nefastas para la salmonicultura desarrollada en el fiordo, así como también para la población, con 10 víctimas. Es a partir de esto que se han realizado estudios de susceptibilidad de remociones en masa en otros fiordos del sur, con condiciones semejantes los cuales pudiesen presentar un contexto similar y tener consecuencias desfavorables para la población y para las actividades económicas de la zona.

Por lo expuesto anteriormente se plantea un análisis de susceptibilidad de remociones en masa en la zona de estudio.

En el sector del fiordo Comau, en la X Región de Chile, se ha incrementado la actividad salmonera y el cultivo de mitílidos. Junto a esto existen pequeños poblados en toda la zona costera del fiordo, haciendo del Canal Comau un buen candidato para el estudio de susceptibilidad de remociones en masa, debido al fuerte impacto que tendría en la población y en sus actividades económicas la generación de remociones en masa y un posible tsunami local.

Además de lo ya mencionado, un punto muy relevante para la realización de este estudio es: la construcción de la continuación de la Carretera Austral.

Ésta está proyectada en la ladera este del fiordo Comau, pasando por todo el borde del fiordo. Si bien es una ruta tentativa, no deja de ser importante estudiar los posibles riesgos presentes en la zona. Es necesario analizar qué tanto podrían afectar estos eventos a esta nueva ruta y planificar medidas de mitigación, si fuese necesario, con tal de no afectar el buen funcionamiento de este camino y la vida de los usuarios.

Esta ruta está pensada como una forma de hacer más expedito el traslado de la población, entre la zona de Hornopirén y los sectores más alejados como Cahuelmó o Leptepú, el cual hoy en día solo se realiza a través de barcazas.

No existen trabajos anteriores que hagan un estudio de susceptibilidad en la zona, sin embargo hacia el norte de la región estudiada existen dos trabajos: el primero de Náquira (2009) el cual estudia la susceptibilidad de remociones en masa por sismicidad con el método Peso de la evidencia y otro realizado por Le Roux et al.(2013) que estudia susceptibilidad de remociones en masa con mapas compuestos.

1.2 Objetivos

1.2.1 General

Realizar un análisis de susceptibilidad de remociones en masa tomando en cuenta diferentes factores condicionantes en la zona del fiordo Comau, Décima Región, Chile.

1.2.2 Específicos

- Generar un mapa de las remociones en masa de la zona, identificando zonas de generación y el tipo de remoción correspondiente.
- Determinar factores condicionantes que afecten la susceptibilidad de remociones en masa en la zona de estudio.
- Determinar cómo varían los factores condicionantes a lo largo de la zona de estudio.
- Relacionar los factores condicionantes con la generación de remociones en masa, cuantificando su influencia en la ocurrencia de estos procesos
- Establecer las variables que tienen mayor y menor correlación con la generación de remociones en masa.

1.3 Hipótesis de trabajo

En base a la información bibliográfica recopilada y a los objetivos planteados para este trabajo, se propone que la zona estudiada presenta una alta susceptibilidad de remociones en masa, debido a una serie de factores existentes en la zona, que condicionarían la ocurrencia de estos fenómenos. Dentro de éstos se destaca en primer lugar que la zona presenta precipitaciones en forma de agua y nieve que alcanzan en torno a los 6.000 mm al año, siendo las precipitaciones uno de los principales desencadenantes de remociones en masa. Además corresponde a una zona costera con una alta humedad todo el año. Sumado a lo anterior, cabe mencionar que el área presenta rasgos de un ambiente glaciar, por lo tanto existen condiciones geomorfológicas que favorecen el desarrollo de remociones, como laderas abruptas, de altas pendientes y zonas de mayor fracturamiento.

Existen muchas áreas donde las rocas presentan una alta tasa de erosión, donde la influencia de las masas de hielo en las partes más altas podría afectar tanto las condiciones geotécnicas como también la presencia de agua y resistencia de las rocas.

Cabe destacar además que la zona de estudio se encuentra en el área de influencia del Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, por lo cual la actividad sísmica actúa como un factor gatillante importante dentro del área, pudiendo existir algún patrón de distribución de las remociones en masa más grandes en torno a la traza principal o a fallas conjugadas.

Por último las propiedades geotécnicas de las rocas presentes se ven afectadas por los factores anteriores, haciendo que su resistencia y otras propiedades se vean perjudicadas, favoreciendo la generación de eventos de remociones en masa.

1.4 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra ubicada en la X Región De Los Lagos, en las comunas de Hualaihué y Chaitén, en la zona norte de la Patagonia chilena.

Como se observa en la Figura 1.2, la zona está limitada por las siguientes coordenadas: $72^{\circ} 38'S-72^{\circ}16'S / 42^{\circ}9'S-42^{\circ}31'S$, abarcando la ladera este y oeste del fiordo Comau con un área aproximada de 1.900 km².

El fiordo tiene una orientación noroeste y se abre hacia el Golfo de Ancud a través del Canal Comau.

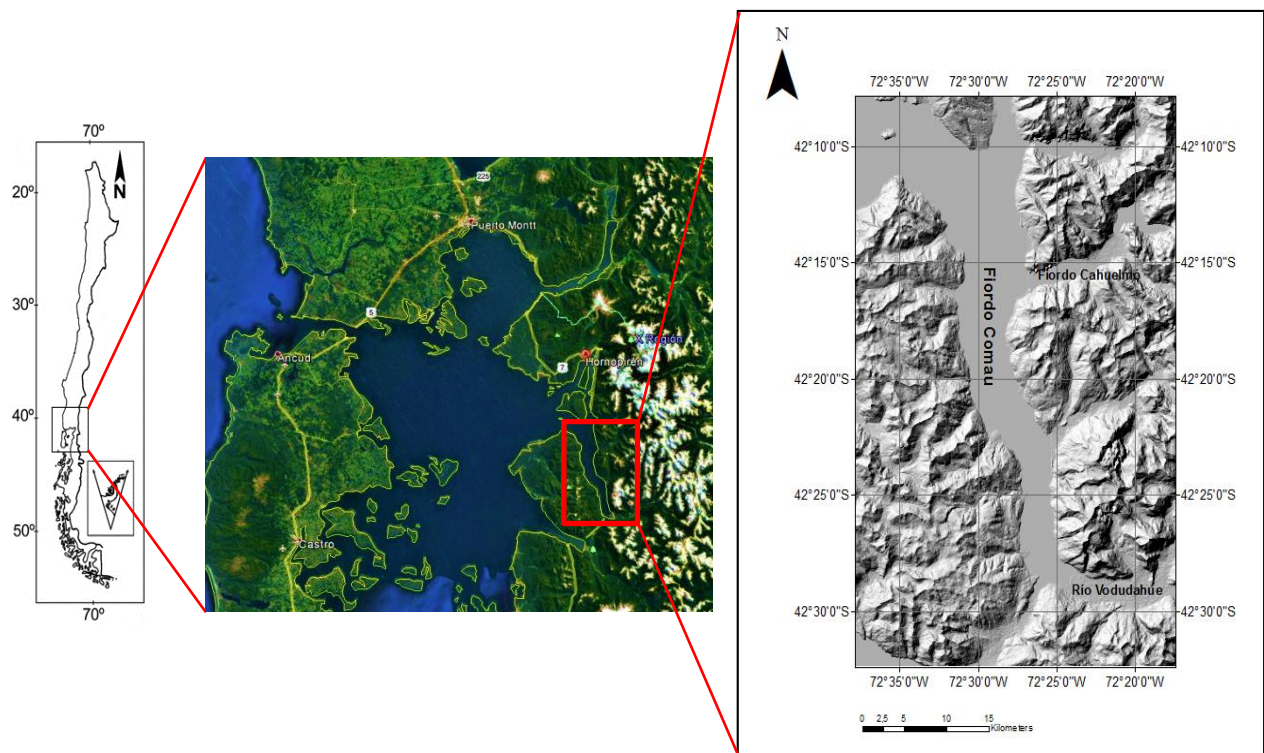


Figura 1.2: Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Para acceder al área de estudio, desde Hornopirén, es necesario tomar una barcaza o bote privado en dirección al sur. La ruta marítima es la única vía de acceso disponible hoy en día para acceder hasta esta zona. El viaje desde Hornopirén en un bote privado dura entre 1,5-2 horas, mientras que en barcaza puede llegar a 4 horas, ya que se detiene en cada poblado durante el trayecto.

Otra alternativa es seguir por tierra desde Hornopirén hasta Caleta Pichancho, 30 km al sur de Hornopirén, no obstante de todas formas en este punto es necesario seguir por la ruta marítima.

Una última alternativa es viajar en helicóptero desde Puerto Montt, Hornopirén o Chaitén hasta Huinay, donde existe un lugar de aterrizaje en la fundación San Ignacio del Huinay.

1.5 Limitaciones

Para el trabajo de gabinete las principales limitaciones fueron la poca información bibliográfica y los pocos trabajos desarrollados en la zona, por lo mismo no fue posible utilizar una geología de más detalle, ya que los mapas que entregaban la mayor cantidad de información corresponden a los realizados por el SERNAGEOMIN en escala 1:1.000.000 de la geología de Chile y la Carta geológica, serie recursos minerales y energéticos 1:500.000, SERNAGEOMIN, 2003.

La primera de las limitaciones para el trabajo en terreno fue el difícil acceso a la zona, ya que no existen vías terrestres para poder llegar al fiordo, y las barcas públicas por las cuales se puede llegar, no tienen una frecuencia diaria ni en todo horario.

Otra limitación importante en el terreno fue la poca accesibilidad a afloramientos de roca. La zona se caracteriza por presentar una densa vegetación, por lo que los afloramientos rocosos se encuentran principalmente en las partes altas de las laderas y en las zonas costeras. Sin embargo las laderas terminan de manera abrupta en el mar, lo que hace difícil llegar a estas zonas.

Otro punto importante fue la vegetación del sector. Ésta dificultó el mapeo de las remociones en masa, debido a su rápido crecimiento y a lo densa que se presenta en toda la zona. Los sectores con depósitos se cubren rápidamente, en torno a los 10 años.

Debido a lo mencionado anteriormente, la clasificación y la identificación de remociones se realizó principalmente por fotointerpretación, y observaciones obtenidas en un sobrevuelo en helicóptero a la zona. Además de observaciones realizadas en varios días de navegación por el fiordo.

Para la parte norte de la ladera oeste se hizo necesario fotointerpretar gran parte de las remociones en masa, debido a que en terreno no fue posible acceder a esta zona. Las imágenes satelitales existentes para este sector presentan una calidad deficiente, haciendo difícil la clasificación y mapeo de éstas.

Una de las últimas limitaciones estuvo en la realización del mapa de remociones, en este caso se considera la zona de generación de las remociones para caídas de rocas y deslizamientos, mientras que para flujos de detritos es más complejo determinar esta zona, ya que los flujos reciben aportes de material lateral y de las partes superiores.

1.6 Metodología

El trabajo desarrollado para esta investigación se divide en 4 etapas:

1.6.1 Trabajo previo al terreno

En esta etapa se trabajó en la recopilación de información bibliográfica de la zona y estudios bibliográficos de remociones en masa. Se realizó además un mapeo preliminar a través de la interpretación de imágenes satelitales.

1.6.2 Trabajo de terreno

El terreno se desarrolló entre los días 19 y 30 de enero del 2016, en esta etapa se hizo un reconocimiento del área en bote y además en helicóptero. Se obtuvieron datos de resistencia de algunos afloramientos, se mapearon remociones en masa y además se analizaron algunos depósitos de remociones.

Se recorrió parte de la zona caminando y se realizó una caracterización general de las laderas, sus condiciones y características, así como también una identificación general de las trazas de fallas observables en la zona.

1.6.3 Procesamiento de datos en gabinete

Luego de la obtención de datos, se trabajó con la información recopilada generando un mapa de remociones en masa con la información de terreno. Éstas se clasificaron en: flujos de detritos, caída de rocas, deslizamientos de suelo, deslizamientos de roca y deslizamientos de suelo-roca.

Se generaron también mapas temáticos para cada uno de los factores condicionantes considerados para el análisis de susceptibilidad y además un mapa de la geología, basado en el mapa del SERNAGEOMIN 1:500.000.

El procesamiento de los datos se realizó principalmente en ArcGIS 10.3, donde los mapas temáticos fueron generados a partir de un modelo de elevación digital de 30 x 30 m, obtenido de una imagen ASTER y otros mapas a partir de otras fuentes, como capas de polígonos (Anexo A).

1.6.4 Análisis de susceptibilidad

En esta etapa con toda la información obtenida y a través de la metodología raster "*Peso de la evidencia*" (van Westen, 2002), implementada en ArcGIS, se generó un mapa de susceptibilidad de remociones en masa general.

Para este mapa se definieron tres zonas: alta susceptibilidad, media y baja, las cuales fueron determinadas utilizando el índice de éxito y la distribución de los pesos.

2 ANTECEDENTES

2.1 Geología Regional

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 y Hervé, 2007)

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 y 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)

Los Andes Nor-Patagónicos son parte del cinturón orogénico que se genera en el borde del margen Pacífico-Sudamericano (Charrier et al., 2007), donde la subducción está activa al menos desde el Jurásico (Charrier et al., 2007).

En el caso de esta zona, los rasgos estructurales no permiten diferenciar las fases orogénicas compresivas mayores (Thiele, 1979), donde el conjunto de características geológicas de esta zona conforman un elemento tectónico diferente e independiente a los que se presentan en los Andes más al sur y al norte. Sin embargo, esta zona no representa necesariamente una zona de transición.

Los episodios tectorogénicos que generan las estructuras y relieve actual de la zona serían de ocurrencia reciente a actual.

Con respecto a las litologías observadas las rocas más antiguas expuestas en la región son rocas metamórficas y sedimentarias en las que se ha distinguido un conjunto asignado al Precámbrico y/o Paleozoico inferior y otro de edad paleozoica.

En la zona también afloran rocas graníticas y migmatíticas de edad terciaria y/o cretácica, mientras que el Cenozoico está representado por rocas sedimentarias marinas y continentales que contienen abundante material volcánico (Levi et al., 1966).

2.1.1 Batolito Patagónico

Se extiende a lo largo de la Cordillera Patagónica, desde el límite norte de la cordillera (40°S) hasta el Cabo de Hornos (56°S). Corresponde a una franja continua de rocas plutónicas con un ancho que va de los 40 km a los 100 km (Feruglio, 1949).

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 va desde el Golfo de Penas al norte y está conformado por numerosos complejos plutónicos calcoalcalinos, los cuales se emplazaron durante el Jurásico tardío al Mioceno, de manera episódica. Predominan edades del Jurásico tardío al Cretácico medio en los márgenes, mientras que hacia el centro dominan edades miocenas tempranas a pliocenas, pudiendo asociarse su actividad a la subducción de un margen continental (Weaver et al., 1990; Pankhurst et al., 1999; Suárez y De La Cruz, 2001; Parada et al., 1987; Hervé, 1984; Munizaga et al., 1988).

La actividad episódica de magmatismo parece tener relación con mayores tasas de convergencia de las placas y además con la disminución de los ángulos de oblicuidad con respecto a la fosa Perú-Chile (Pankhurst et al., 1999).

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 y Fanning, 2001; Martin et al., 1999; Duhart et al., 2000).

2.1.2 Zona de Falla Liquiñe-Ofqui

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

Ésta fue reconocida en primer lugar por Steffen (1944), siendo más tarde denominada Falla Liquiñe-Reloncaví por Moreno y Parada (1974), obteniendo su denominación actual por Hervé et al. (1979).

La ZFLO se extiende por más de 1.000 km a lo largo de los Andes, entre los 40°S y los 47°S (Hervé et al. 1979a; López-Escobar et al. 1995a; Cembrano et al. 1996, 2000; Lavenu y Cembrano 1999b; Folguera et al. 2001; Melnick et al. 2002, 2003b; Rosenau et al. 2003) y se ubica en la parte central del Batolito Nor-Patagónico, paralelo al arco magmático actual (Hervé,1994), pasando principalmente a través de rocas plutónicas Cenozoicas y parte de la roca caja metamórfica.

Este sistema de fallas presenta una orientación principalmente NNE-SSW, sin embargo en el extremo sur se curva con dirección SW, llegando al margen continental de la cuenca del Golfo de Penas (Forsythe y Nelson, 1985).

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui está caracterizada por dos segmentos principales de orientación NNE-SSW junto a lineamientos en echelon con orientación NE-SW, los cuales son interpretados como strike-slip dúplex (Cembrano et al., 1996).

La actividad de esta falla tiene asociado un alzamiento en la zona, el cual se estima en 10 m/ka (Hervé y Ota, 1993), para el área de Chiloé continental.

Esta zona de falla representa un centro de actividad magmática desde el Mesozoico, controlando el emplazamiento de plutones neógenos sintectónicos y la localización de la gran parte de los volcanes cuaternarios (Hervé, 1994).

A lo largo de la traza principal de la falla es posible encontrar una serie de edificios volcánicos correspondientes a la zona volcánica sur.

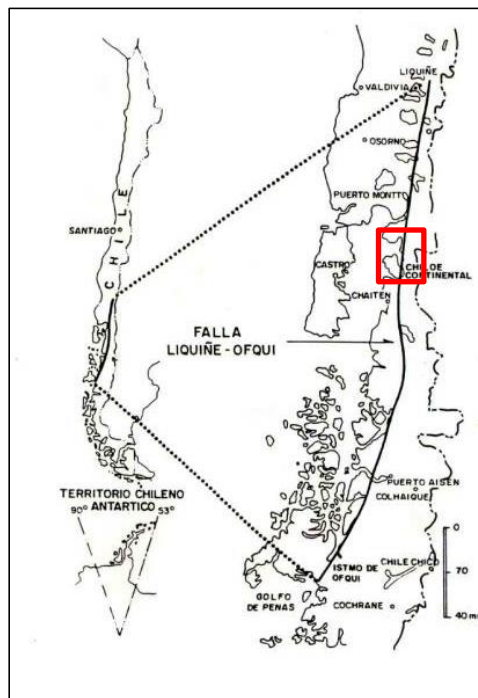


Figura 2.1: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, modificado de Hervé, 1984. En rojo se marca la zona de estudio.

2.1.3 Zona Volcánica Sur

Los Andes se encuentran dentro del cinturón de fuego del Pacífico, caracterizado por su alta actividad sísmica y magmática. Este extenso cordón montañoso se divide en 3 zonas volcánicas: norte, centro y sur.

La zona de estudio corresponde a la Zona Volcánica Sur, comprendida entre los 33°S y los 46°S (López-Escobar y 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.

La ZVS corresponde a una franja que se ubica a unos 300 km al este de la fosa como se observa en la Figura 2.2, emplazada en una delgada corteza paleozoica.

Varios estratovolcanes se presentan en una serie de lineamientos en echelon con orientación NE, mientras existen otros NW, conformando la ZVS. Además de esto es posible encontrar centros adventicios dentro de estratovolcanes con orientaciones NE.

La mayor parte de los estratovolcanes presenta un magmatismo basáltico a andesito-basáltico con algunas excepciones. Por otro lado, los centros eruptivos orientados NW presentan rocas más ricas en sílice, como dacitas y riolitas.

Futa y Stern (1988) proponen una subdivisión de la ZVS ,en parte norte ,ZVSN (33°S-37°S) y en parte sur, ZVSS (37°S-46°S). Más tarde López-Escobar (1995) propone una nueva subdivisión basada en las características petrográficas.

1. Norte (ZVSN) 33-34.5°S: compuesta principalmente de andesitas y dacitas- con lineamiento norte sur de los centros eruptivos.
2. Transicional (ZVST) 34.5-37°S: caracterizada por presentar desde basaltos a riolitas, con dominio de andesitas y dacitas. Predominan los volcanes alineados con dirección Noroeste por sobre Norte-Sur y Noreste.
3. Centro (ZVSC) 37-41.5°S: presenta desde basaltos hasta riolitas, con dominio de basaltos a basalto andesitas-noreste-noroeste.
4. Sur (ZVSS) 41.5-46°S: se caracteriza por la presencia de dos tipos de basaltos, andesitas-dacitas y pocas riolitas.

Siguiendo la división planteada en el punto anterior la zona de estudio se encuentra en la ZVSS. Ésta se caracteriza por presentar una corteza continental menor a los 30 km de espesor, donde la corteza oceánica de la placa de Nazca es menor a los 33 Ma. (Herron et al., 1981).

Otra característica importante de esta zona es que los volcanes se encuentran al oeste del eje de la Cordillera Principal y presentan una elevación basal menor a los 1.000 m.

El volcanismo postglacial se ha mantenido continuo e intenso en los últimos 15.000 años (López-Escobar et al., 1995), generando numerosos estratovolcanes compuestos y cientos de centros eruptivos menores asociados a los lineamientos NNE de ZFLO. Este arco tiene en general una orientación NNE y su principal característica estructural corresponde al sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO).

En la zona de estudio destaca el volcán Huequi. Éste se encuentra ubicado a los 42°22'36''S – 72°34'41''W, en la península Huequi, la cual está limitada al oeste por el Golfo de Ancud y al este por el fiordo Comau.

Su altura alcanza los 1.318 msnm con un diámetro basal de 3,8 km. El área basal de este edificio volcánico es de 11,5 km² y posee un volumen estimado de 5 km³ (Watt et al. 2011).

Este edificio volcánico consiste en una serie de domos erodados y cubiertos por depósitos de colapso de domo de composición principalmente andesítica (Watt, 2011). Su actividad se caracteriza por intercalar episodios explosivos con actividad formadora de domo. Este volcán es conocido por haber tenido actividad explosiva durante el Holoceno, pero no se han reconocido depósitos de tefra asociados (Watt et al., 2011).

Dentro del registro se tiene que durante el año 1920 fue la última vez en que este volcán presentó actividad. No obstante no existe registro de la última erupción.

Existe documentación sobre erupciones explosivas ocurridas entre 1890 y 1920 (González-Ferrán, 1995), sin embargo se conoce muy poco sobre la naturaleza y magnitud de esta actividad por encontrarse en una zona lejana y debido a la densa vegetación.

En la península de Huequi frente a Huinay se encuentra además el volcán Barrancos Colorados de 1022 msnm, del cual no existe mayor registro sobre su actividad ni depósitos.

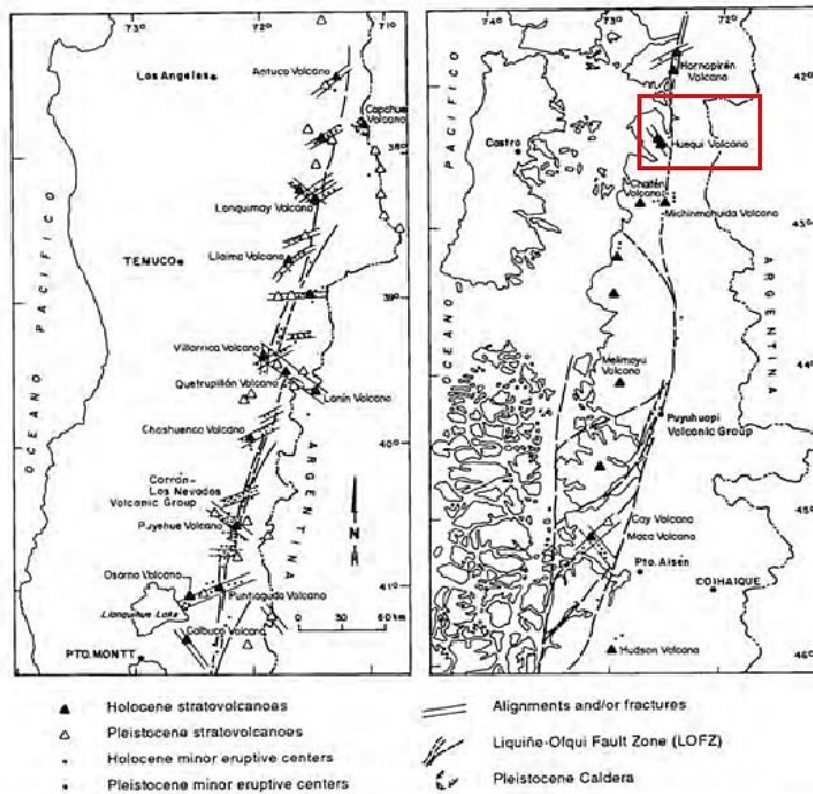


Figura 2.2. Distribución espacial de estratovolcanes y centros eruptivos menores de la zona volcánica sur. En cuadro rojo la zona de estudio. Modificado de Kalz (1971), Moreno (1976), Cembrano y Moreno (1994).

2.2 Geología Local

En la Figura 2.3 se observa la distribución de las diferentes litologías para la zona de estudio. La información aquí presentada se extrae de la Carta geológica, serie recursos minerales y energéticos 1:500.000, SERNAGEOMIN, 2003.

Las zonas costeras del fiordo Comau se caracterizan por presentar principalmente rocas graníticas de edad terciaria y/o cretácica, las cuales intruyen a rocas metamórficas y sedimentarias de edad precámbrica a paleozoica. Además de esto se distinguen afloramientos aislados de rocas sedimentarias marinas, donde su edad dada por los fósiles es terciaria inferior a miocena (Levi et. al., 1966).

Parte del sector costero se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas de edad terciaria superior y pleistocena, además de sedimentos recientes marinos y continentales.

Las rocas estratificadas presentan estratificaciones y foliaciones con rumbo predominantemente norte y noreste. En la zona se puede reconocer una discordancia que separa los sedimentos recientes de las formaciones más antiguas y de las rocas graníticas (Levi et. al., 1966).

Al norte del Fiordo Comau, el Batolito Nor-patagónico está en contacto tectónico con rocas ultramáficas (Levi et. al., 1966).

A lo largo de la costa este del Fiordo Comau existe una serie de afloramientos de rocas metamórficas, desde Huinay hasta la zona del estero Cahuelmó en la parte norte. Estos varían desde rocas de bajo grado, específicamente esquistos verdes de facies clorita-muscovita-albita-epidota hasta gneises de grado medio con biotita-muscovita-andalusita-silimanita en la zona más norte. Además es posible encontrar abundantes pegmatitas con muscovita y biotita sobre todo en las rocas de mayor grado metamórfico (Levi et. al., 1966).

La continuidad areal de los afloramientos es difícil de determinar, debido a la alta densidad de vegetación que se presenta en toda la zona de estudio.

Las edades establecidas para estas rocas están basadas en correlaciones litológicas, estructuras, rasgos morfológicos y comparaciones de grado de metamorfismo (Levi et. al., 1966).

2.2.1 Paleozoico-Triásico –PzTr

Corresponden a rocas metamórficas, principalmente metapelitas, metacherts, metabasitas y en menor proporción gneises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. Se distinguen esquistos y anfibolitas, en menor proporción rocas ultramáficas. Estas rocas afloran tanto en la ladera este como oeste, como se aprecia en la Figura 2.3, correspondiendo a la unidad PzTr.

En la zona occidental los afloramientos de esta edad están ubicados principalmente en la franja más oeste en contacto con rocas miocenas. En cambio en la zona oriental se distinguen en la zona costera en la parte norte, mientras que más hacia el sur los afloramientos se desplazan hacia la parte más central de la ladera (Prian, 1994).

Entre los 42° y los 43°S se observan varios afloramientos aislados de rocas metamórficas y sedimentarias, que consisten en esquistos micáceos, anfibolitas, pizarras, lutitas fisibles y cuarcitas calcáreas. Estas rocas se observan en costas de relieve bajo, presentan esquistosidad y en parte estratificación de rumbo NNW e inclinaciones hacia el este mayores de 45° (Prian, 1994).

Las características litológicas estructurales y el grado de metamorfismo regional que estas rocas presentan, en los diversos afloramientos, permiten establecer diferencias que justificarían su separación en dos grupos. Uno de estos se asigna al Precámbrico y o Paleozoico inferior, comprende principalmente esquistos y anfibolitas y el otro, asignado al Paleozoico, está constituido predominantemente por pizarras, lutitas fisibles y cuarcitas.

Se observan anfibolitas en el borde oriental del fiordo Comau las que se presentan como inclusiones de tamaño variable entre algunos milímetros a varios metros o como bandas, tomando en parte el aspecto de pseudofilones en las migmatitas.

Unidades gnéissicas mesozonales

Dentro de la unidad PzTr se pueden distinguir dos unidades gneissicas mesozonales, sin embargo, por la escala del mapa geológico no se marcan diferencias.

Elas constituyen conjuntos de extensión limitada pues sus bordes son progresivamente digeridos por los granitoides atribuidos como cretácico o como mioceno, originando xenolitos de varios tamaños en el seno de esas unidades.

Complejo Fiordo Cahuelmó

Este complejo metamórfico se caracteriza por tener un origen plutónico. Aflora a ambos lados del Fiordo Comau donde es intruído progresivamente por granitoides datados como Mio-Plioceno (Cembrano 1992; Pankhurst y otros, 1992).

Este complejo está formado por anfibolitas masivas en bancos, a veces bandeados de varios metros de espesor y además por gneises micáceos asociados a material plutónico feldespático. Este material podría ser concordante con la foliación de los gneises y plegado con la foliación o encontrarse en filones que cortan la foliación.

Esta asociación plutono-metamórfica indicaría la expresión de una anatexia en este sector ocurrida probablemente en el curso del Paleozoico Inferior o incluso en el Precámbrico.

Estos plutones son diferentes a las leucotonalitas o granitos de biotita no orientados que intruyen en sus bordes al complejo gnéissico (contacto intrusivo). Las leucotonalitas

asociadas localmente a pegmatitas feldespáticas de muscovita, se encuentran bien representadas en el borde oriental del fiordo Comau antes de la entrada del Estuario Cahuelmó (Prian, 1994).

En el sector de Caleta Piedra Blanca, Huinay, las dataciones de estos plutones han dado edades de 7 ± 0.04 Ma y $2.4 \pm$ Ma por el método Ar 40- Ar 39 en biotita (Drake et.al, 1990; Pankhurst et. Al, 1992). Las edades obtenidas podrían corresponder a un evento térmico o una fase de recristalización asociada a una reactivación tardía del cizallamiento de ZFLO.

Complejo metamórfico de Fiordo Comau-Huinay

Denominación definida por Cembrano, 1990. Este complejo se prolonga hacia el sur cerca de la localidad de Huinay, presenta un grado metamórfico menor al anterior y aflora adyacente a las rocas del Fiordo Cahuelmó, en el sector de Huinay. A diferencia del Complejo anterior, en éste hay ausencia de material plutónico asociado y tiene un origen esencialmente sedimentario. Comprende micaesquistos, paragneises micáceos y metapelitas (Prian, 1994).

Aflora en las cercanías del poblado de Huinay donde es intruído por dioritas mesocráticas de edad indeterminada Cretácico o Mioceno.

Las metapelitas cuarzo-micáceas que afloran al norte de Huinay tienen una edad de 292 ± 4 Ma (Hervé et.al, 1990; Pankhurst et.al, 1992), es decir, Carbonífera Superior. Sin embargo la edad debe ser interpretada con cuidado ya que data una fase metamórfica o al menos una rehomogeneización isotópica durante el metamorfismo (Hervé-Pankhurst, 1993).

Para las metamorfitas de Huinay se obtuvo una edad de 1300 Ma (Proterozoico-Paleozoico inferior-Precámbrico) para el protolito, esto basado en datos de Sm/Nd y en la alta razón inicial de Sr87/Sr86 (Pankhurst, et al 1992).

2.2.2 Jurásico inferior-Jig (155±6 Ma)

Es posible distinguir dioritas, gabros y grabrodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas y granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. Estas rocas afloran principalmente en la ladera este en la parte centro-sur (Figura 2.3) y está en contacto por las rocas paleozoicas-triásicas (SERNAGEOMIN, 2003).

2.2.3 Cretácico inferior-Kg

Las rocas del Cretácico inferior están representadas por granitos, granodioritas y tonalitas, dioritas y monzogranitos de hornblenda y biotita.

Representa el borde oriental Batolito Nor-patagónico (SERNAGEOMIN, 2003).

Los afloramientos de esta edad se encuentran en el borde oriental de la zona de estudio, en la zona norte y en la zona sur, como se observa en la Figura 2.3, correspondiendo a la unidad Kg.

En la ladera oeste no se observan afloramientos correspondientes al Cretácico inferior.

2.2.4 Mioceno, localmente hasta el Plioceno–Mg (20-5 M.A)

Unidad conformada por granodioritas, dioritas y tonalitas, representando la franja central del Batolito Norpatagónico (SERNAGEOMIN, 2003).

Se presentan afloramientos en la ladera occidental de la zona de estudio, comprendiendo gran parte de la zona oeste (Figura 2.3). Aparecen también afloramientos menores en la zona este, especialmente en la parte centro-norte.

En ambas laderas del fiordo afloran rocas graníticas las que corresponden principalmente a tonalitas de color gris verdoso claro de grano medio y textura hipidiomorfa granular. La mineralogía de estas rocas corresponde a plagioclasa, variando de oligoclasa a andesina, biotita, anfíbola, piroxeno, cuarzo con extinción ondulosa, magnetita, apatito y zircón. Estas podrían corresponder a niveles profundos de intrusión (Prian, 1994).

2.2.5 Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos cuaternarios se pueden dividir en tres grupos principales, según tipo de depósitos.

Q1: Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa, en menor proporción fluvio-glaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados (SERNAGEOMIN, 2003). En la zona oeste destacan varios depósitos fluviales y abanicos asociados a los cursos de agua de este sector.

Qf: Depósitos fluviales: gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación, (SERNAGEOMIN, 2003). Destacan los depósitos asociados al río Vodudahue en la parte sur este de la zona de estudio.

Q3i: Corresponde a depósitos volcánicos, principalmente asociados a colapso de domos, lavas andesíticas y depósitos piroclásticos (SERNAGEOMIN, 2003). Existe además material de caída y de avalancha. Los depósitos volcánicos se asocian principalmente a la actividad del Volcán Huequi.

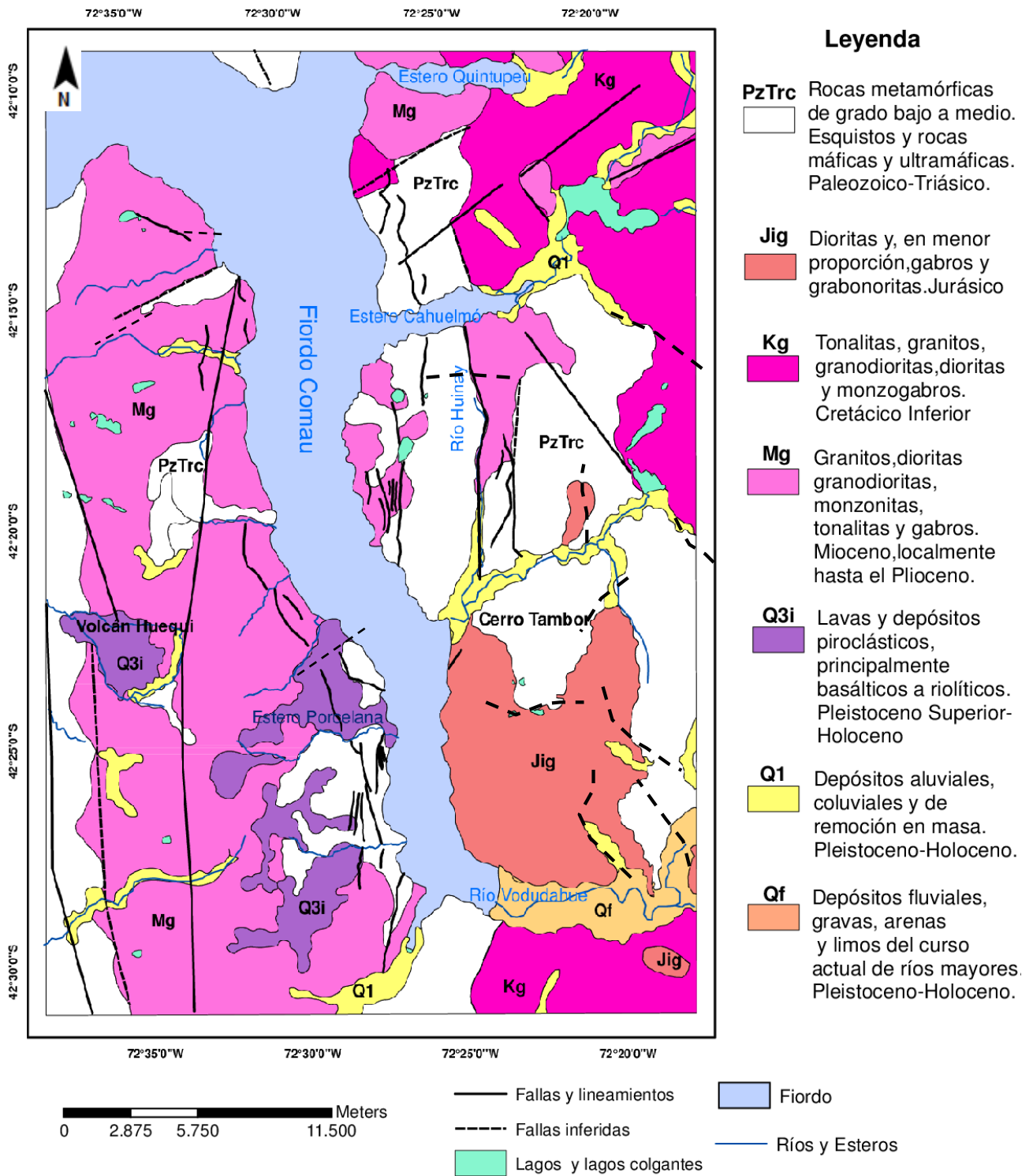


Figura 2.3: Mapa geología, modificado publicación geológica digital, N° 4-1:1.000.000, SERNAGEOMIN, 2003.

2.3 Geomorfología Regional

Los estuarios son cuerpos de agua costeros semi-cerrados que conforman la transición entre uno o varios ríos y el océano. Las características de la transición están determinadas por la combinación entre la circulación y el gradiente salino.

Un tipo especial de estuario son los fiordos, los cuales representan una parte considerable de la zona costera de la Tierra (Syvitski y Shaw, 1995) y se caracterizan por estar ubicados en altas latitudes y ser estuarios profundos, excavados y modificados por glaciares (Syvitski y Shaw, 1995).

Este tipo de estuario presentan una marcada estratificación termal y su geomorfología se debe al avance y retroceso glacial (Dyer 1973; Syvitski et al. 1987).

Los fiordos pueden clasificarse según su régimen climático, pudiendo diferenciarse los fiordos polares, subpolares y temperados (Inall y Gillibrand 2010). Los fiordos polares se caracterizan por mantenerse cubiertos de hielo, por ejemplo: Gran parte de la Antártica.

Los fiordos subpolares están ubicados en zonas donde la temperatura media del verano no supera los 0°C (Svalbard, el oeste de Groenlandia y la península Antártica), mientras que los fiordos temperados, corresponden a aquellos donde el océano no se congela y la mayoría no presenta un glaciar asociado. El último tipo corresponde a la zona de estudio del fiordo Comau. (ej. Islandia, Alaska, Chile, Noruega, Escocia y Nueva Zelanda).

Los fiordos de la zona sur de Chile corresponden a una de las zonas de fiordos más extensas a nivel mundial (Cameron y Pritchard 1963; Officer 1976; Silva et al. 2009) con una extensión de más de 1.700 km de largo, representando aproximadamente el 40% del largo total de Chile. Estas zonas se caracterizan por ser un ambiente costero dinámico, donde su morfología es el resultado de la acción erosiva glacial combinada con el hundimiento de valles longitudinales (Araya-Vergara et al. 2008; Silva et al. 2009).

Los fiordos son el producto del avance y retroceso glacial, y fluctuaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario (Syvitski y Shaw, 1995), donde la geomorfología actual de la zona se formó al momento del retiro del hielo de la última glaciación, en torno a los 14.000 años antes del presente, donde el mar invadió los depósitos glaciales del Cuaternario.

Debido a la erosión y al hundimiento generado durante las últimas glaciaciones, la depresión intermedia se encuentra bajo el nivel del mar, por la acción de las grandes masas de hielo.

La parte este de la Isla Grande de Chiloé, corresponde a una pequeña fracción del valle central, que quedó sobre el nivel del mar. Por otro lado la zona del Golfo de Ancud corresponde a parte de la depresión intermedia. Esta zona se caracteriza por presentar un oleaje de baja energía y una amplitud mareal de media a fuerte.

Con respecto a formas fluvio-marinas, es importante destacar la presencia de terrazas fluviales asociadas al río Vodudahue, Huinay y Lloncochaigua, y al estero Cahuelmó.

Además se observan planicies deltaicas mesomareales, donde la asociada al estero Cahuelmó es la que abarca mayor área.

2.4 Geomorfología Local

En la zona de estudio la costa es abrupta, con fuertes pendientes laterales y presenta además canales y estuarios.

El fiordo Comau tiene una extensión de 46 km y su ancho varía entre 1 y 3 km. En general el fiordo presenta una dirección noroeste, alcanzando alturas de hasta 1.951 msnm, como se observa en la Figura 2.4, siendo la cumbre del Cerro Tambor el punto más alto en la zona.

La profundidad media es de 250 m, llegando a los 490 m de profundidad en su parte central.

Como se observa en la Figura 2.4, la ladera este es la que presenta las zonas más altas, destacando la parte sur este, entre el valle del río Huinay y el río Vodudahue, donde se concentran los puntos más altos, dominando las alturas sobre los 1.000 msnm. Es en este mismo sector donde se encuentra el punto más alto. La altura media es de 670 metros, donde predominan las alturas entre los 500-1.000 msnm.

La zona oeste presenta menores alturas en promedio, siendo los puntos más altos cercanos a los 1.000 msnm.

En la ladera este, se presentan 3 glaciares de circo y mantos indiferenciados de hielo y nieve. Estas zonas coinciden con los puntos más altos de la zona de estudio. Es posible encontrar morfologías asociadas a un ambiente periglacial, como lo son circos y artesas.

En la zona también se distinguen una serie de lagos colgantes, los cuales se presentan en las partes altas de la ladera, alineados en dirección norte-sur, como se puede notar en la Figura 2.4.

Las pendientes de la zona tienen un valor promedio de 29°, llegando hasta los 80° aproximadamente. La ladera este presenta las zonas de mayor pendiente, como se observa en la Figura 2.6, siendo la costa más abrupta en comparación con la ladera oeste, donde el aumento de pendiente es gradual y las zonas costeras presentan un relieve más suave.

Con respecto a la dirección de la pendiente, se observa que en la ladera este dominan las pendientes hacia el oeste (Figura 2.5), mientras que en la ladera del frente, la orientación que domina es al este y además existe una gran cantidad de pendientes con orientación norte.

En general la orientación de laderas se encuentra homogéneamente distribuida entre las cuatro direcciones predominantes (Figura 2.5).

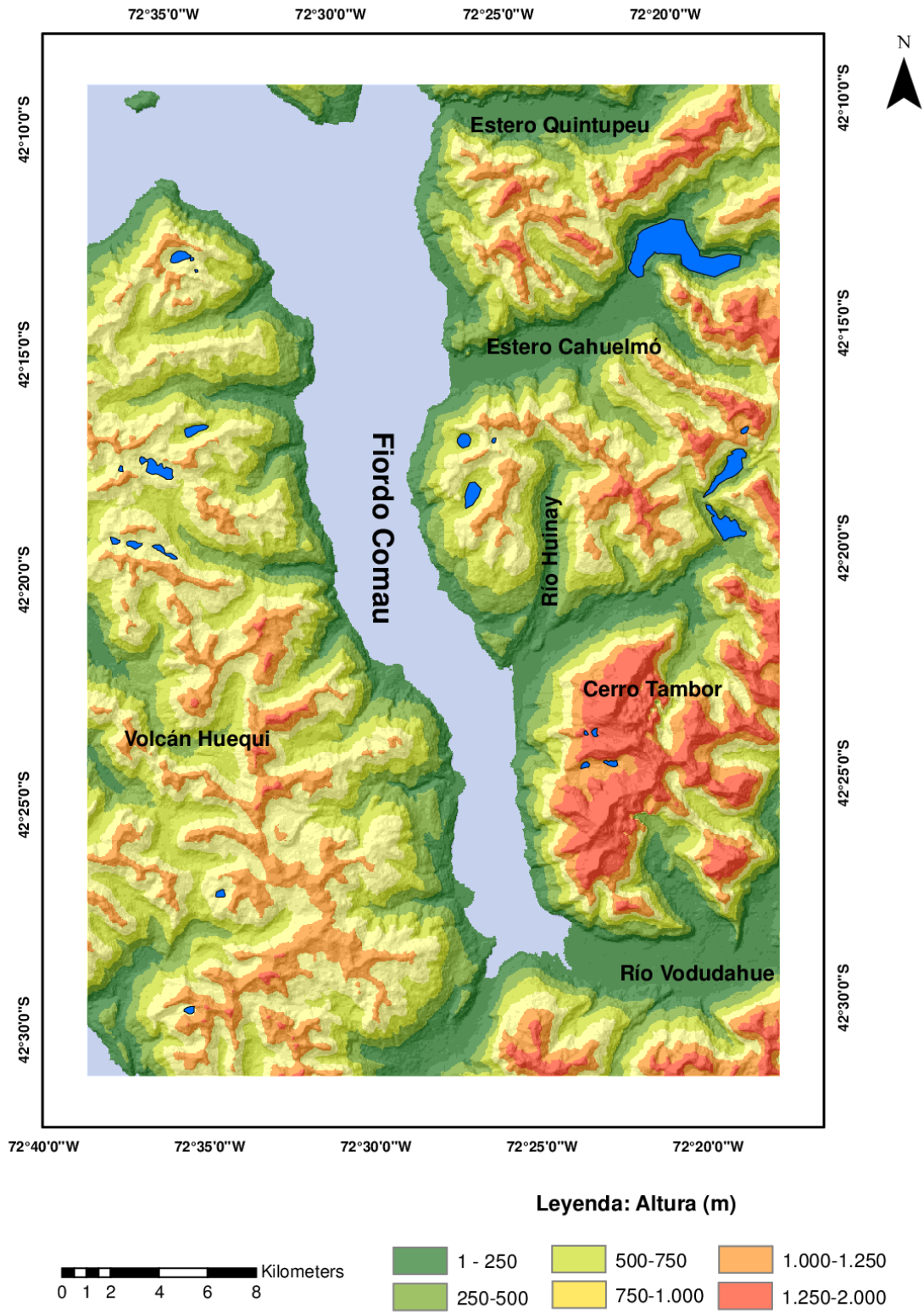


Figura 2.4: Mapa de altitud de la zona de estudio.

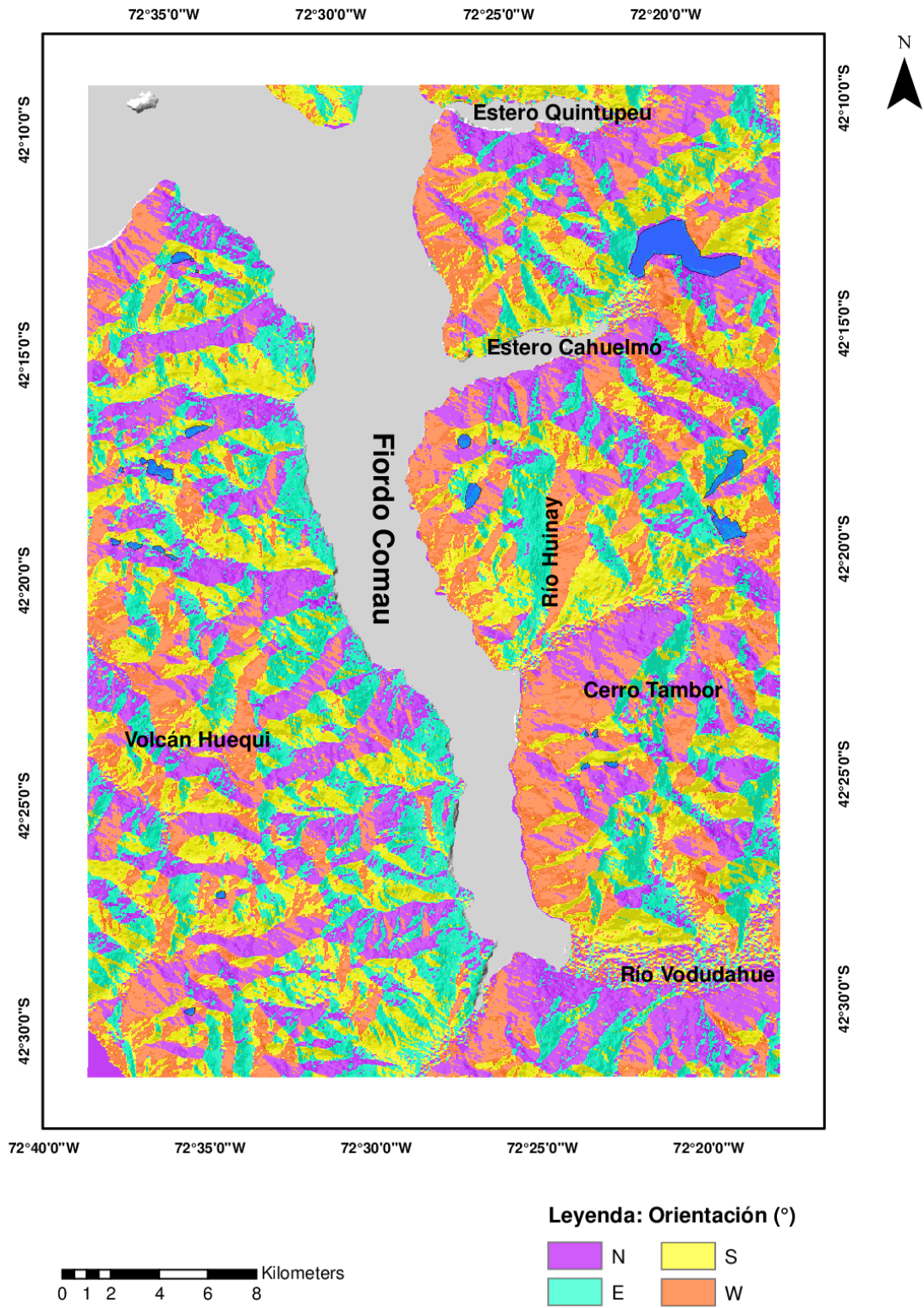


Figura 2.5: Mapa de orientación de laderas en la zona de estudio

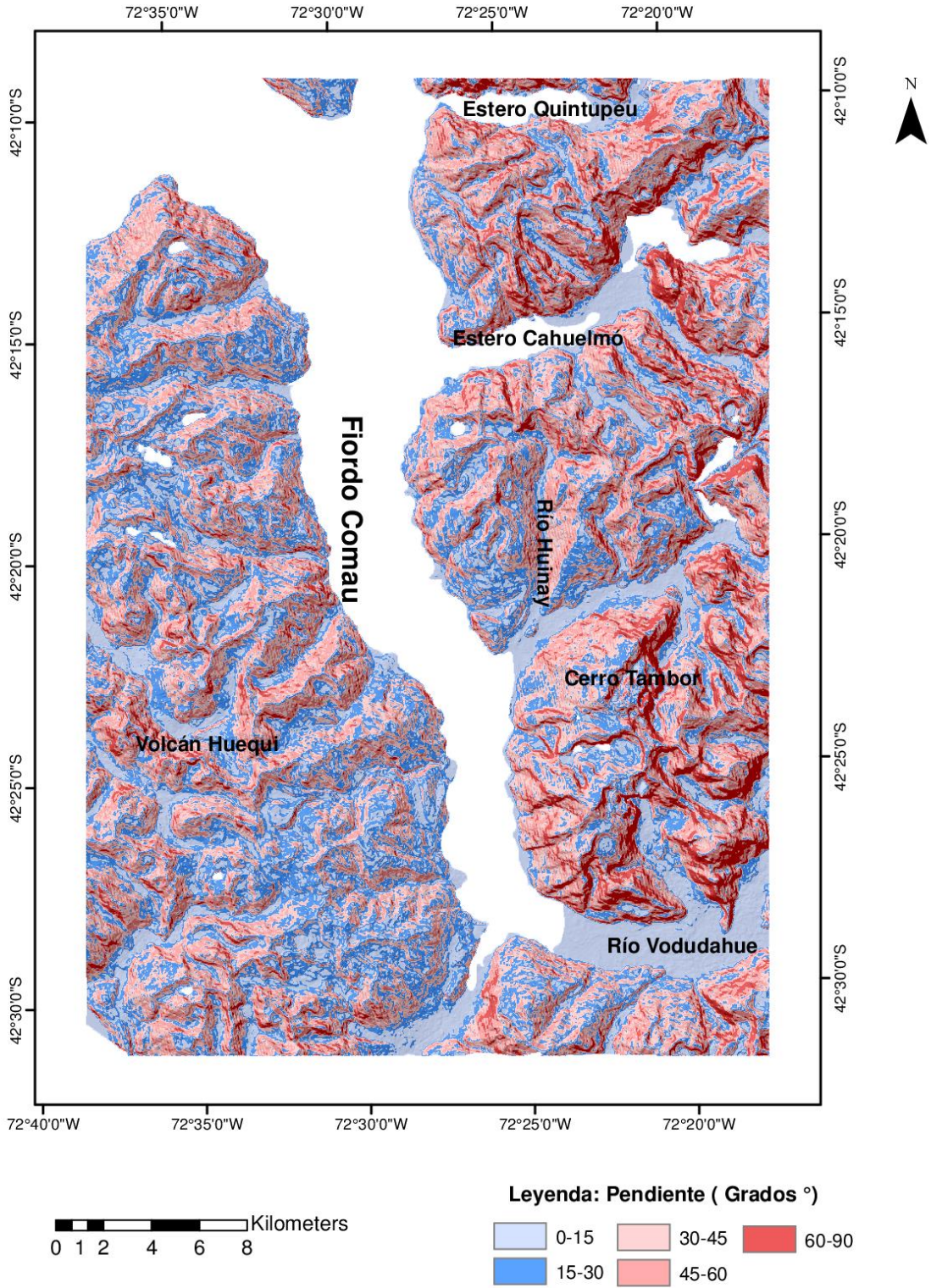


Figura 2.6: Mapa de pendiente en grados para la zona de estudio.

2.5 Hidrografía

Como se observa en la Figura 2.8, la zona de estudio se caracteriza por ser parte de una región de fiordos y canales ubicada en el entorno del Golfo de Ancud, la cual se puede caracterizar como un área exorreica, donde la cuenca o cuencas presentes reciben agua de las precipitaciones, evacuándolas hacia el mar.

La zona se caracteriza por presentar escurrimientos cortos y caudalosos, debido a la gran cantidad de precipitaciones que se registran durante todo el año, y los deshielos ocurridos durante los meses de mayor temperatura.

Los ríos y canales son de régimen mixto, con un caudal permanente, el cual se mantiene gracias a las abundantes precipitaciones.

Con respecto a los ríos de la zona, el río Vodudahue (Figura 2.7 A) se ubica en la parte sur este del área de estudio. 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 (Figura 2.7 E) 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).

Otros cursos de agua importantes en el sector corresponden de norte a sur a: estero Cahuelmó, río Lloncochaigua y río Huinay (Figura 2.7 B) por el lado este (Figura 2.8).

En la ladera oeste destacan de norte a sur: río Telele, estero Soledad y río Porcelana.

En el sector noreste se encuentra la Laguna Abascal (Figura 2.7 D), la cual desemboca en el estero Cahuelmó (Figura 2.8).

Existen una serie de lagos colgantes (Figura 2.7 C), éstos se distribuyen tanto en la ladera este como oeste como se observa en la Figura 2.8. Los lagos colgantes se ubican en las zonas altas, reciben aporte de agua de los deshielos y de las altas precipitaciones durante todo el año.

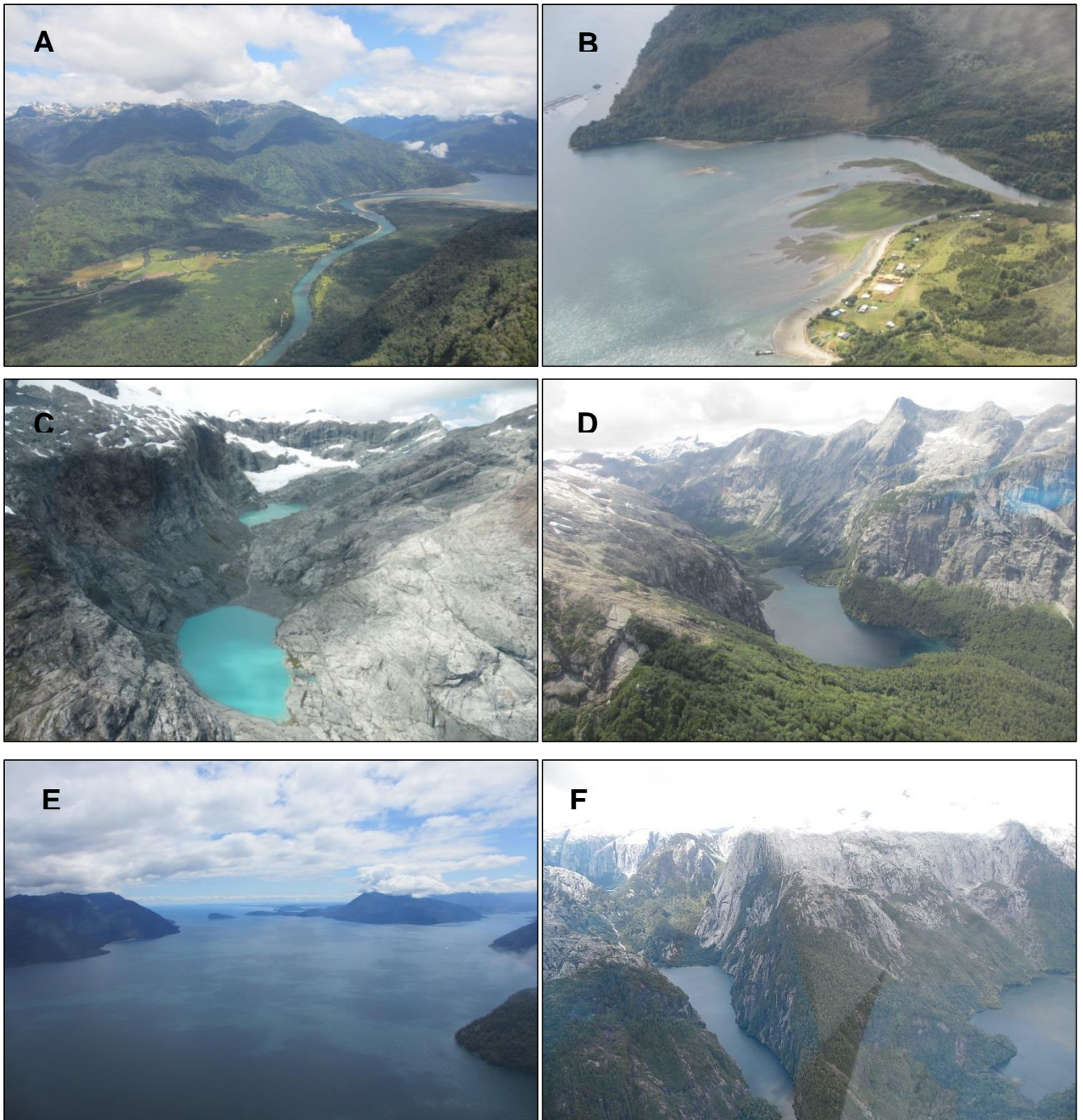


Figura 2.7: A: Río Vodudahue. B: Desembocadura Río Huinay y LLoncochaigua en fiordo Comau. C: Lagos colgantes ladera este. D: Laguna Abascal. E: Vista hacia el norte del fiordo Comau. F: Lagos zona centro ladera este.

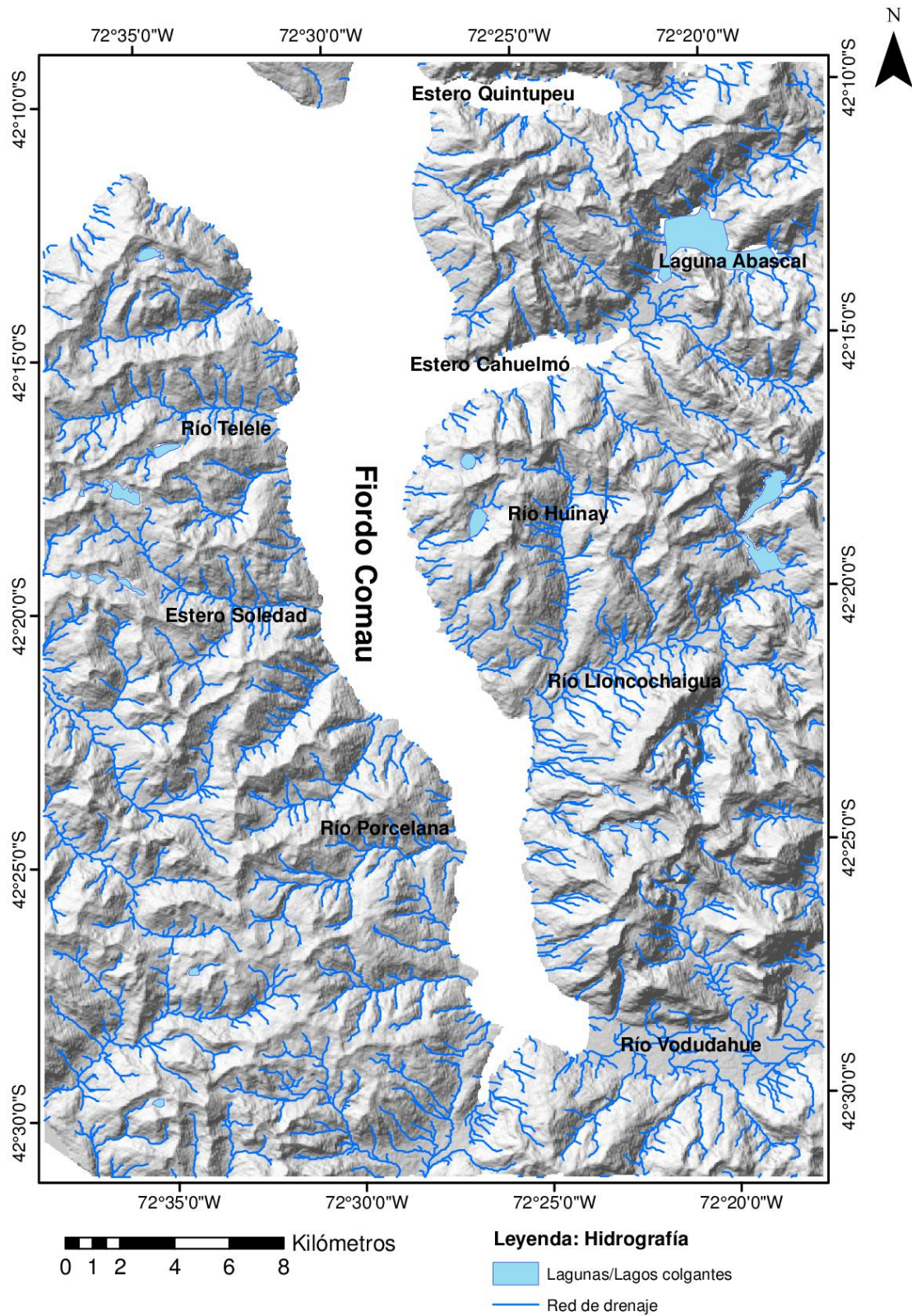


Figura 2.8: Mapa de hidrografía de la zona de estudio.

2.6 Clima y vegetación

Según la taxonomía climática de Köppen (1931), la zona corresponde a un clima templado húmedo (Cfb), sin estación seca. Destacan en la zona las fuertes precipitaciones que se distribuyen a lo largo de todo el año, donde las máximas se dan en los meses de mayo y agosto.

Según datos obtenidos de la estación meteorológica ubicada en la Fundación San Ignacio del Huinay, el promedio anual de precipitaciones alcanza los 5.332 mm y la temperatura media es de 10,30°C. Durante el invierno las precipitaciones en forma de nieve caen sobre los 300 msnm, haciendo que sobre los 800 msnm las cumbres se mantengan con nieve todo el año.

La humedad relativa varía entre 83%, durante el verano, hasta un 93%, en la época invernal. La radiación global total anual promedio es de 3.600 MJ/m².

El sector se caracteriza por ser una zona de bosque lluviosa. Se presenta una vegetación densa a lo largo de las laderas como se muestra en la Figura 2.9. Las zonas más altas presentan una menor presencia de vegetación, debido a las altas pendientes, la presencia de nieve durante algunas épocas del año, y además por el menor desarrollo de suelo.

En las zonas costeras de acantilados la vegetación se mantiene hasta la línea de marea máxima, donde un bosque verde con coníferas cubre las laderas del fiordo. Hasta los 250 msnm es posible encontrar un bosque de tipo siempre-verde andino, con presencia de ulmos, coigües, tepas y laureles. Sobre los 250 msnm aparece el bosque Norpatagónico, con coigües, tepa y algunos mañío de hoja corta. Entre los 550 y 700 msnm destaca la presencia de mañío.

Zonas de menor pendiente son dominadas por coigües, y los alerces crecen a lo largo del territorio alcanzando grandes alturas y zonas de mucha pendiente. Sobre los 1.000 msnm es posible encontrar zonas de lenga y helechos, y entre los 1.000 y 1.500 msnm aparece el bosque altoandino.

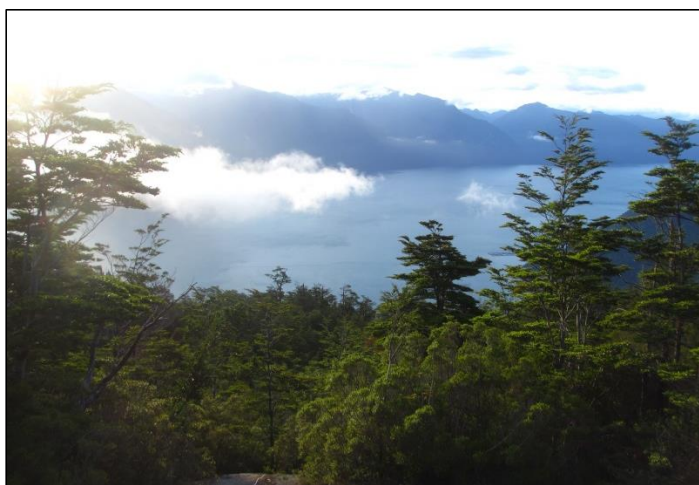


Figura 2.9: Vegetación en zona alta de ladera este del fiordo Comau.

2.7 Remociones en masa

En este subcapítulo se presentan los antecedentes y clasificación de las remociones en masa.

Durante el último tiempo se han desarrollado diferentes sistemas de clasificación para las remociones en masa, como por ejemplo: Sharpe (1938), Varnes (1978), Keefer (1983), Hauser (1993), Cruden y Varnes (1996) y el más reciente de Hungr (2014), basado en la clasificación de Varnes (1978).

Para este estudio 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.

Como clasificación general existen 5 movimientos principales (Varnes, 1978):

- Caídas o desprendimientos
- Deslizamientos
- Flujos
- Expansión lateral
- Volcamientos

Además de las clasificaciones basadas en el tipo de movimiento y el material, se pueden agregar otros parámetros, como lo es la velocidad en la que se mueve el material. Basados en este parámetro Cruden y Varnes (1996) proponen una división en 7 clases, desde extremadamente lento a extremadamente rápido, donde cada clase está caracterizada por una velocidad (Tabla 1). Otra clasificación es la propuesta por Keefer (1984), quien categoriza las remociones inducidas por sismicidad en 10 clases, con una velocidad representativa cada una.

Tabla 1: Clasificación de velocidades según Cruden y Varnes (1996).

Clases de velocidad	Descripción	Velocidad (m/s)	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	5	5 m/s
6	Muy rápido	0,05	3m/min
5	Rápido	5×10^{-4}	1,8 m/hr
4	Moderado	5×10^{-6}	13 m/mes
3	Lento	5×10^{-8}	1,6 m/año
2	Muy lento	5×10^{-10}	16 mm/año
1	Extremadamente lento	$< 5 \times 10^{-10}$	<16 mm/año

Para este trabajo se utilizarán los 5 tipos de movimientos mencionados anteriormente, los cuales se describirán a continuación:

2.7.1 Caída de rocas

Corresponde a un movimiento muy rápido a extremadamente rápido (Cruden y Varnes, 1996), donde se desprenden uno o varios bloques de roca desde una ladera, en general de alta pendiente, sin que haya una componente de cizalle evidente. Estos bloques pueden desplazarse ladera abajo mediante rebote, rodamiento o caída libre.

Los fragmentos se mueven como cuerpos rígidos interactuando con el sustrato mediante impactos sucesivos, pudiendo alcanzar velocidades de 100 m/s.

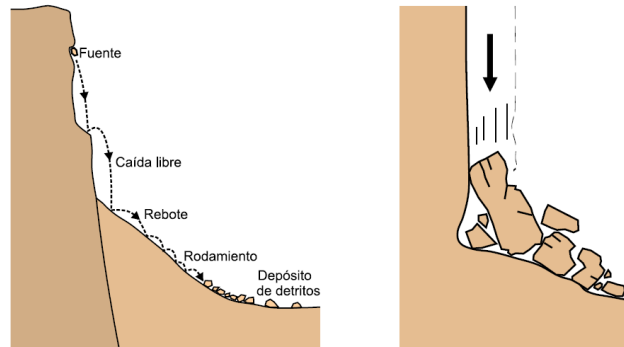


Figura 2.10: Esquema caída de rocas y diferentes mecanismos de movimiento de los bloques. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN,2007).

2.7.2 Deslizamientos

Los deslizamientos corresponden a movimientos ladera abajo de una masa, tanto de roca como de suelo, donde el desplazamiento ocurre principalmente a través de una superficie de falla.

Dentro de los deslizamientos existen dos grupos principales, basados en la forma de la superficie de falla: deslizamientos rotacionales y traslacionales.

Para el caso de los deslizamientos traslacionales se tiene una superficie de falla plana u ondulada. En cambio para los rotacionales el movimiento es a través de una superficie de falla curva y cóncava, y se caracterizan además por presentar un escarpe principal pronunciado.

Para los fines de este estudio se tratarán de manera homogénea a los deslizamientos rotacionales y traslacionales, pero se distinguirán según el tipo de material deslizado en tres categorías. Se considerarán los deslizamientos de roca y de suelo por separado, y además se tendrá una tercera categoría denominada deslizamientos de suelo-roca.

Los deslizamientos de suelo-roca corresponden al movimiento de una masa de suelo justo por el plano de contacto con la roca, pudiendo incorporar parte de la roca más meteorizada o superficial.

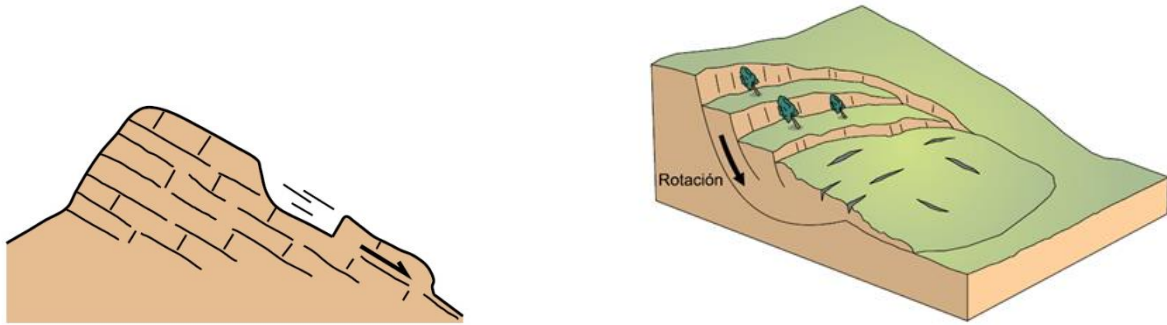


Figura 2.11: Esquemas de deslizamiento, traslacional y rotacional. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007)

2.7.3 Flujos de detritos

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

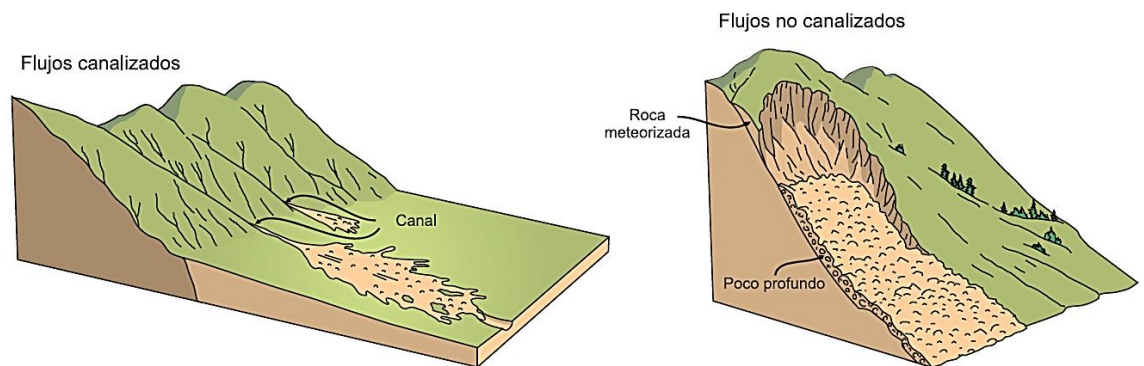


Figura 2.12: Esquemas de flujos de detritos, tanto canalizados como no canalizados. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007).

2.7.4 Volcamientos

Desprendimiento de uno o varios fragmentos de rocas o suelo, donde existe una rotación generalmente hacia delante de éstos, en torno a un punto o un eje bajo el centro de gravedad de la masa.

Este tipo de movimiento ocurre por acción de la gravedad. Lo que lo distingue de una caída propiamente tal es que en la superficie de ruptura se genera cizalle, característica que lo hace ser catalogado por algunos autores como deslizamiento (Goodman, 1989).

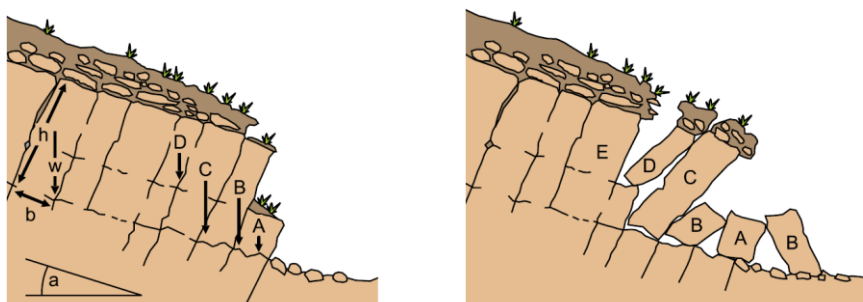


Figura 2.13: Esquema volcamientos o toppling. Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007).

2.7.5 Extensión lateral

Corresponden a extensiones casi horizontales de suelos cohesivos o una masa consistente de roca, como resultado de la deformación intensa de material subyacente más débil, como se aprecia en la Figura 2.14.

Este tipo de eventos se da en zonas de pendientes bajas a moderadas, donde la superficie de ruptura que se genera presenta poco cizalle.

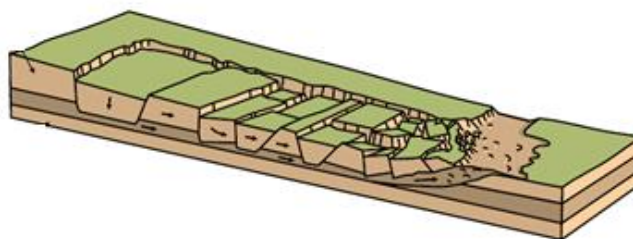


Figura 2.14: Esquema de extensión lateral, según Varnes (1978). Modificado de Movimientos en Masa en la Región Andina (SERNAGEOMIN, 2007).

La ocurrencia de estos tipos de remociones se puede dar de manera individual, como una combinación de más de un tipo, o puede ocurrir uno a consecuencia de otro, dando paso a un sexto tipo de remoción, la cual corresponde a un movimiento compuesto o complejo, donde se combina más de un tipo.

Para el caso de este estudio se considerarán flujos, deslizamientos y caídas. Esto basado en las observaciones realizadas en terreno y mediante fotointerpretación, donde solo estos tres tipos de remociones aparecen en la zona.

El tamaño y forma de estos procesos está determinado por diferentes variables conocidos como factores condicionantes.

2.7.6 Factores condicionantes

Los factores condicionantes corresponden a variables geológicas, geomorfológicas, entre otras, las cuales influyen y determinan condiciones de inestabilidad para el desarrollo de remociones en masa (Hauser, 1993). Dentro de estos factores se encuentran, geología y geotecnia, geomorfología, hidrología e hidrogeología, clima y vegetación y actividad antrópica.

Para el caso de este estudio no se analizará la actividad antrópica por tratarse de una zona remota, con poca presencia humana, por lo tanto, el impacto de este factor es despreciable por ahora.

Geomorfología

Dentro de los rasgos geomorfológicos más importantes o influyentes en el desarrollo de remociones en masa se encuentran la pendiente, dirección de pendientes, la altura de las laderas y su extensión. Estos factores inciden en la velocidad, energía y volumen de las potenciales remociones en masa.

Cambios en estas características pueden generar inestabilidad en las laderas, favoreciendo el desarrollo de remociones (Popescu, 2002).

Zonas con laderas abruptas, pendientes fuertes y de gran altura son uno de los rasgos geomorfológicos que dominan el desarrollo de caídas, flujos y deslizamientos, ya que mayores pendientes, tanto en laderas como en sectores con canales, aumentan la cantidad de material que se puede transportar, así como también su energía. Con respecto a las pendientes, aquellas zonas en las cabeceras de las hoyas hidrográficas que presenten pendientes mayores a 25°, corresponden a sectores favorables para el desarrollo de flujos (Hauser, 1993), sin embargo otros autores proponen que estos podrían generarse en zonas de menores pendientes, incluso menores a 15° (Sauret, 1987).

Por último cabe destacar el efecto de la dirección de pendiente, la cual determina la exposición al sol de las laderas, esto afecta la cantidad de vegetación presente, el grado de humedad del suelo y los procesos de meteorización.

Geología y geotecnia

Las características de los materiales presentes en la ladera como tipo, composición, humedad, permeabilidad, densidad, entre otros, son factores que podrían incidir en la inestabilidad de las laderas. El tipo de litología, las estructuras presentes, el grado de meteorización de las rocas y para suelos, su granulometría, son factores que pueden variar la resistencia del macizo, condicionando el comportamiento mecánico de estos materiales al ser movilizados (Sepúlveda y Lara, 2008).

Hidrología e hidrogeología

Este factor es importante debido a que determina la presencia de agua, tanto en suelos como en rocas. Dentro de las características que inciden se encuentran: la red de drenaje, la posición del nivel freático y cómo éste varía durante el año, los caudales presentes y el coeficiente de infiltración.

El agua modifica la estabilidad de las laderas, ya que actúa disminuyendo la resistencia general de la roca, aumentando la presión de poros, además se incrementan los esfuerzos de corte por el aumento de peso del terreno, y el agua puede llegar a saturar el suelo, pasando a tener un comportamiento fluido viscoso. Además de esto, actúa como un agente de transporte para el material (Sepúlveda y Lara, 2008).

Clima y vegetación

El clima está directamente ligado con los procesos de erosión y meteorización de las laderas, donde se debe considerar la radiación solar, el viento, precipitaciones y cambios de temperatura.

El viento y su dirección inciden en el ángulo en que las gotas de lluvia impactan la ladera y además en la desestabilización de las laderas, por movimientos y caídas de árboles (Selby, 1993).

La radiación solar afecta la humedad del suelo, la cual al ser mayor disminuye la resistencia y estabilidad de las laderas. Otro factor importante en el que incide la radiación es la presencia de vegetación.

En general la vegetación puede considerarse como un estabilizador, ya que, sus raíces permiten afirmar el suelo, disminuyen los procesos de erosión y absorben parte del agua disminuyendo saturación del suelo (Selby, 1993). Sin embargo, hay casos donde genera el efecto contrario. El efecto de la vegetación estará dado por la topografía y las condiciones climáticas (Prieto, 1985), ya que en zonas de mucho viento y fuertes pendientes, los árboles al caer remueven material del suelo.

2.7.7 Factores desencadenantes

Dentro de la zona de estudio los dos principales factores gatillantes o desencadenantes corresponden a las precipitaciones y a los sismos.

Precipitaciones

La duración, intensidad y lugar donde se presentan las precipitaciones hacen que actúen como un factor desencadenante (González *et al.* 2002). En la zona de estudio las precipitaciones alcanzan los 6.000 mm anuales, lo cual lo convierte en un factor de gran impacto en la ocurrencia de fenómenos de remociones en masa. Las precipitaciones condicionan la estabilidad del macizo, ya que al incorporar agua entre las fracturas y/o estructuras del suelo la resistencia de la roca se ve afectada, disminuyendo el

coeficiente de roce y además una gran cantidad de agua puede saturar el suelo, haciendo que pueda generarse una movilización del material saturado.

Precipitaciones de corta duración, pero intensas, favorecerían la ocurrencia de remociones superficiales, mientras que eventos de larga duración y poca intensidad, estarían relacionados con remociones en masa más profundas (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004).

Las precipitaciones intensas podrían generar escorrentías superficiales, lo que favorece los procesos de erosión aumentando la probabilidad de ocurrencia de una remoción en masa.

Sismicidad

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.

Las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos, al que está sometido la ladera, tanto normales como de corte, pudiendo producir su inestabilidad.

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.

Una forma de poder estudiar el comportamiento sísmico de una zona es mediante la ley Gutenberg-Richter.

2.7.7.1.1 Ley Gutenberg-Richter

La ley Gutenberg-Richter es un modelo que permite describir la actividad sísmica de una región relacionando la frecuencia y magnitud de los sismos ocurridos en una zona. Este modelo se puede expresar de la siguiente manera:

$$N=a-b*M \quad (\text{Richter, 1958}) \quad (1)$$

M corresponde a la magnitud, N a la recurrencia anual de sismos de magnitud igual o mayor a M y a y b son constantes representativas de las características sísmicas de cada región

La información que se presenta a continuación se extrae de Spiess (2016).

Los datos presentados se obtuvieron del catálogo completo del Centro Sismológico de Estados Unidos y corresponden al registro para la décima región (Tabla 2).

Tabla 2: Datos sismicidad X región.

Tipo	Cantidad de Registros	Magnitud			Profundidad		
		Mín.	Máx.	Desv.Estándar	Mín.	Máx.	Desv.Estándar
Registro Completo	142	2,9	7,2	0,74	0	165,4	28,44
Sismos Intraplaca e Interplaca	114	3	7,2	0,77	7,6	165,5	29,56

A partir de los datos presentados en la Figura 2.15, donde, debido a los pocos registros para sismos de baja magnitud se consideraron solo los sismos con magnitud mayor a 4 (en color naranja), se obtuvieron los resultados correspondientes a la ley Gutenberg-Richter para el registro completo presentados en la Tabla 3 y Tabla 4.

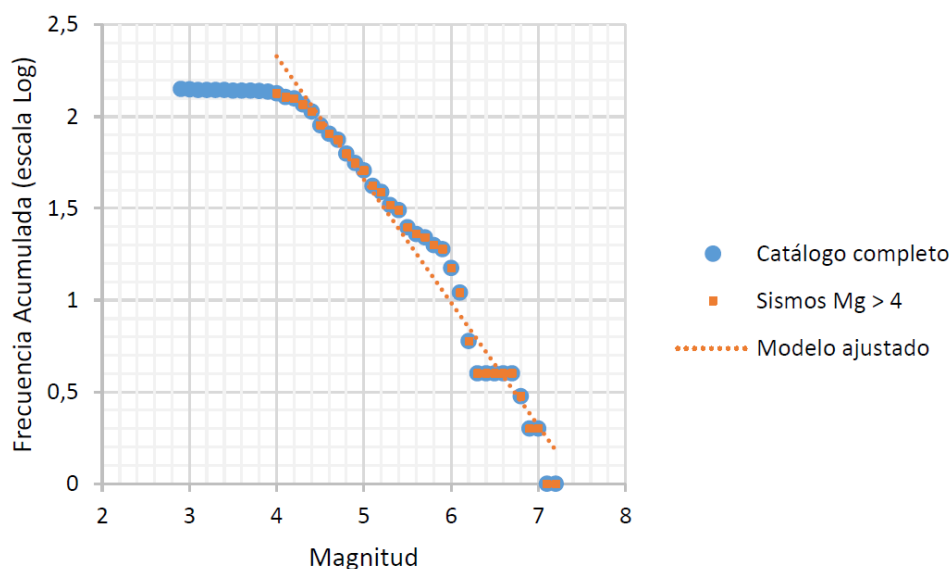


Figura 2.15: Ajuste de Ley Gutenberg-Richter para catálogo de sismos completo. Modificado de Spiess, 2016.

Tabla 3: Coeficientes para regresión Ley Gutenberg-Richter.

Coeficientes	Valor
a	5,012
b	-0,67

Tabla 4. Estadísticas para regresión.

Estadísticas de la regresión	
Coefficiente de correlación múltiple	0,9839
Coefficiente de determinación R ²	0,9681
R ² ajustado	0,9671
Error típico	0,1194

2.7.7.1.2 Sistemas Corticales

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.

Es relevante el estudio de este tipo de sismos por la importancia de este sistema y porque son sismos que generalmente se originan a poca profundidad, funcionando como desencadenante para las remociones en masa.

Este tipo de eventos corresponde al 14% del registro total y los coeficientes para la ley Gutenberg Richter se obtienen de la Figura 2.16, donde al igual que en el caso anterior, solo fueron considerados los sismos de magnitud mayor a 4, por la falta de registro para estos eventos de menor magnitud (Spiess, 2016).

Los resultados obtenidos para este tipo de sismos se adjuntan en la Tabla 5 y Tabla 6.

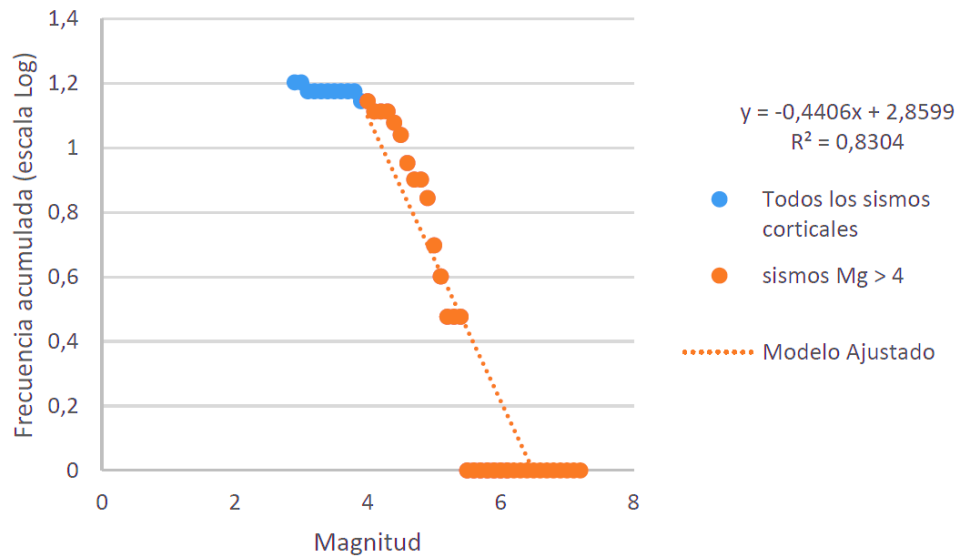


Figura 2.16: Ajuste de Ley Gutenberg-Richter para catálogo de sismos corticales. Modificado de Spiess, 2016.

Tabla 5: Coeficientes de regresión lineal para sismo corticales.

Coeficientes	Valor
a	2,86
b	-0,44

Tabla 6: Estadísticas para regresión lineal de sismos corticales.

Estadísticas de la regresión	
Coefficiente de correlación múltiple	0,9112
Coefficiente de determinación R^2	0,8303
R^2 ajustado	0,8248
Error típico	0,1956

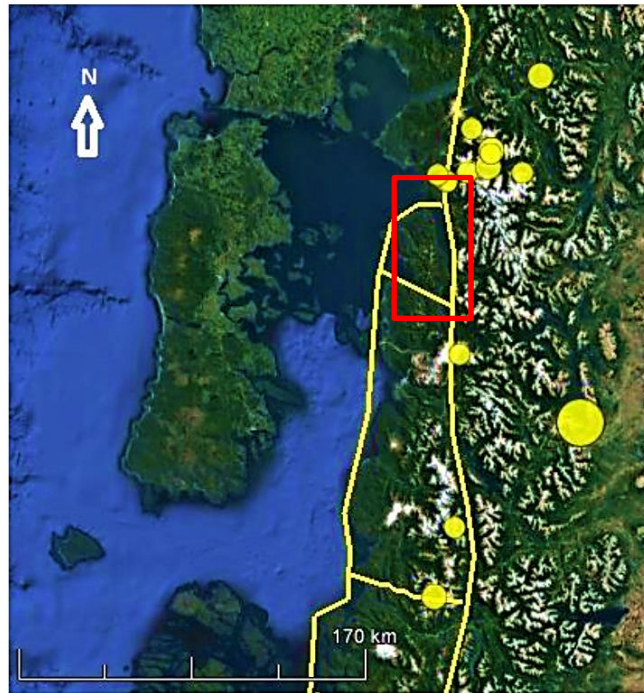


Figura 2.17: Localización sismos asociados a la falla Liquiñe-Ofqui (En amarillo). En un cuadro rojo se destaca la zona de estudio. Modificado de Spiess 2016.

3 METODOLOGÍA

3.1 Análisis de susceptibilidad

Para realizar un estudio de susceptibilidad que permita predecir con mayor o menor certeza zonas donde potencialmente puedan ocurrir eventos de remociones, se deben asumir principalmente cuatro premisas (Varnes y IAEG, 1984; Hutchinson, 1995):

- Las remociones en masa ocurren bajo las mismas condiciones geológicas, geomorfológicas, hidrológicas y climáticas que en el pasado (Soeters y van Westen, 1996).
- Las condiciones principales en las que ocurren este tipo de eventos son controladas por factores físicos identificables.
- El grado de susceptibilidad de remociones puede ser evaluado.
- Todo tipo de remociones pueden ser identificados y clasificados.

En el estudio de riesgos, la componente probabilística requiere entender y evaluar muchas incertidumbres, por otro lado existe un problema al determinar cuantitativamente la vulnerabilidad en las zonas en riesgo, a consecuencia de esto se opta por realizar estudios de susceptibilidad (Aleotti y Chowdhury, 1999).

Para el análisis de grandes áreas, los estudios debiesen basarse en el análisis e interpretación de la información disponible, mientras que para zonas de menor extensión, podrían incorporarse estudios geotécnicos de mayor detalle. La escala de trabajo influye en la elección de la metodología a utilizar. Aproximaciones estadísticas podrían no ser adecuadas para estudios de laderas individuales o zonas muy pequeñas, mientras que un estudio geotécnico basado en cálculos de factores de seguridad o probabilidad de falla, no serían apropiados para una escala regional (Aleotti y Chowdhury, 1999).

La primera etapa dentro de todas las metodologías es recopilar la información y datos de la zona de estudio, siendo ésta una parte muy importante de la metodología (Amanti et al. 1996; Carrara 1982; Cruden y Brown 1992; Chowdhury y Flentje 1998a; Wieczorek 1984), y una de las etapas que requieren más trabajo dependiendo del método seleccionado y la extensión del área de estudio.

Existen dos reglas fundamentales en la creación de la base de datos (Leroi 1996): En primer lugar los datos deben ser homogéneos, tienen que estar en la misma escala y sistema de referencia y por otra parte la información debe organizarse en capas temáticas, cada una de éstas con información homogénea.

Dentro de las diferentes metodologías para realizar un estudio de susceptibilidad existen dos categorías principales: Métodos Cualitativos y Métodos Cuantitativos, como se observa en la Figura 3.1.

3.1.1 Métodos cualitativos

Los métodos cualitativos o también conocidos como métodos de Evaluaciones de Expertos (Leroi, 1996), se caracterizan por estar basados en juicios realizados por personas que efectúan los estudios de susceptibilidad.

Los datos con los que se trabajan en general se obtienen de observaciones en terreno o interpretación de fotos aéreas. Éstos pueden dividirse además en dos grupos:

1. Análisis de geomorfología en terreno: método basado en observaciones de un experto (Figura 3.1).
2. Combinación de mapas índice con y sin pesos (Figura 3.1): donde se eligen una serie de factores que afectan la estabilidad de la ladera y se le asignan pesos por un experto.

3.1.2 Métodos cuantitativos

Este tipo de metodología se caracteriza por usar algún método físico-matemático para la asignación de valores de susceptibilidad. Dentro de estos se encuentran tres tipos principales:

1. Análisis estadísticos (Figura 3.1): donde se compara la distribución espacial de las remociones en masa con parámetros considerados o factores condicionantes para la inestabilidad de las laderas.
2. Análisis determinísticos (Figura 3.1): como estudios de ingeniería geotécnica donde las propiedades físicas de las laderas son cuantificadas y aplicando modelos matemáticos específicos se obtiene un factor de seguridad.
3. Análisis de redes neuronales.

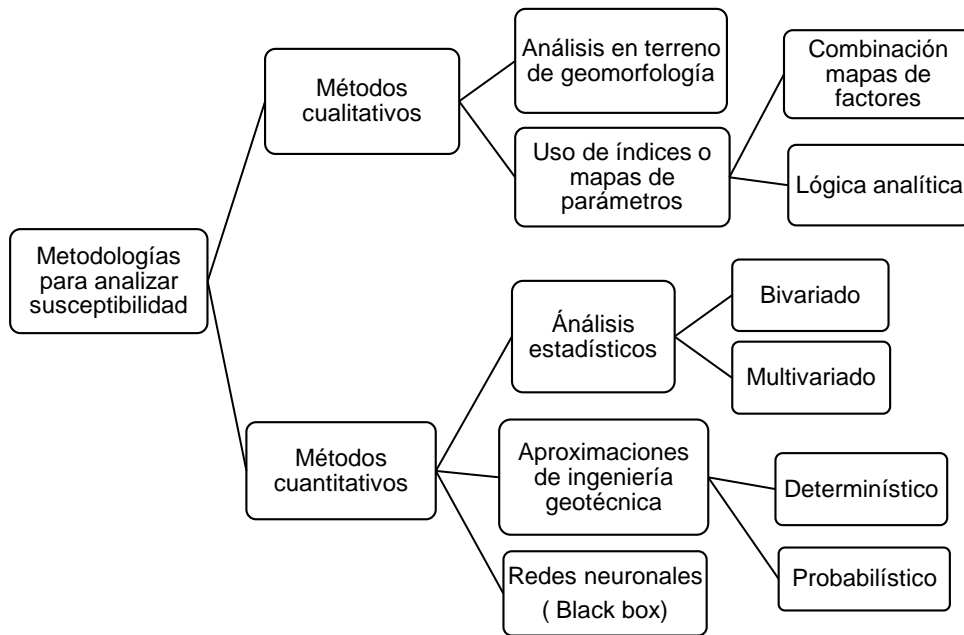


Figura 3.1: Clasificación de métodos para análisis de susceptibilidad. Adaptado de Aleotti y Chowdhury, 1999.

Este trabajo está enfocado en el uso de un método estadístico, por lo que se ahondará más en este tipo de análisis.

Dentro de los métodos estadísticos existen dos tipos, análisis bivariado y multivariado.

Método Bivariado

En este caso, cada mapa factor es combinado con el mapa de distribución de las remociones, asignando pesos por la densidad de remociones encontrada para cada clase. Para la asignación de pesos se han utilizado diferentes métodos donde destacan: análisis de susceptibilidad de remociones (Brabb 1984; van Westen 1992, 1993), método del valor de la información (Kobashi and Suzuki 1988; Yin y Yan 1988) y el modelo del Peso de la evidencia (Spiegelhalter 1986; Bonham-Carter 1996).

Método Multivariado

Este fue implementado para el estudio de susceptibilidad por primera vez por Neuland (1976) y Carrara et al. (1978), siendo en Carrara (1983) donde se utilizó de forma detallada este método.

El análisis multivariado utiliza más de tres variables a la vez y permite realizar una regresión multivariable entre una variable independiente y varias dependientes, que podrían afectar la probabilidad de alguna situación a estudiar, en este caso susceptibilidad de remociones. Ambos métodos funcionan bien para una escala de trabajo media (1:25.000).

Para este estudio se utilizará un método estadístico bivariado. A continuación se explicará en detalle el análisis realizado.

La metodología de trabajo se divide en cuatro etapas principales:

1. Estudios preliminares
2. Terreno
3. Mapeo
4. Análisis Bivariado

3.2 Estudios preliminares y trabajo en terreno

Como primera fase de este estudio se realiza un trabajo principalmente de gabinete, donde se recopila información y antecedentes bibliográficos de la zona. Esta etapa busca contextualizar la investigación, permitiendo definir el área de estudio, metodologías de terreno y puntos de interés para su posterior análisis.

En el desarrollo de esta etapa se obtiene información sobre la geología del lugar, rasgos geomorfológicos principales, condiciones climáticas, y observaciones generales de las remociones en masa existentes, para determinar zonas relevantes e importantes para su estudio y análisis.

En esta etapa se busca obtener la mayor cantidad de información, la cual será completada con las fases de terreno.

El trabajo de terreno, en este caso, duró dos semanas y permitió observar en mayor detalle las condiciones del sector estudiado.

El objetivo del terreno es poder observar con mayor precisión las condiciones geológicas y geomorfológicas de la zona, determinar las remociones en masa existentes, y clasificarlas en los tipos mencionados en el capítulo 2.7 (Antecedentes-subcapítulo: Remociones en Masa).

Como parte de esta etapa se definieron también los factores considerados para el análisis posterior. Estos factores se seleccionaron basándose en bibliografía y trabajos similares, y asimismo considerando las características de la zona de estudio.

Los factores seleccionados son:

Pendiente: La pendiente en un punto del terreno se define como el ángulo existente entre el vector normal a la superficie en ese punto y la vertical. Entre mayor sea este cambio, las laderas serán más abruptas. Esta variable indica además la inclinación y declive del terreno.

Existe una relación entre la pendiente y la generación de remociones. Mientras el ángulo de la pendiente se incrementa, también lo hace la tensión del suelo o el material no consolidado. A escala regional controla la continuidad hidráulica y es considerado por algunos autores (Guzzetti et al.1999, Lee and Min, 2001, Dai and Lee, 2002 y

Ohlmacher and Davis, 2003) como el factor más importante en un estudio de susceptibilidad basado en sistemas SIG.

Orientación de laderas: Corresponde a la variable que identifica la dirección de la pendiente, es decir, indica el ángulo existente entre el vector en dirección Norte y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie, en un punto. Esta variable se mide en sentido de las agujas del reloj en grados de 0° (norte) a 360° (nuevamente norte). La orientación de las laderas se relaciona con la influencia que pueden tener: la meteorización y la erosión costera, en la distribución de remociones en masa, en las zonas cercanas al mar, además de la exposición al sol.

Altura: Este factor entrega las alturas de la zona, comparando con el nivel del mar. La altitud es útil para clasificar el relieve local y localizar puntos de alturas máximas y mínimas dentro de los terrenos. Esta variable no contribuye directamente a la ocurrencia de remociones en masa, sin embargo, en relación con otros parámetros como erosión, procesos de meteorización y precipitaciones, la altitud contribuye a la manifestación de estos procesos y además influye en todo el sistema (Ercanoglu et al., 2004; Rozos et al., 2011).

Curvatura: Corresponde a la tasa de cambio de la pendiente, en el caso de la curvatura en perfil, es paralela a la pendiente e indica la dirección de la pendiente máxima y en la curvatura de plano, corresponde a la variación en plano y es perpendicular a la dirección de la pendiente máxima. La curvatura tiene especial interés, ya que influye en procesos como la escorrentía superficial, canalización de aludes, erosión y flujos en general (Felicísimo, 1994).

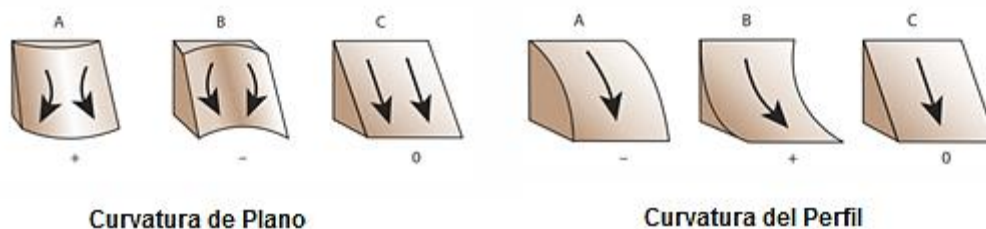


Figura 3.2: Esquema de tipos de curvatura, tanto de plano como del perfil.

Distancias: La distancia a diferentes variables se calcula a través de Buffers. Para este caso se calcula para dos factores: ríos-corrientes y fallas y/o lineamientos. La distancia se calcula en un radio de x metros para cada clase.

Los ríos o corrientes pueden afectar negativamente la estabilidad de los materiales, erosionando las partes bajas de las laderas o saturando las zonas inferiores, aumentando así el nivel de agua. En general, se observa que la frecuencia de deslizamientos disminuye, a medida que aumenta la distancia a los ríos (Dai y Lee, 2002, Youssef, 2015, Dragičević et al., 2015).

Densidad red de drenaje: Corresponde a la longitud de los caudales (m) por área de la unidad hidrográfica (km²). Este factor está relacionado con la permeabilidad del suelo, capacidad de infiltración y cobertura vegetal. Entrega información sobre el potencial erosivo intrínseco de un territorio.

Geología: Este factor representa las diferentes litologías que se encuentran en la zona de estudio. La litología se relaciona indirectamente con las propiedades físicas de las rocas y su resistencia, las que determinan su comportamiento tens-deformacional y, por lo tanto, su estabilidad (Moreiras, 2009).

La fuente de información de cada factor se detalla en el anexo A.

3.3 Mapeo de remociones

En este caso el mapeo fue realizado mediante los datos obtenidos tanto del trabajo en terreno, como por medio de fotointerpretación posterior.

A partir de esta información se generó una capa de polígonos, en ArcGIS 10.3, con los datos de las remociones observadas, delimitando su área. Para este estudio se tratarán a todas las remociones en masa uniformemente, obteniendo así un índice de susceptibilidad general.

3.4 Método Bivariado

En este estudio se utilizará el método del “Peso de la evidencia”, el cual fue utilizado por primera vez en medicina (Spiegelhater y Kill-Jones, 1984) y en geología (Bonham-Carter, 1994) utilizando la forma log-lineal del modelo de probabilidad Bayesiana, para estimar la importancia relativa de evidencia mediante estadística.

Este método relaciona mapas con diferentes factores relevantes en la generación de remociones en masa con la densidad de remociones existentes en la zona.

El Peso de la Evidencia fue originalmente desarrollado para la evaluación de potencial mineral, siendo utilizado en varios países (Bonham-Carter et al. 1988, 1989; Agterberg et al. 1993; Bonham-Carter 1994), sin embargo ha tenido otras aplicaciones además de la minería como por ejemplo el trabajo desarrollado por Daneshfar y Benn (2002) donde se estudia la asociación espacial entre fallas y sismicidad.

Con respecto a la susceptibilidad de remociones en masa, el uso de esta metodología fue más tardío, siendo empleada por varios autores (Lee et al. 2002; van Westen et al. 2003, Lee y Choi 2004, Lee 2004, Lee y Talib 2005, Lee y Sambath 2006), debido a su baja complejidad y al avance en el uso de sistemas SIG, lo cual facilita la implementación de este modelo.

Esta metodología fue seleccionada por permitir un estudio cuantitativo (Soeters y van Westen, 1996) y objetivo, mediante técnicas estadísticas, a diferencia de los métodos cualitativos, donde la asignación de pesos para cada variable es subjetiva, limitando la aplicación de estos métodos (Aleotti y Chowdhury, 1999).

Este modelo está basado en el cálculo de pesos positivos (W^+) y negativos (W^-), para cada factor condicionante, basado en la presencia o ausencia de remociones en el área y su densidad (Dahal et al., 2008).

Para realizar estos cálculos en primer lugar es necesario tener un inventario de las remociones en masa existentes en la zona, lo que ya se mencionó.

Con el inventario listo se definieron los factores que condicionan la inestabilidad de las laderas, generando mapas temáticos de cada uno.

Para esta etapa los mapas se obtuvieron de un modelo de elevación digital de celdas de 30m x 30m a partir de una imagen satelital ASTER. Con este MED y utilizando ArcGIS 10.3, se generaron los mapas de pendiente, orientación de laderas o dirección de pendiente, curvatura y red de drenaje. Del mapa geológico 1:1.000.000 y 1.500.000 del SERNAGEOMIN 2003 se generó una capa con la información geológica de la zona, litologías y estructuras. Además se foto-interpretaron una serie de lineamientos.

Con los factores determinados, se debió reclasificar cada mapa-factor en categorías relevantes para este estudio (Figura 3.3). La reclasificación de los datos se realizó observando la distribución de los datos y estos fueron divididos en un número de clases que pudiesen representar las variaciones de los factores en el área de estudio.

Con los factores y clases definidos, se generaron una serie de mapas para cada clase de cada factor.

La metodología del peso de la evidencia está basada en el cálculo de densidades mediante el conteo de píxeles, por lo que todas las capas de información deben estar en raster.

Luego a esto se determinó en primer lugar la cantidad de píxeles presentes en cada clase-factor y luego se realizó una intersección entre los mapas clase-factor (Figura 3.3) y el inventario de remociones, obteniéndose así la cantidad de píxeles con remociones en masa presentes en cada clase-factor. Los procedimientos para el cálculo se adjuntan en el anexo D.

Con estos datos se calculó el peso de cada clase-factor de la siguiente manera:

$$W^+ = \ln \frac{P\{B|S\}}{P\{B|\bar{S}\}} \quad (2)$$

$$W^- = \ln \frac{P\{\bar{B}|S\}}{P\{\bar{B}|\bar{S}\}} \quad (3)$$

Donde:

P: representa la probabilidad y ln, logaritmo natural.

B: representa la presencia del factor condicionante para potenciales remociones.

\bar{B} : representa la ausencia del factor condicionante para potenciales remociones.

S: representa la presencia de remociones.

\bar{S} : representa la ausencia de remociones.

El peso positivo W^+ indica que la variable está presente donde se encuentran remociones en masa, y su magnitud representa la correlación positiva entre la presencia del factor y las remociones. Si este valor es positivo significa que: su presencia es favorable para la ocurrencia de remociones y si es negativo indica que su ausencia contribuye a la generación de remociones (van Westen, 2002).

Por otro lado el peso negativo W^- es utilizado para evaluar la importancia de la ausencia del factor en la ocurrencia de remociones, cuando este valor es positivo: la ausencia es favorable para la ocurrencia de remociones, mientras que si es negativo su ausencia contribuye a la ausencia de remociones en masa, mostrando el nivel de correlación negativa (Dahal et al., 2008).

Para cuantificar la correlación entre la ocurrencia de remociones en masa y un mapa-clase (Armaş, 2012), se calcula el factor de contraste C_w (Bonham-Carter, 1994), definido de la siguiente manera:

$$C_w = W^+ - W^- \quad (4)$$

Si la diferencia de pesos es positiva: el factor es favorable para la generación de remociones, por el contrario, si es negativo: la asociación entre el patrón de remociones en masa con el de la clase correspondiente es negativa.

Si el factor de contraste es 0 indica que la sobre-posición entre las remociones y la clase estudiada puede ser atribuida al azar.

Obtenido el valor de contraste para cada clase-factor, los pesos son asignados a cada pixel, según su clase.

La descripción más detallada del método se puede encontrar en varios trabajos como Bonham-Carter et al. (1988); van Westen (2000); Lee et al. (2002); Dahal et al. (2008); Regmi et al.(2010).

Finalmente para obtener el mapa de susceptibilidad se suman todas las capas, es decir, para cada factor se deben sumar los pesos de cada una de sus clases, de manera que se adicionan todos los valores de contraste pixel a pixel, obteniendo el valor final de susceptibilidad.

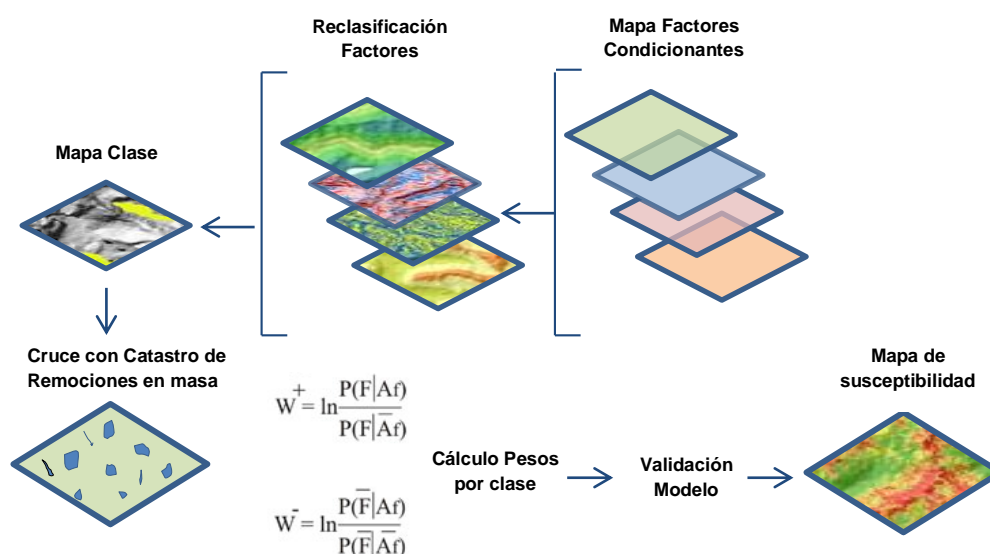


Figura 3.3: Resumen metodología Peso de la evidencia.

3.5 Validación y clasificación mapa susceptibilidad

Un punto crítico en el desarrollo de modelos predictivos es la validación de los resultados, para así obtener interpretaciones significativas (Pourghasemi et al., 2013c).

Para este estudio se utiliza el método del índice de éxito para comprobar qué tan bien se ejecuta el modelo.

Esta metodología busca determinar qué tan bien el modelo y los factores condicionantes predicen las remociones utilizadas (Chung y Fabbri 1999).

Gran porcentaje de las remociones en masa debiesen coincidir con zonas de susceptibilidad media a alta.

Este método de frecuencias acumuladas compara los valores de susceptibilidad con la cantidad de remociones o evidencia presentes en ciertos rangos de peso. Para esto se reclasifican los pesos (valores de susceptibilidad) obtenidos en 10 clases, según los quiebres naturales observados en el histograma.

Luego se ordenan de mayor a menor y se superponen con el mapa de remociones, cruzando cada clase del mapa reclasificado de susceptibilidad con el catastro de remociones en masa. Con esto se busca comparar la cantidad de remociones o porcentaje de remociones en masa presente en los diferentes rangos de susceptibilidad.

Con este método se genera un gráfico, donde los valores acumulados de evidencia van en el eje Y, mientras que los valores acumulados de susceptibilidad van en el eje X de mayores a menores.

La forma de la curva también es un buen indicador para comprobar la calidad del modelo. Entre más área exista bajo la curva indicará una mayor predicción de los datos.

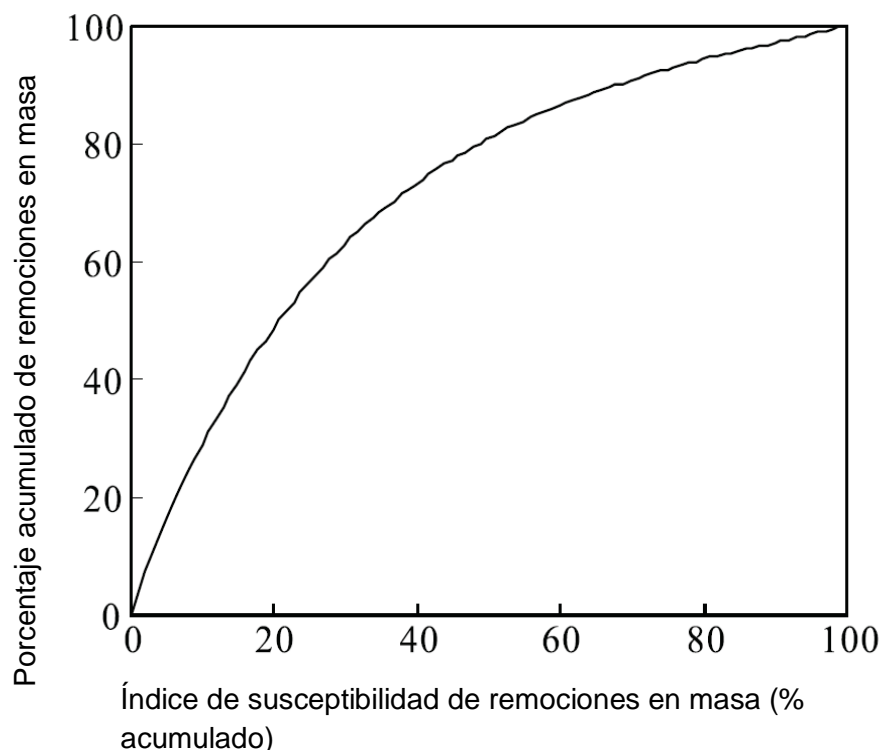


Figura 3.4: Ejemplo de gráfico de tasa o índice de éxito. Modificado de Xu et al, 2011.

4 RESULTADOS

4.1 Remociones en masa de la zona de estudio

En este sub-capítulo se presentan los resultados obtenidos del mapeo en terreno y fotointerpretación de los diferentes procesos de remociones en masa. Los resultados se presentan en la Figura 4.11.

La zona de estudio presenta una gran cantidad de remociones en masa, las que se distribuyen a lo largo de todo el fiordo. Dentro de las remociones en masa de las costas del fiordo Comau se encuentran: flujos de detritos, caídas de rocas, deslizamientos de roca, de suelo y suelo-roca. Además existe una serie de remociones que no se lograron identificar, siendo categorizadas como indiferenciadas.

Se encontraron en total alrededor de 600 puntos con procesos de remociones en masa.

Las remociones más grandes se concentran en la ladera este, lo que coincide con las zonas de mayor altura y pendiente. Cabe mencionar el deslizamiento de roca ocurrido durante el año 1957 en la zona central de la ladera este, del cual es posible encontrar bloques rodados en las partes cercanas al río Huinay (Figura 4.1).

Además se observa que la zona donde afloran rocas jurásicas presenta una mayor concentración de procesos de remoción en masa.

Los deslizamientos de suelo y suelo-roca, se concentran en zonas de litologías menos competentes, como los depósitos de la unidad Q3i, correspondiente principalmente a material volcánico y suelos de este tipo.

Los flujos de detritos se encuentran principalmente en quebradas o en zonas donde se acumula material no consolidado, capaz de ser transportado.

Del catastro de remociones en masa, Figura 4.11, se observa que gran parte de las remociones tienen su zona de generación en las partes altas de las laderas, en quebradas, o en zonas más bajas, donde la ladera es abrupta.



Figura 4.1: Bloques de remoción ocurrida en 1957 en ladera este, sector de Huinay.

4.1.1 Flujos de detritos

Los flujos de detritos se encuentran presentes a lo largo de toda la zona de estudio, abarcando un área total de 6,22 km², sin embargo, hay ciertas zonas donde se concentra un mayor número. En la parte central de la península Huequi, al sureste del volcán Huequi, es posible encontrar en torno a 20 flujos de detritos, muy continuos espacialmente (Figura 4.2). Todos nacen de las cabeceras y varían en sus dimensiones.

Los flujos se presentan en su mayoría canalizado (Figura 4.2), en zonas donde las partes más altas presentan mayor erosión o fracturamiento. Los flujos reciben aporte de material tanto desde la parte superior como aportes laterales.



Figura 4.2. Depósito correspondiente a un flujo de detritos canalizado zona central península Huequi.

4.1.2 Deslizamientos de suelo

Los deslizamientos de suelo se concentran en la parte centro sur, como se observa en la Figura 4.11.

En la ladera oeste es posible encontrar varios deslizamientos asociados a suelos de tipo volcánico. Este tipo de remociones abarcan un área total de 4,9 km².

Existen algunos deslizamientos de suelo menores que no fueron mapeados por problemas de escala, como el observado en la Figura 4.4. En este caso se tiene un deslizamiento de suelo al interior de una zona con alta densidad de vegetación, en las cercanías al río Lloncochaigua.



Figura 4.3: Deslizamientos de suelo en ladera oeste cerca al volcán Huequi.



Figura 4.4: Deslizamiento de suelo menor en las cercanías del río Lloncochaigua.

4.1.3 Deslizamientos suelo-roca

Este tipo de remoción es la segunda con mayor área, con 8,55 km². Se caracteriza por deslizar una masa compuesta por suelo y eventualmente parte de la roca más superficial meteorizada, dejando expuesta la superficie de falla en roca.

Los deslizamientos suelo-roca se presentan a lo largo de la zona de estudio (Figura 4.5 y Figura 4.6) y junto a los deslizamientos de roca son el tipo de remociones de mayor área individualmente.



Figura 4.5: Deslizamiento de suelo-roca ladera este.



Figura 4.6: Deslizamientos de suelo-roca en la Península Huequi. Se distinguen por ausencia de vegetación en la foto.

4.1.4 Caídas de rocas

Las caídas de rocas se concentran en zonas de altas pendientes y con poco desarrollo de suelo. Se encuentran principalmente en partes altas donde la roca está expuesta y además en laderas abruptas cercanas a la costa (Figura 4.7). Existen zonas de roca más fracturada donde hay un mayor desarrollo de caída de rocas.

El tamaño de los bloques varía de pequeños fragmentos a grandes bloques de más de 1 metro.

Las zonas que concentran la mayor cantidad de caídas de rocas corresponden a la ladera este entre el río Huinay y el Vodudahue y la parte norte de la ladera oeste del fiordo (Figura 4.7).

Este tipo de remoción abarca un área de 4,4 km².

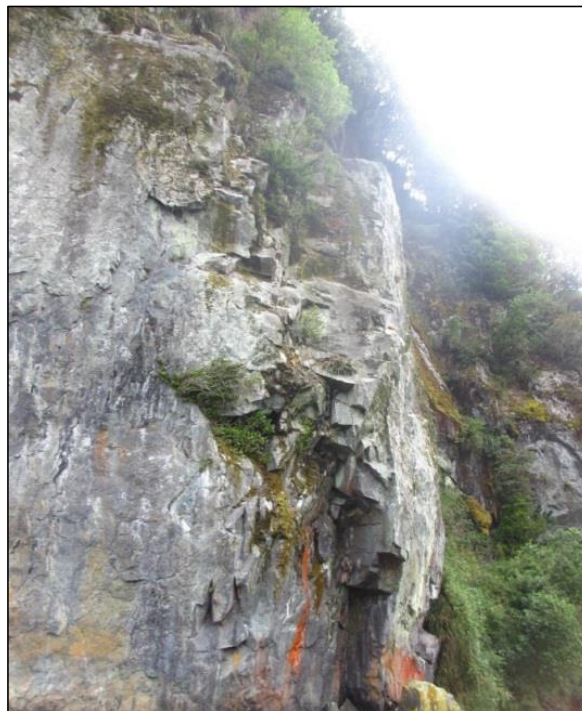


Figura 4.7: Caída de rocas en borde costero del fiordo Comau.

4.1.5 Deslizamientos de roca

Este tipo de remoción en masa es la menos abundante dentro de la zona de estudio, sin embargo, es la que abarca una mayor área total con 10,4 km². En general este tipo de remociones es de mayor tamaño y abarca una mayor área y volumen de material.

Los deslizamientos de roca más importantes se presentan en la ladera este, donde afloran rocas jurásicas.

Esta zona se caracteriza por concentrar gran parte de las remociones más complejas y de mayor tamaño, además de ser la zona con las alturas y pendientes más altas.

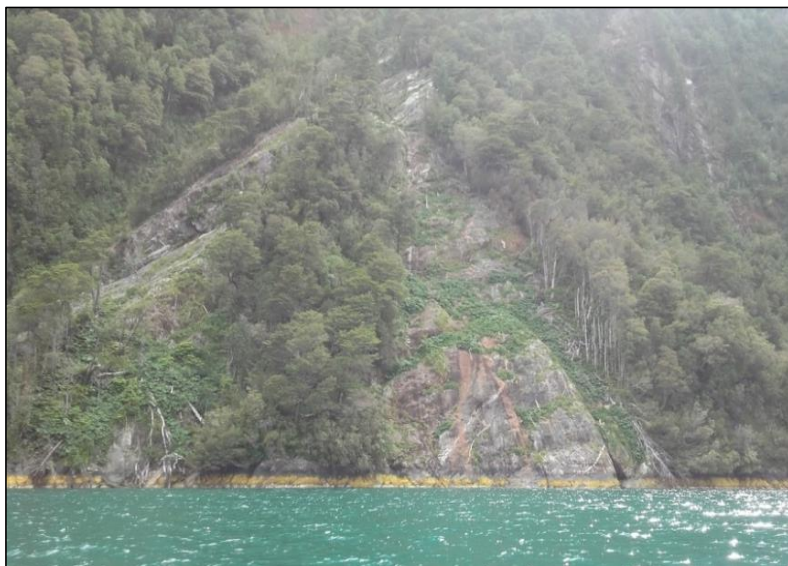


Figura 4.8: Deslizamiento de roca en borde costero.

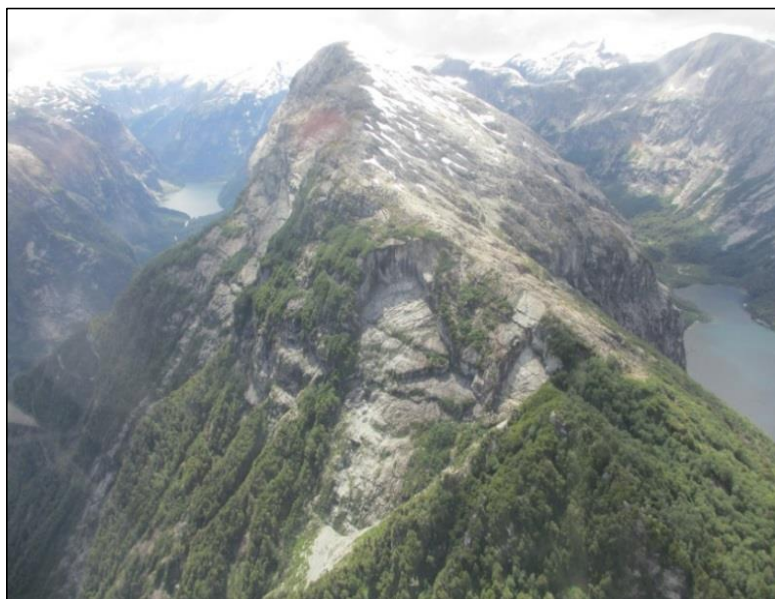


Figura 4.9: Deslizamiento de roca en zona alta.

4.1.6 Remociones Subactuales

La vegetación de la zona se presenta en general uniforme, sin embargo, en algunos sectores se observa un cambio en ésta, dado principalmente por un cambio de coloración atribuido a la presencia de helechos (Figura 4.10).

Si se observa con detención, es posible notar que las zonas donde aparece esta especie, presentan morfologías posiblemente asociables a remociones en masa de a lo menos 10 años de antigüedad, donde el suelo y la vegetación anterior fueron arrasados por el material de la remoción. Este tipo de morfologías se observan en gran parte del área de estudio, sobre todo en laderas de alta pendiente cercanas a la costa.

Este tipo de remociones fueron clasificadas como indiferenciadas, ya que por su naturaleza y tamaño no fue posible diferenciarlas por completo durante el mapeo.

Algunas de estas remociones fueron reconocidas mediante el análisis de fotografías y las observaciones en terreno, pero la escala de mapeo y la calidad de las imágenes satelitales hizo imposible poder marcar todas estas remociones en masa. Algunas de éstas se presentan en el catastro en la categoría remociones en masa indiferenciadas (Figura 4.11).

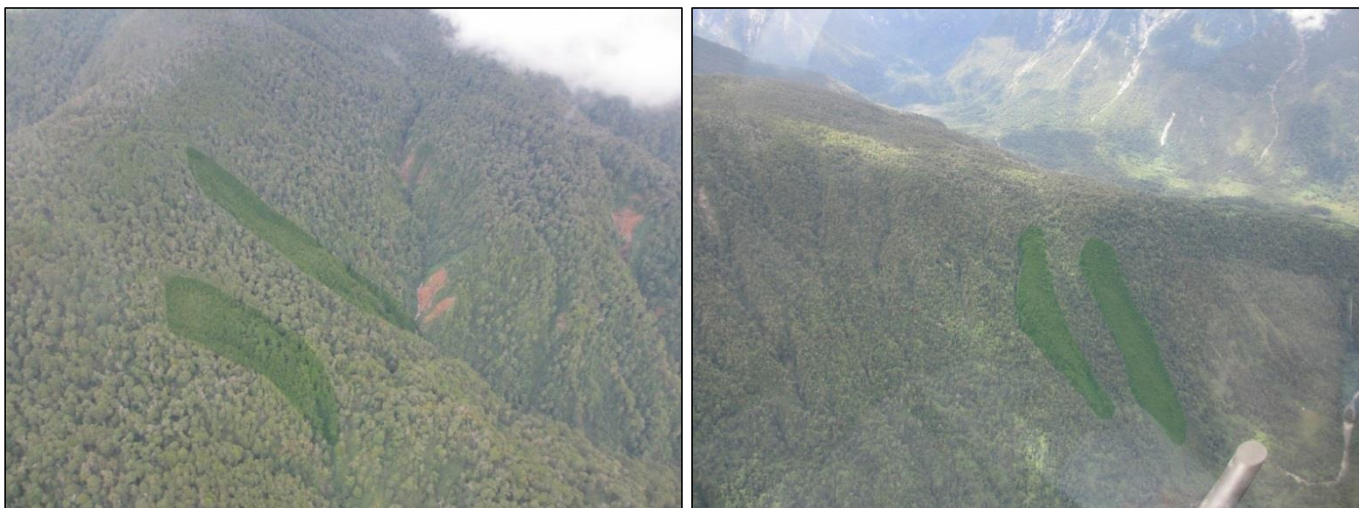


Figura 4.10: Remociones subactuales. En verde se destacan remociones subactuales cubiertas por vegetación.

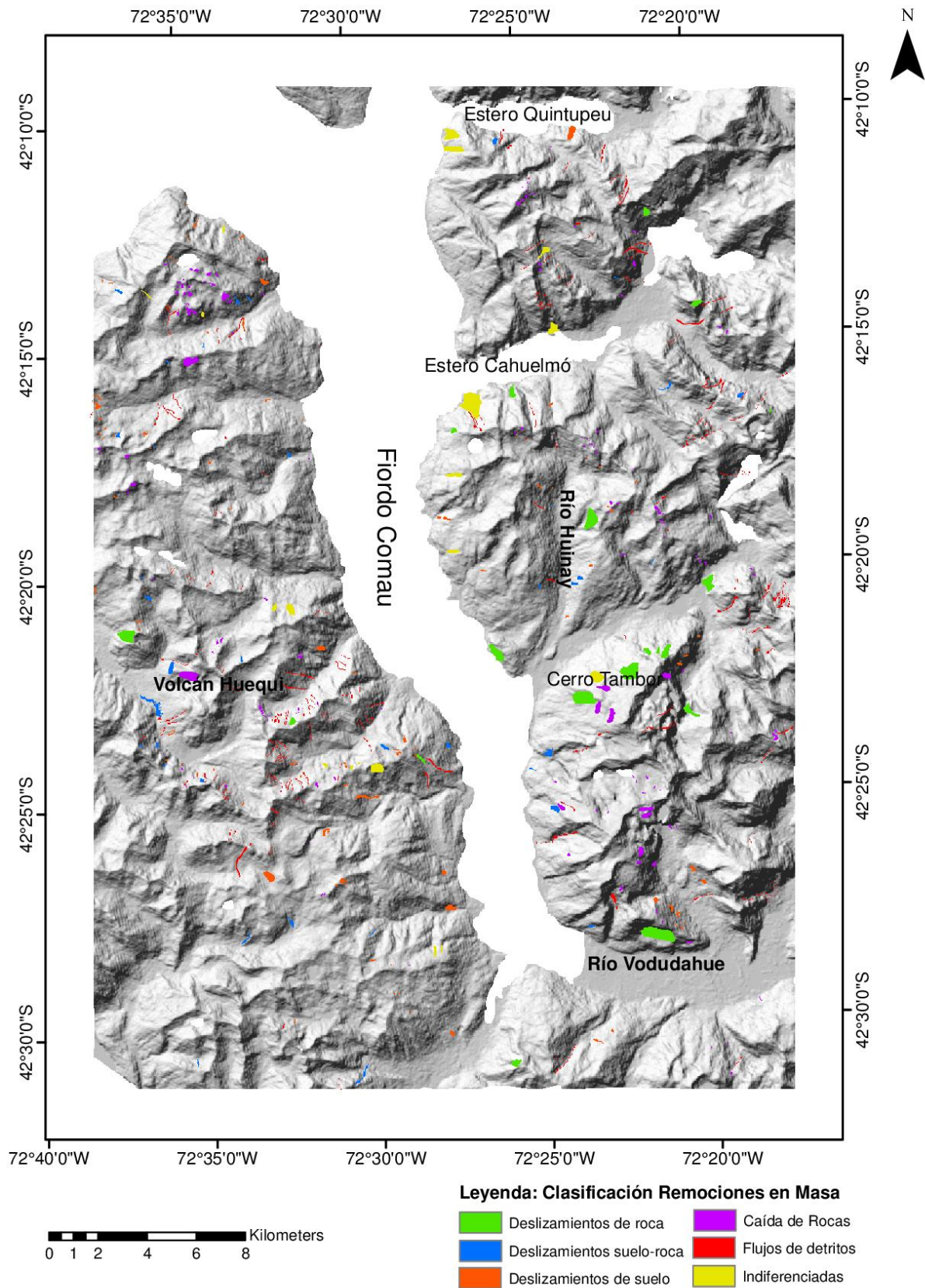


Figura 4.11: Catastro de remociones en masa de la zona de estudio.

4.2 Resultados Análisis de Susceptibilidad

En este capítulo se presentan los factores elegidos y su reclasificación; los pesos obtenidos para cada clase; y finalmente el índice de éxito y mapa de susceptibilidad de la zona.

4.2.1 Mapas de factores

Desde la Tabla 7 hasta la Tabla 16, se adjuntan los datos de la reclasificación de los factores condicionantes.

Se presenta además una tabla con el porcentaje de área ocupada por cada clase y el porcentaje de remociones presentes por clase según cada factor. Adicionalmente se adjunta una figura con la distribución espacial de las clases, para cada factor.

Los datos de cada clase-factor en mayor detalle se adjuntan en el anexo B.

Factor Distancia a Fallas

Este factor muestra la distancia tanto a fallas como a lineamientos foto-interpretados. El factor distancia a fallas fue dividido en 8 clases como se aprecia en la

Figura 4.12, en distancias entre los 100 metros y 7.500 metros desde las fallas o lineamientos.

La ladera este es la que concentra las fallas de mayor longitud, mientras que en la ladera oeste se concentran una serie de lineamientos y fallas de menor extensión.

Observando la Tabla 7, la clase 3.000 metros es la que abarca la mayor área dentro de la zona y además presenta el mayor porcentaje de remociones en masa.

La distribución del área en este parámetro no sigue un patrón, mientras que para el caso de las remociones en masa, se observa en general, una tendencia al aumento de evidencia hasta la clase 3.000, llegando al máximo con 34%, y las dos últimas clases, de mayor distancia, presentan un muy bajo porcentaje de la evidencia de la zona de estudio.

Tabla 7: Resultado de reclasificación del factor Distancia a fallas, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Distancia a fallas (m)	0-100	100	6,26	7,09
	100-250	250	9,45	11,18
	250-500	500	15,14	17,13
	500-750	750	13,35	15,45
	750-1000	1.000	11,24	12,20
	1.000-3.000	3.000	36,07	33,99
	3.000-5.000	5.000	6,90	2,82
	5.000-7.5000	7.500	1,59	0,12

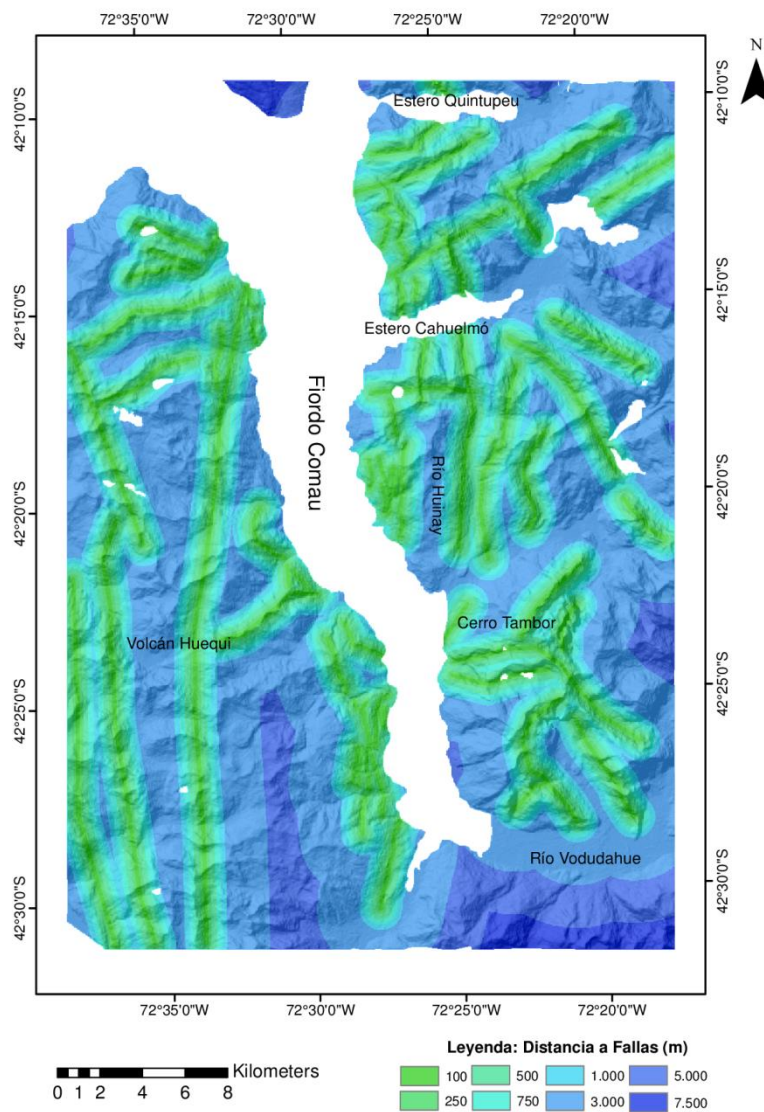


Figura 4.12: Resultados reclasificación del factor Distancia a Fallas.

Factor Densidad de Fallas

Observando la Figura 4.13, se muestra que las zonas de alta densidad de fallas son sectores específicos dentro del área de estudio, se destacan dos zonas principalmente: en la ladera oeste en la parte sur, y en la ladera este en la zona centro-norte. Ambas zonas están cercanas a la costa.

La ladera este se caracteriza por presentar fallas de menor longitud, pero mayor en número, mientras que la zona oeste presenta un menor número de estructuras, las cuales se extienden a lo largo de toda esta zona. Existen zonas de muy baja densidad de fallas, como la parte sur de la zona de estudio. La clase densidad de fallas baja, es la que abarca una mayor área con un 68,12% como se presenta en la Tabla 8.

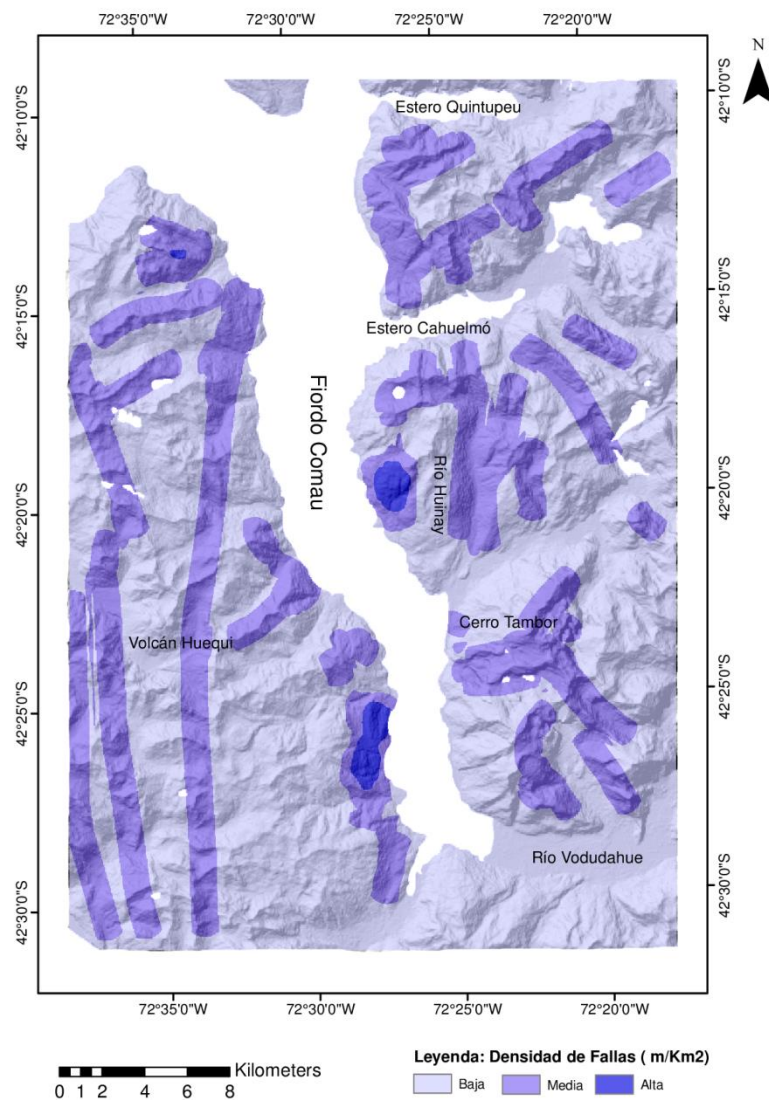


Figura 4.13: Resultado reclasificación del factor Densidad de Fallas.

Tabla 8: Resultado de la reclasificación del factor Densidad de Fallas, se indica también el porcentaje de pixeles para cada clase, según área y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Densidad de fallas (m/km²)	0-0.5	Baja	68,12	64,99
	0.5-1.5	Media	31,02	34,26
	1.5-3	Alta	0,87	0,75

Factor Distancia a Drenaje

Este factor fue dividido en 6 clases, desde los 100 metros hasta los 3.000 metros, como se observa en la Figura 4.14.

Además se puede notar que las distancias al drenaje se distribuyen uniformemente en el área, sin dominio de clases específicas en alguna de las laderas.

Como se aprecia en la Tabla 9, la clase que abarca una mayor área corresponde a la clase 300, mientras que las de menor área son las clases de 1.000 m y la de 3.000 m.

Con respecto a la distribución de las remociones, de la Tabla 9 se tiene que la clase con el mayor porcentaje de la evidencia, para este factor, corresponde a la clase 300, la cual incluye zonas ubicadas entre 100 y 300 metros desde la red de drenaje. Y por el contrario, la clase que presenta el menor porcentaje de remociones en masa en este caso, es la clase 3.000, lo que coincide con la clase de menor área también.

Se observa que a medida que a mayor distancia menor área por clase y porcentaje de remociones, la zona presenta una densa red de drenaje, ya que, las clases de menor distancia (0-500 m) abarcan el 92% del área

Tabla 9: Resultado de reclasificación del factor distancia a ríos con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Distancia a Drenaje (m)	0-100	100	26,95	29,25
	100-300	300	40,01	39,54
	300-500	500	24,55	25,03
	500-700	700	7,71	5,48
	700-1.000	1.000	0,74	0,68
	1.000-3.000	3.000	0,03	0,02

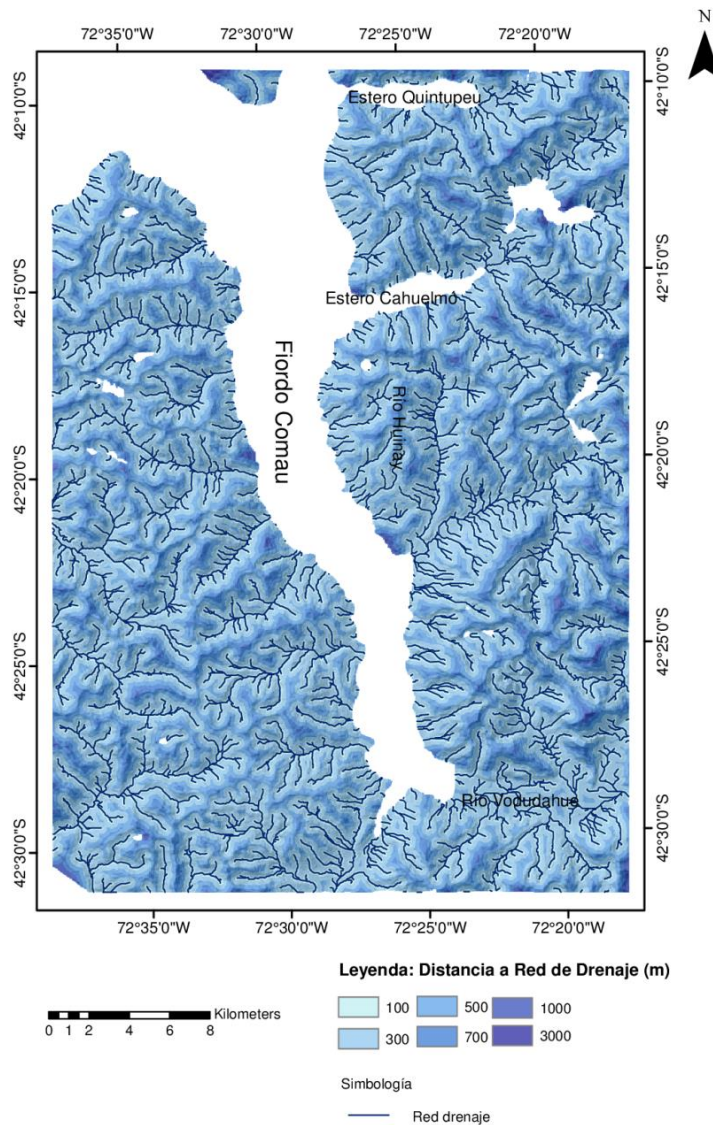


Figura 4.14: Resultado reclasificación del factor Distancia a Drenaje.

Factor Densidad de Drenaje

La densidad de drenaje fue dividida en 4 categorías, basadas en la cantidad de metros de líneas de drenaje por km². En la Tabla 10 se adjuntan los datos de esta subdivisión.

En la Figura 4.15, se muestran los resultados de la reclasificación de este factor, destacando en colores claros las zonas de menor densidad y en azules más oscuros las de mayor densidad de drenaje.

De la Figura 4.15 se observa que las zonas altas, presentan una menor densidad de drenaje, mientras que las zonas bajas, valles y quebradas presentan valores correspondientes a las clases media y alta.

Tabla 10: Resultado de reclasificación del factor Densidad de drenaje, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Densidad red drenaje (m/km2)	0-1	Muy baja	34,46	38,40
	1-2	Baja	46,00	50,46
	2-3	Media	17,81	10,86
	3-4.5	Alta	1,73	0,28

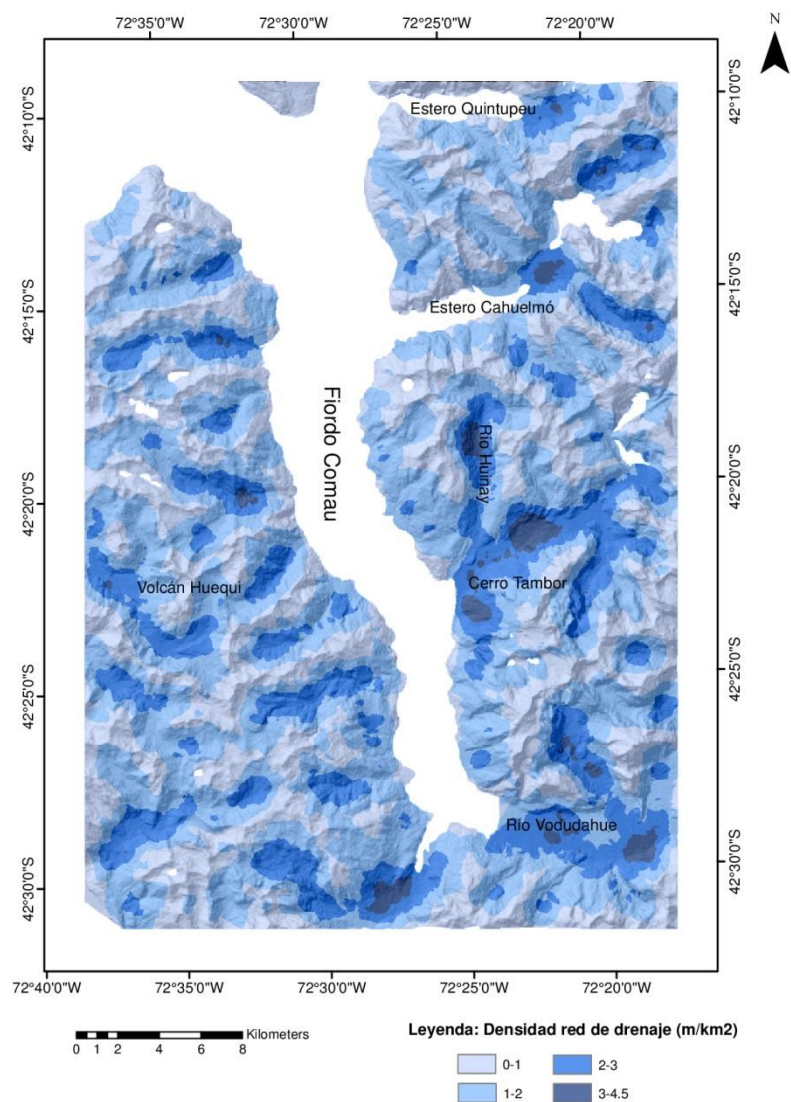


Figura 4.15: Resultados reclasificación del factor Densidad de Drenaje.

Factor Curvatura de Plano

La curvatura de plano fue dividida en 3 categorías utilizando los mismos criterios que para el caso anterior, sin embargo, para este tipo de curvatura los valores negativos indican que es cóncava, mientras que los valores mayores a 0, indican una curvatura convexa. Para el caso de los valores cercanos a 0 se tiene la misma categoría que en la curvatura de perfil, es decir, curvatura plana

De la Figura 4.16 se desprende que los valores positivos y negativos se distribuyen homogéneamente en el mapa, siendo la clase de curvatura plana, la que abarca la menor área.

En este caso no coincide la clase de mayor área con la de mayor porcentaje de remociones, siendo la clase convexa la de mayor área y la clase cóncava la de mayor porcentaje de remociones en masa.

Tabla 11: Resultado de reclasificación del factor Curvatura de plano, con el porcentaje de píxeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Curvatura de Plano	<-0,02	Cóncava	47,20	54,73
	-0,02-0,02	Plana	3,98	2,44
	>0,02	Convexa	48,82	42,83

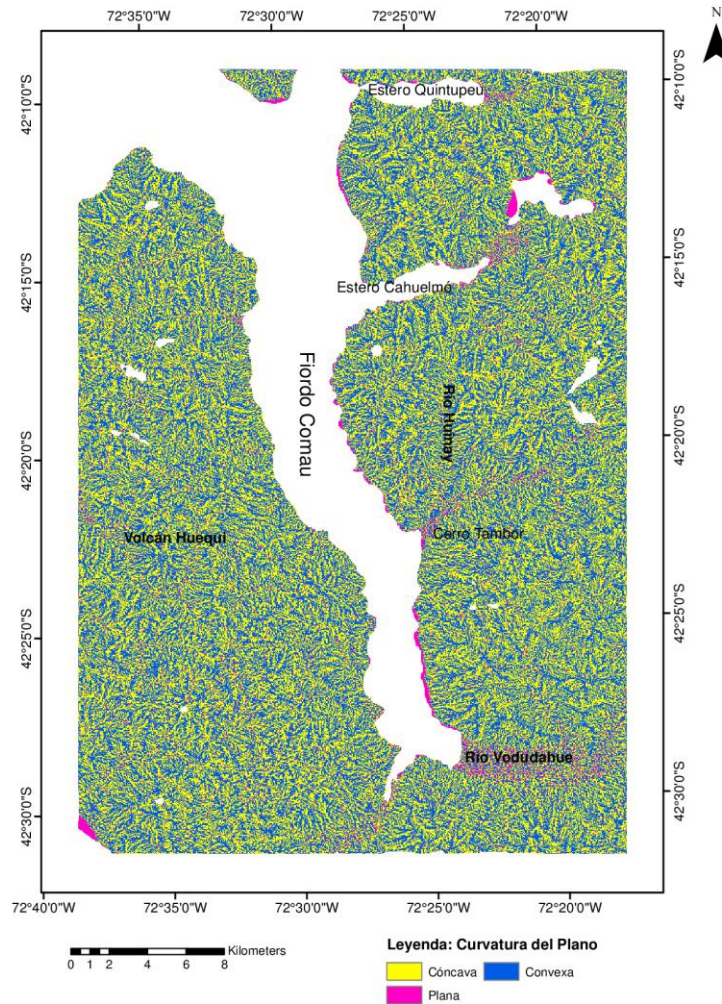


Figura 4.16: Resultados reclasificación factor Curvatura de Plano.

Factor Curvatura en Perfil

Este factor fue dividido en 3 clases, basadas en los valores. Curvaturas negativas corresponden a la clase convexa, valores cercanos a 0 implica una curvatura plana, mientras que los valores positivos corresponden a la clase cóncava.

De la Tabla 12 se observa que la zona presenta valores mayoritariamente correspondientes a la curvatura convexa y cóncava.

En cuanto a la Figura 4.17 se tiene que: ambas curvaturas se distribuyen homogéneamente por la zona de estudio. Se observa un dominio de la curvatura cóncava en las zonas de bajas, mientras que cimas y cuchillas están dominadas por la curvatura convexa.

Para este factor coincide la clase de mayor área con la de mayor porcentaje de remociones en masa.

Tabla 12: Resultado de reclasificación del factor Curvatura en perfil con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Curvatura de Perfil	<-0,02	Convexa	46,96	46,04
	-0,02-0,02	Plana	2,72	1,75
	>0,02	Cóncava	50,32	52,21

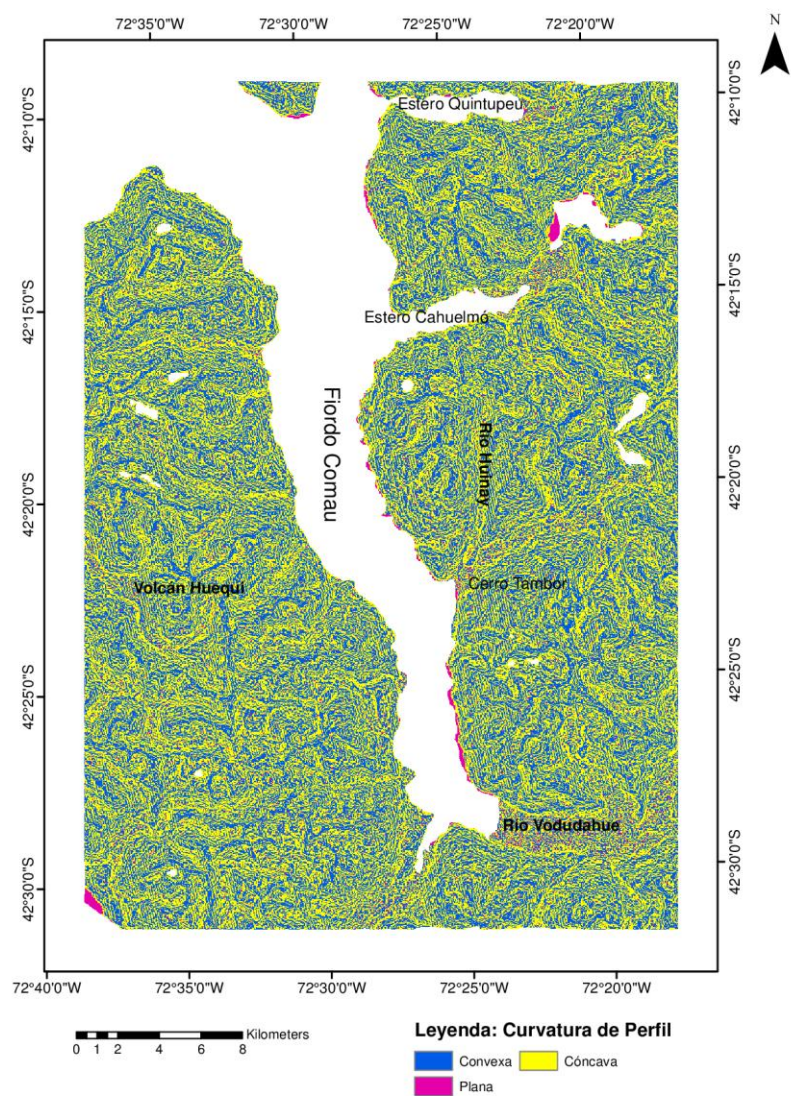


Figura 4.17: Resultados de reclasificación del factor Curvatura en Perfil.

Los mapas de altura, pendiente y orientación de laderas, se encuentran en el capítulo 2.4 y el mapa de geología se encuentra en el capítulo 2.2. A continuación se presentan los resultados de la reclasificación de estos factores.

Factor Pendiente

De la Tabla 13, se observa que el factor pendiente fue dividido en 8 clases. Fue necesaria esta cantidad de clases por corresponder a una zona de variadas pendientes, pasando de zonas planas hasta laderas muy escarpadas.

La clase con mayor superficie corresponde a la 35°, seguida por la clase 45°. Las zonas con pendientes sobre los 65° correspondientes a la clase 90°, son las que ocupan la menor área.

Con respecto a las remociones presentes en este factor, de la Tabla 13, se observa que la clase 45° es la que presenta el mayor porcentaje de remociones, siendo además la segunda de mayor área.

Tabla 13: Resultado de reclasificación del factor Pendiente, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Pendiente (°)	0-5	5	5,85	1,24
	5-15	15	13,36	6,43
	15-25	25	20,53	15,52
	25-35	35	25,63	27,46
	35-45	45	21,29	28,95
	45-55	55	9,73	14,93
	55-65	65	2,98	4,75
	65-90	90	0,63	0,72

Factor Dirección u Orientación de ladera

La reclasificación de este factor se hizo en 4 clases como se presenta en la Tabla 14. En ésta además se observa que en general, las clases se dividen uniformemente en el área de estudio.

La clase N 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 W (oeste) con un 32%.

Tabla 14: Resultado de reclasificación del factor Orientación, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Orientación (°)	315-45°	N	26,83	26,86
	45-135°	E	23,12	19,62
	135-225°	S	24,89	21,91
	225-315°	W	25,16	31,61

Factor Altura

Este factor fue dividido en 6 clases como se observa en la

Tabla 15. Las alturas están consideradas desde el nivel del mar.

La clase que abarca más área para este factor corresponde a la de 750-1.000 metros. Por otro lado la clase 1.900 m es la de menor área, mostrando que estas alturas se concentran en algunos puntos determinados de la zona de estudio.

Para el factor altura, la clase de mayor porcentaje de área se corresponde con la de mayor porcentaje de remociones en masa, siendo la clase 1.000 metros.

Tabla 15: Resultado de reclasificación del factor Altura, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Altura (m)	0-250	250	16,77	13,03
	250-500	500	16,04	14,67
	500-750	750	21,11	19,13
	750-1.000	1.000	25,09	29,59
	1.000-1.250	1.250	14,52	14,17
	1.250-1.900	1.900	6,47	9,41

Factor Geología

Este factor se reclasificó en 7 clases, basadas en el mapa geológico presentado en el Capítulo 2, sub-capítulo 2.2. En la Tabla 16 se observan los resultados.

La clase con mayor área y mayor porcentaje de remociones corresponde a PzTr. Mientras que la de menor área y menor porcentaje de remociones en masa para este factor es la clase Cuaternario-Qf.

Tabla 16: Resultado de reclasificación del factor Geología, con el porcentaje de pixeles para cada clase, según área abarcada y remociones presentes.

Factor	Clases	Nombre Clases	% Área de la clase	% Total de remociones
Geología	Mioceno	Mg	33,41	32,93
	Cretácico	Kg	14,16	6,30
	Jurásico	Jig	8,19	14,33
	Cuaternario	Qf	2,26	0,10
	Cuaternario	Q3i	4,68	7,73
	Cuaternario	Q1	5,36	0,90
	Paleozoico-Triásico	PzTr	31,93	37,71

4.2.2 Cálculo de pesos

En este apartado se exponen los resultados del cálculo de peso para cada factor, y sus clases. En primer lugar se presentan los resultados del cálculo de peso para cada clase-factor, luego el resultado del índice de éxito y finalmente el mapa de susceptibilidad clasificado.

De la Tabla 17 se observa que del total de área estudiada las remociones en masa presentes en la zona solo llegan a un 1,41% del área total.

En la Figura 4.18 se presenta un histograma con la distribución de los pesos obtenidos. A partir de éste, se reclasifica el mapa de pesos, utilizando las clases marcadas por los quiebres naturales de los datos (rectas). Estas clases se cruzan con el mapa de remociones en masa, para finalmente obtener la tasa de éxito de este modelo.

Tabla 17: Datos de pixeles en la zona de estudio y cantidad de pixeles con remociones.

N° Pixeles totales	N° Pixeles con remociones	%
1.040.602	14.643	1,41

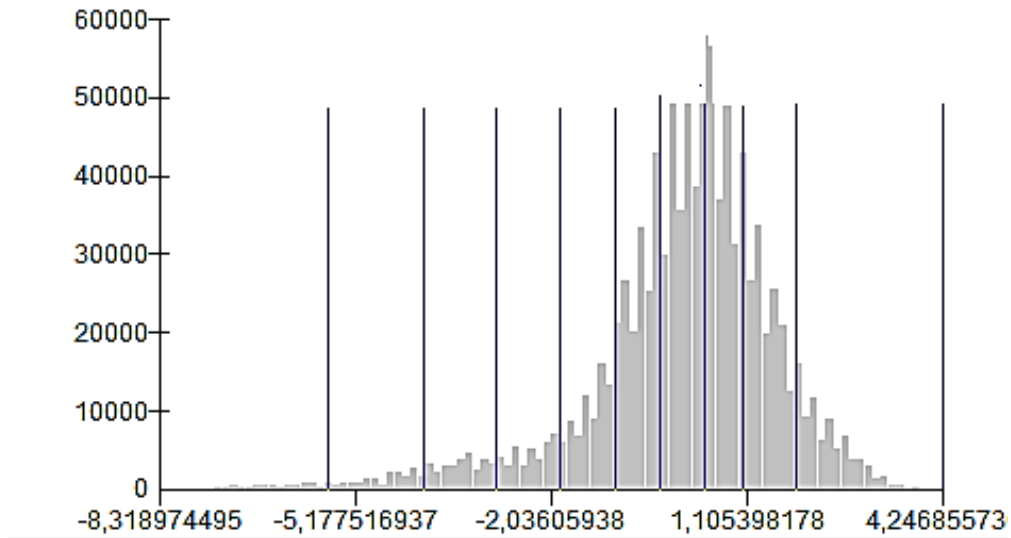


Figura 4.18: Histograma de datos de susceptibilidad. Las rectas indican quiebres naturales de los datos.

En los gráficos que se presentan a continuación, Figura 4.19 a Figura 4.30, se muestran los resultados del cálculo de peso para cada variable o factor y sus clases. En achurado se destaca la clase con mayor peso y en verde la clase con el menor peso.

Distancia a fallas y lineamientos

Como se observa en la Figura 4.19, la clase de menor peso corresponde a la de 7.500 m, la cual representa a las zonas más alejadas de las fallas y lineamientos mapeados en la zona. Se observa una tendencia general a disminuir el peso a medida que la distancia a la falla aumenta, aunque si se revisa clase a clase, en algunos casos aumenta unos puntos el valor con respecto a una clase más cercana, como es el caso entre la clase 100 y 250 metros.

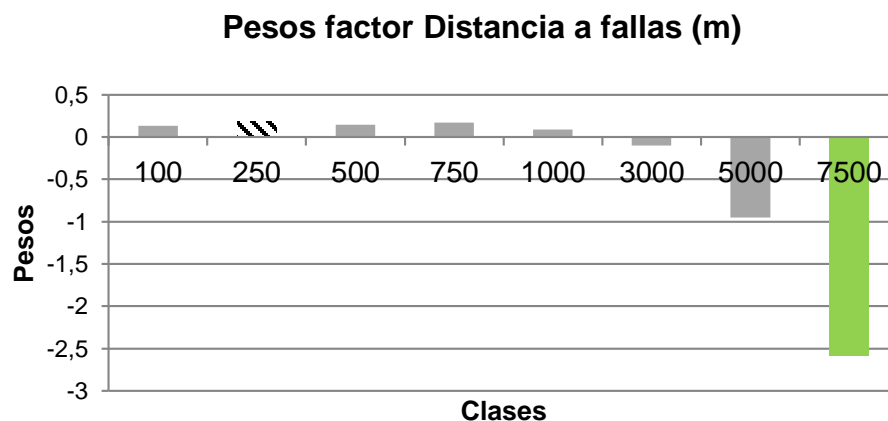


Figura 4.19: Gráfico con pesos para cada clase del factor Distancia a fallas.

Densidad de fallas y lineamientos

La clase que presenta el mayor peso es la densidad media de fallas y lineamientos, donde es la única clase que presenta un valor positivo con 0.16. Tanto la clase de alta y baja densidad de fallas presentan valores negativos muy similares (Figura 4.20).

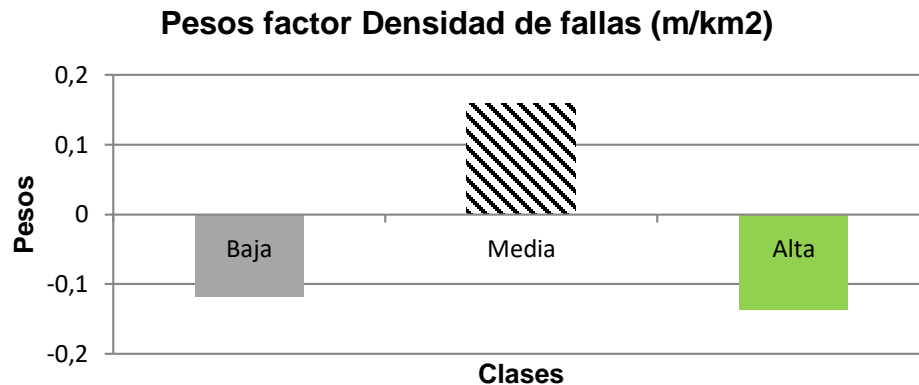


Figura 4.20: Gráfico con pesos para cada clase del factor Densidad de fallas y lineamientos.

Distancia a red de drenaje

En el caso de la distancia a la red de drenaje las zonas más cercanas a ésta presentan los valores mayores con 0,1. A excepción de la clase 500 metros, todas las demás presentan valores negativos, siendo la clase de 3.000 metros, la de mayor distancia, la que presenta el valor negativo menor (Figura 4.21).

La clase 700 metros, que abarca distancias entre 500 y 700 metros a la red de drenaje también presenta un valor muy bajo de -0.4.

Las clases no presentan una tendencia clara en sus pesos.

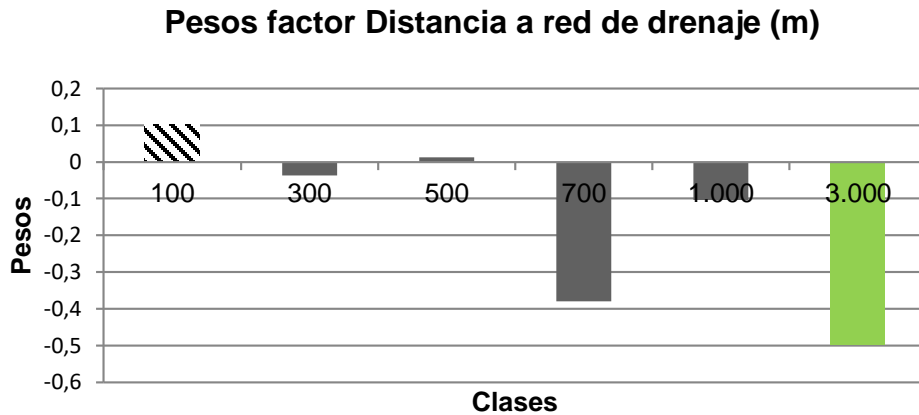


Figura 4.21: Gráfico con pesos para cada clase del factor Distancia a red de drenaje.

Densidad de drenaje

Para el caso de la densidad de drenaje, la clase que presenta el mayor peso es la densidad de drenaje Baja (Figura 4.22). Una densidad de drenaje alta tiene valores muy bajos (negativos). Por lo tanto la densidad muy baja y baja son las que mejor se correlacionan con la generación de remociones en masa, teniendo pesos positivos.

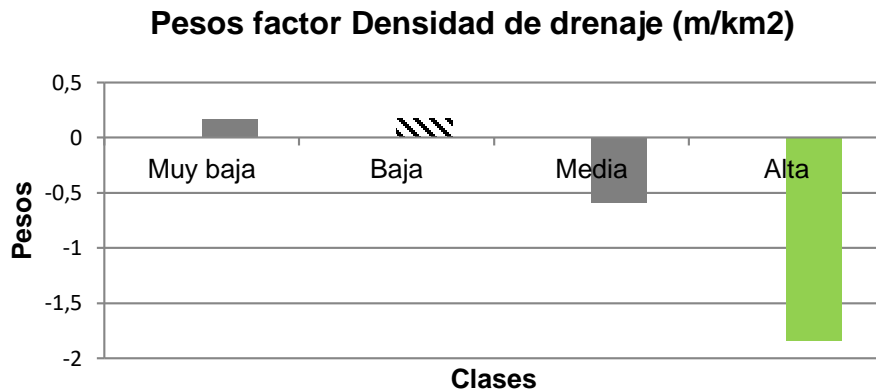


Figura 4.22: Gráfico con pesos para cada clase del factor Densidad de drenaje.

Curvaturas

Para el caso de las curvaturas (Figura 4.23 y Figura 4.24) se tiene que tanto para la curvatura de plano como de perfil la clase cóncava (valores negativos y positivos respectivamente) representa la de mayor peso. En contraste, las laderas convexas en ambos casos presentan valores menores. En el caso de la Curvatura de Plano, presenta valores negativos, mientras que para la Curvatura en Perfil toma valores positivos, sin embargo, menores a los de la curvatura cóncava.

A pesar de que, para ambos casos el comportamiento de los valores de curvatura es similar, se observa que para el factor Curvatura de Plano, el peso mayor supera al peso mayor del factor Curvatura en Perfil, y en el caso contrario, el valor menor de la Curvatura de Plano es menor al de la Curvatura en Perfil.

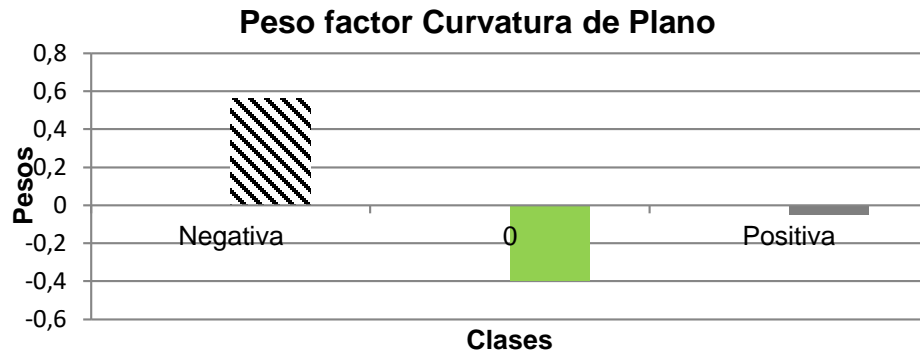


Figura 4.23: Gráfico con pesos para cada clase del factor Curvatura de Plano.

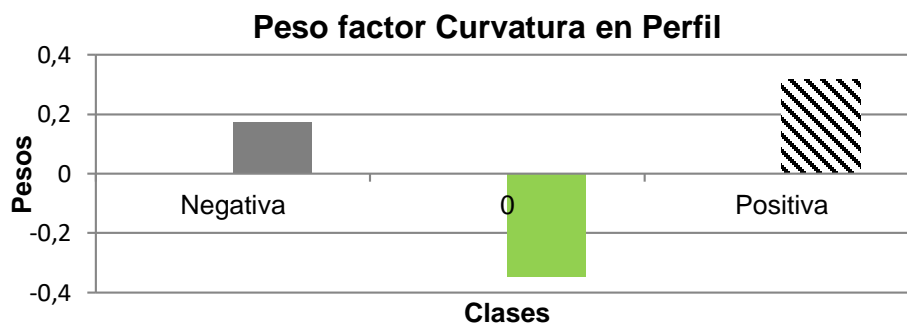


Figura 4.24: Gráfico con pesos para cada clase del factor Curvatura en Perfil.

Pendiente

De la Figura 4.25 se observa que para el factor pendiente, a medida que ésta aumenta también existe un incremento del peso de este factor hasta la clase 65°, donde existe una leve disminución del peso de la clase 90° con respecto a la anterior, pero su peso sigue siendo positivo.

Entre las clases 25° y 35° se genera un cambio en los pesos, pasando de valores negativos a positivos,

La pendiente menor a 5° es la que presenta un peso menor, teniendo un valor muy por debajo las otras clases de -1,61. Por otro lado la clase 55° es la que presenta el peso mayor con 0,48.

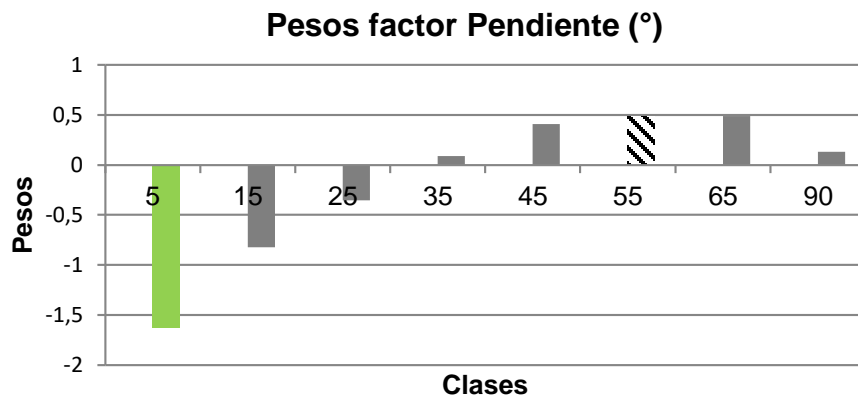


Figura 4.25: Gráfico con pesos para cada clase del factor Pendiente.

Orientación de laderas

Para la orientación: las laderas que caen hacia el este presentan el peso menor como se observa en la Figura 4.26, mientras que las laderas hacia el oeste son las que presentan el peso mayor para el desarrollo de remociones. Las laderas con dirección oeste son las únicas con pesos positivos alcanzando un valor de 0,15.

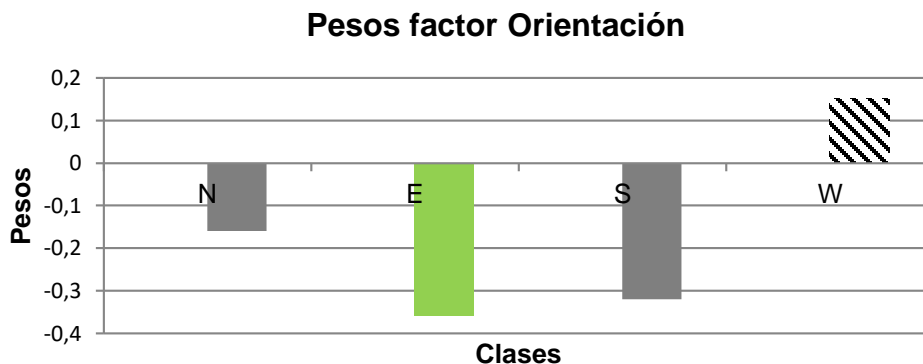


Figura 4.26: Gráfico con pesos para cada clase del factor Orientación.

Altura

Las altitudes menores son las que aportan un menor peso (Figura 4.27), teniendo valores negativos entre los 250 y 750 metros. La clase 1.900 (1.250-1.900 metros) es la que presenta el peso mayor, muy superior a todas las otras categorías. La segunda de mayor peso corresponde a la clase 1.000. El resto de las clases presenta valores negativos.

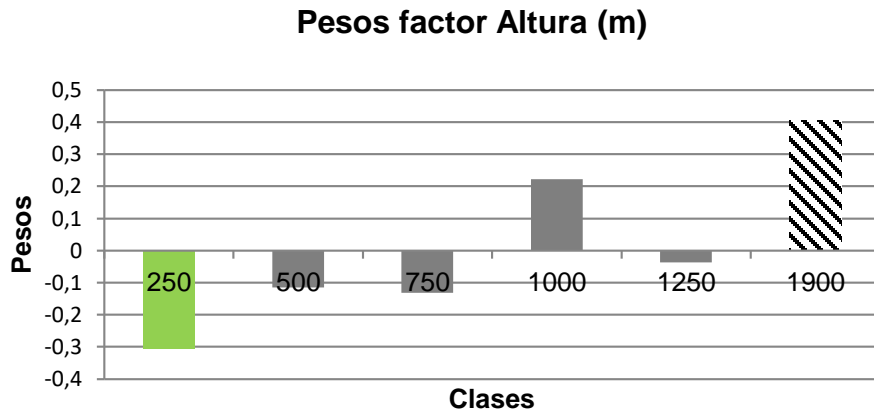


Figura 4.27: Gráfico con pesos para cada clase del factor Altitud.

Geología

Para el caso de la geología, la clase Qf representa el menor valor llegando a -3.13, siendo desfavorable para la ocurrencia de remociones. Mientras que Jig corresponde a la clase que entrega un mayor peso, con un valor de 0.63. En este caso el área que abarca cada clase no se relaciona con su peso. La clase Mg engloba la mayor área y presenta un peso negativo como se observa en la Figura 4.28.

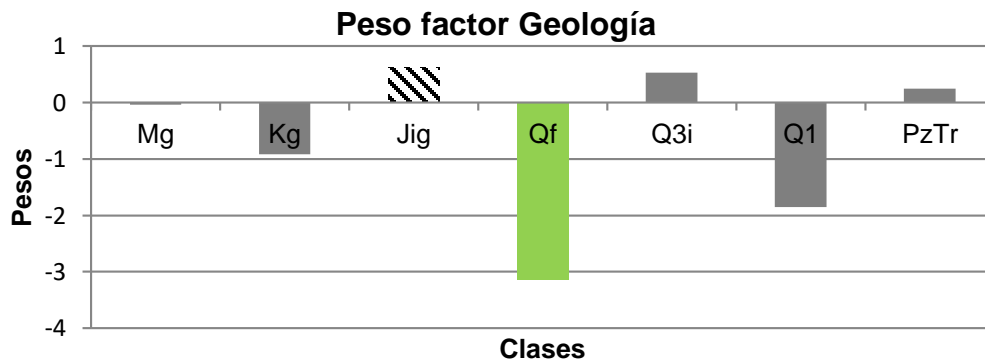


Figura 4.28: Gráfico con pesos para cada clase del factor Geología.

En las Figura 4.29 y Figura 4.30 se observa un resumen de todos los factores y las clases con pesos mínimos y máximos por cada factor.

Para el caso de los pesos menores se tiene que Geología: Qf, es la clase que presenta el peso más negativo, seguida de Distancia a fallas: 7.500, Densidad de drenaje alta y pendiente menor a 5°.

Por el lado contrario para los pesos mayores por factor, se tiene de la Figura 4.30 que la clase Jig, del factor Geología, es el que presenta el peso más alto, seguido por la

Curvatura de Plano Cóncava, Pendiente con la clase 55 y la clase-factor Altura-1.900 metros.

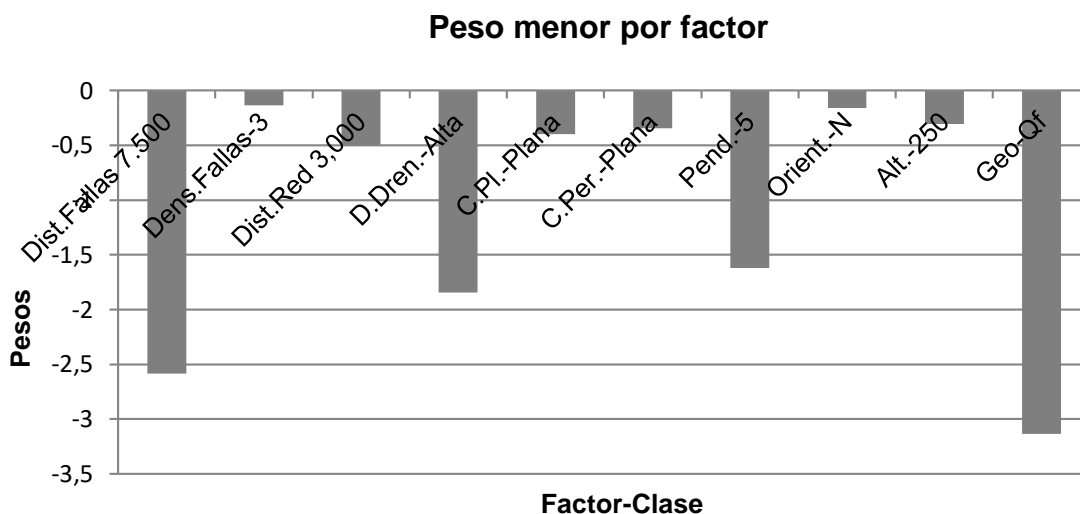


Figura 4.29: Gráfico resumen de todos los factores y su clase de menor peso. Geo: Geología; Dens.Fallas: Densidad de fallas; Orient: Orientación; Alt: Altura; Dis.Red: Distancia a red de drenaje; Pend: Pendiente en grados; Dist.Fallas: Distancia a fallas; D.Dren.: Densidad red de drenaje; C.PI: Curvatura de Plano; C.Per: Curvatura en Perfil.

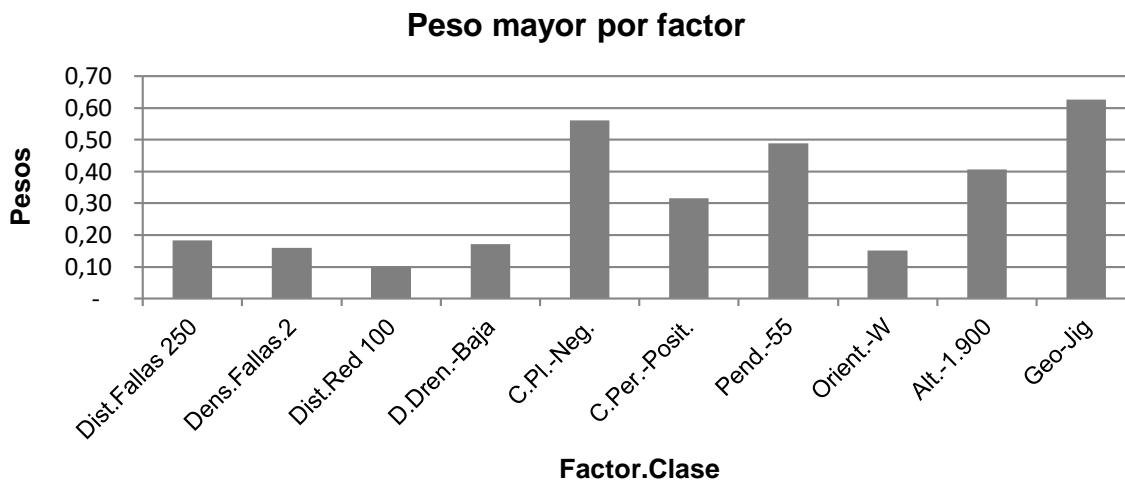


Figura 4.30: Gráfico resumen de todos los factores y su clase de mayor peso. Geo: Geología; Dens.Fallas: Densidad de fallas; Orient: Orientación; Alt: Altura; Dis.Red: Distancia a red de drenaje; Pend: Pendiente en grados; Dist.Fallas: Distancia a fallas; D.Dren.: Densidad red de drenaje; C.PI: Curvatura del Plano; C.Per: Curvatura de Perfil.

Los datos detallados de los pesos mayores y menores se adjuntan en el anexo E.

4.2.3 Clasificación del mapa de susceptibilidad

Para clasificar el mapa de susceptibilidad se utilizó el índice o tasa de éxito, método que fue explicado en el punto 3.5: Metodología: Validación y Clasificación.

Para este trabajo se dividirán las clases basándose en los rangos de evidencias determinados en el trabajo de Náquira (2009).

Como ambos modelos no son exactamente iguales, se utilizarán solo sus porcentajes de evidencias de cada rango y a partir de éstos se determinará el porcentaje acumulado de pesos necesario para representar cierta cantidad de remociones.

A partir del índice de éxito se determina la siguiente división en tres categorías:

- **Susceptibilidad alta:** Abarca el 35% de los valores más altos de los pesos, alcanzando el 63% de las remociones totales como se observa en la Figura 4.31.

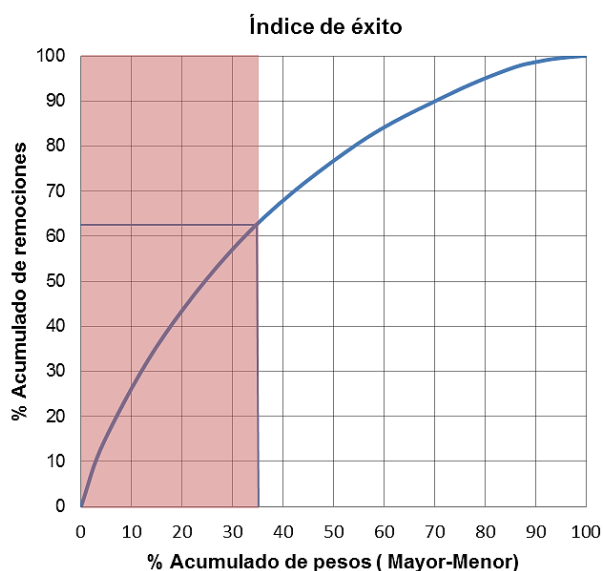


Figura 4.31: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En rojo se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad alta.

- **Susceptibilidad media:** Corresponde entre el 35-62% de los valores más altos de susceptibilidad, representando entre el 63% y el 85% de las remociones totales (Figura 4.32).

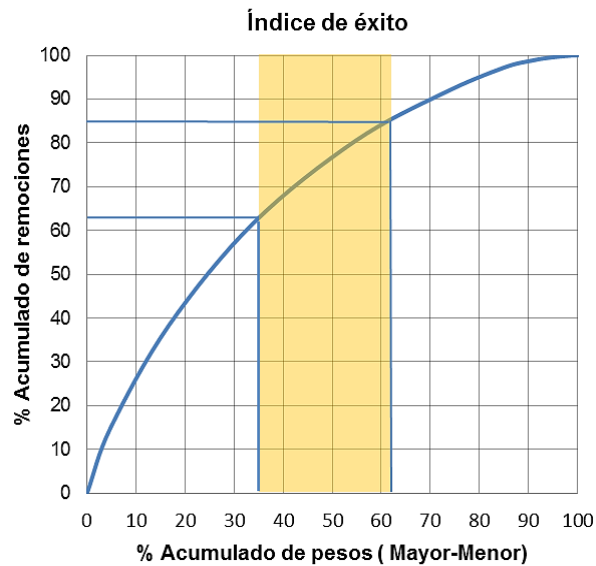


Figura 4.32: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En amarillo se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad media.

- **Susceptibilidad baja:** Esta clase abarca entre el 62 y 100% de los pesos, representando entre el 85-100% de las remociones totales del área de estudio (Figura 4.33).

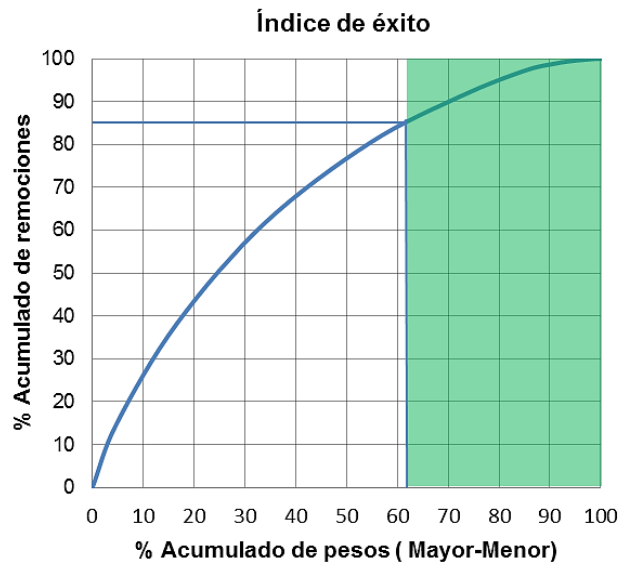


Figura 4.33: Resultado del índice de éxito. En el eje Y se observa el % acumulado de remociones presentes en la zona de estudio y en el eje X se encuentra el porcentaje acumulado de los pesos obtenidos, ordenados de mayor a menor. En verde se destaca la zona correspondiente a la susceptibilidad baja

4.2.4 Mapa Susceptibilidad

El mapa de susceptibilidad se encuentra diferenciado en tres categorías: Susceptibilidad baja, media y alta, basadas en la clasificación anterior.

Se presenta a continuación el mapa final obtenido, además el mapa de susceptibilidad con las remociones en masa catastradas.

De la Figura 4.34 se observa que la clase que abarca una mayor área en la zona es la susceptibilidad baja, seguida por la susceptibilidad alta y la de menor área es la clase susceptibilidad media.

Para el caso de las remociones, la susceptibilidad alta es la que presenta el mayor porcentaje de pixeles de remociones en masa con un 60,3%, seguida por la clase susceptibilidad media con un 22,3% y finalmente la susceptibilidad baja con un 17,4% (Figura 4.34)

Con respecto a los datos entregados por los mapas de susceptibilidad:

Revisando en más detalle la distribución de las clases de susceptibilidad, se observa que las zonas de baja susceptibilidad (color verde), coinciden con sectores bajos, de poca pendiente, y alta densidad de drenaje, correspondiendo principalmente a planicies fluviales, y a depósitos Cuaternarios, Qf y Q1. Mientras que en general las zonas más altas presentan valores de susceptibilidad alta a media.

La zona de mayor susceptibilidad corresponde a la zona entre los ríos Vodudahue y Huinay- Lloncochaigua. Este sector coincide con las zonas de mayores pendientes, alturas y baja densidad de drenaje. Además concentra las remociones de mayor área, en general corresponden a deslizamientos de roca, suelo-roca y caídas de rocas.

La ladera oeste presenta remociones de menor tamaño (Figura 4.36) con respecto a la ladera este.

Se esperaría para un mapa de susceptibilidad que gran parte de las remociones en masa coincidan con las zonas de mayor susceptibilidad, en este caso no existe una coincidencia total de las remociones y las zonas de alta susceptibilidad. El 90% de las remociones en masa coinciden con el 70% de los valores más altos.

Porcentaje de área para cada clase de susceptibilidad

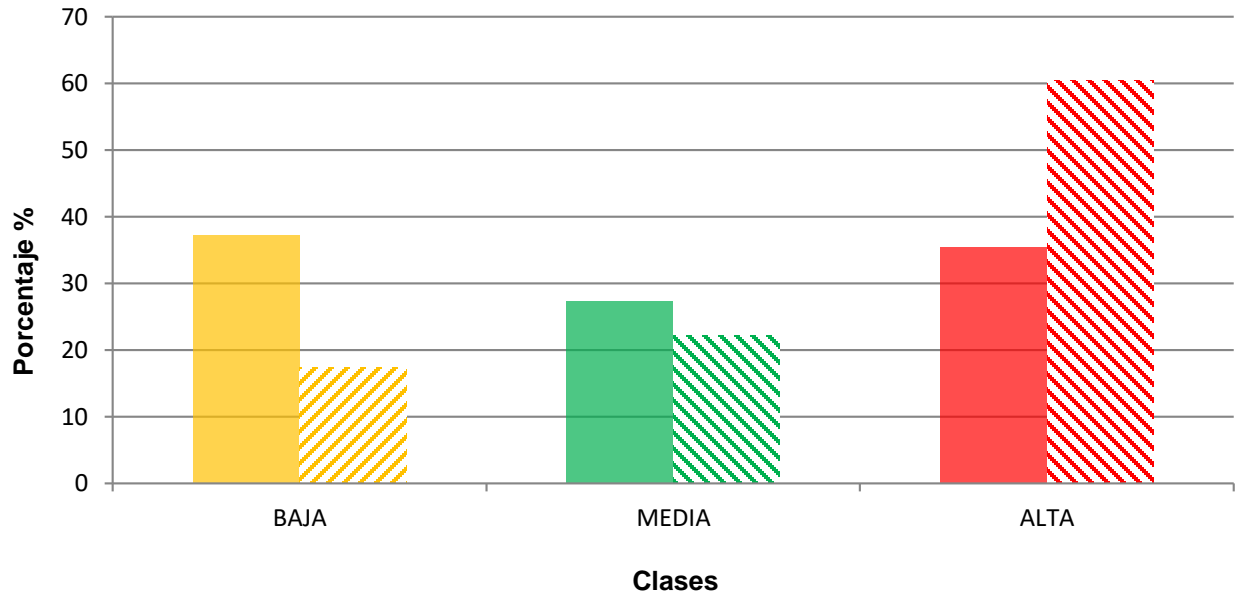


Figura 4.34: Distribución de píxeles por clases, en relleno sólido se destaca el porcentaje de área ocupado por cada clase de susceptibilidad y en achurado el porcentaje de área de remociones abarcada por cada clase.

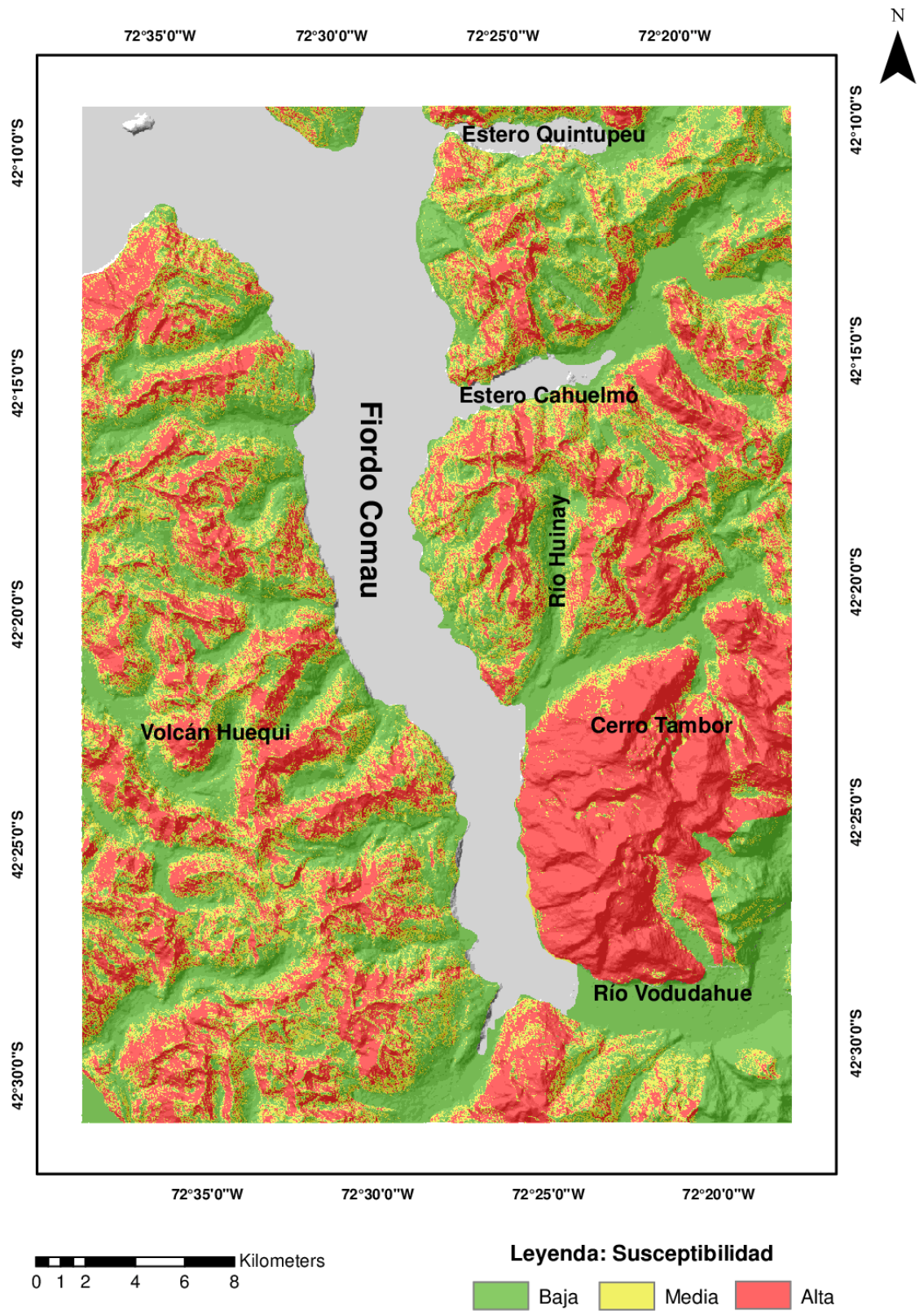


Figura 4.35: Mapa de susceptibilidad de remociones en masa generado a partir del método Peso de la evidencia. Se divide en tres categorías: Susceptibilidad alta, media y baja.

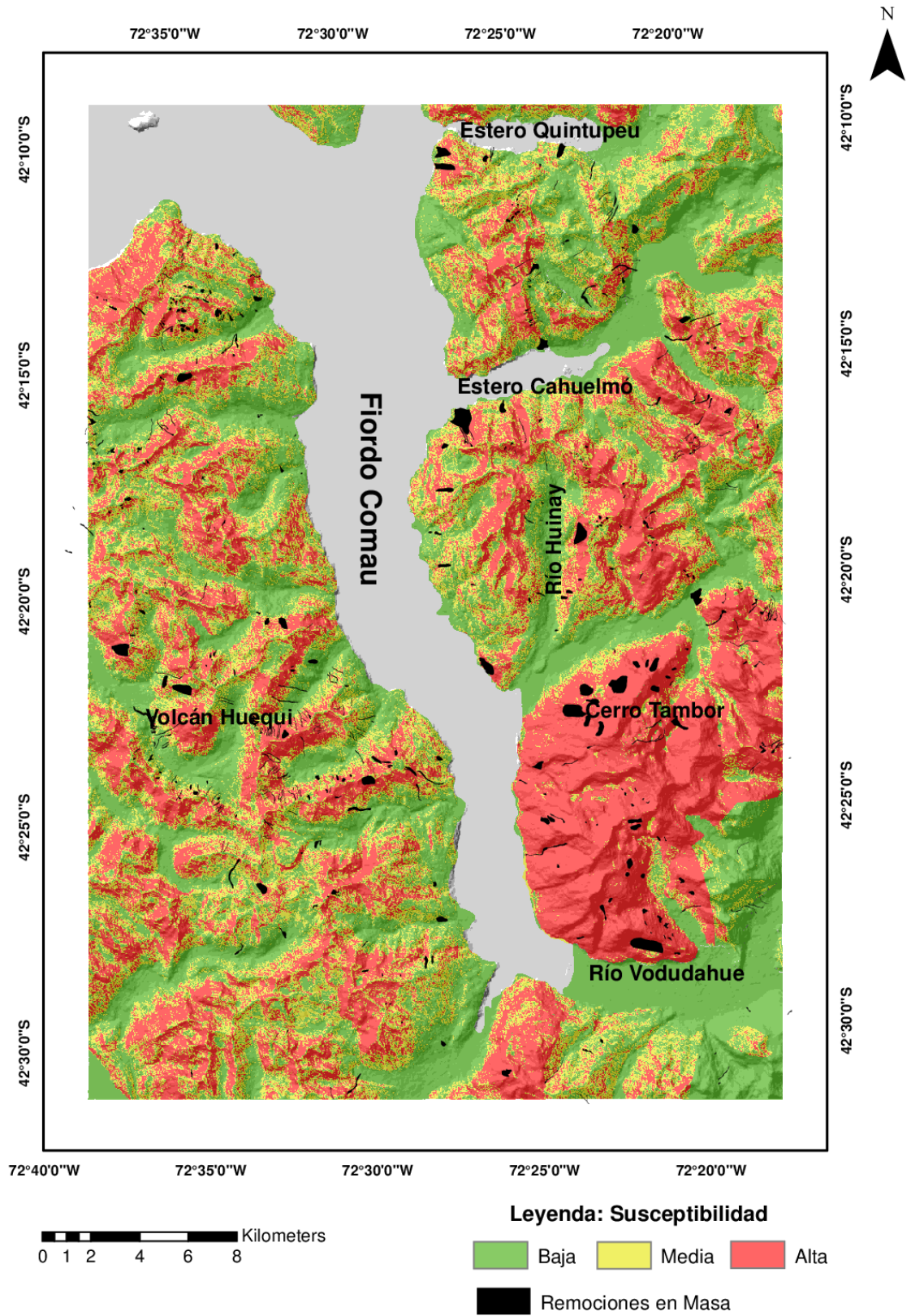


Figura 4.36: Mapa de susceptibilidad de remociones en masagenerado a partir del método Peso de la evidencia. Se divide en tres categorías: Susceptibilidad alta, media y baja. En negro las remociones en masa

5 DISCUSIONES

En este capítulo se presentan las discusiones de los resultados obtenidos durante el desarrollo de esta investigación y además, se analiza el método utilizado, su validez, alcances y limitaciones.

5.1 Discusiones generales

Dentro de las variables importantes a considerar en las primeras etapas de un estudio de susceptibilidad están: la información disponible y la escala de trabajo. Dependiendo de si es un estudio de detalle o a nivel regional, existe una serie de metodologías que se adaptan mejor a una escala que a otra. En el caso de los métodos estadísticos, bivariado y multivariado, ambos se ajustan bien a una escala media de trabajo (1:25.000).

Para escalas más detalladas, entre 1:5.000 y 1:15.000, se debe optar por métodos determinísticos, donde se puedan sectorizar las características de la ladera y así, sus propiedades geotécnicas se puedan analizar en detalle.

En el caso de realizar un estudio con técnicas más sofisticadas, como el método multivariable, se necesita información más detallada de cada parámetro (van Westen et al., 1996).

Para la obtención de información, la resolución de los modelos de elevación digital tiene una considerable influencia en la precisión de los parámetros obtenidos y utilizados en los análisis de susceptibilidad. Para este trabajo en primera instancia se utilizó un MED de 100x100m, donde a partir de éste, se obtuvo gran parte de los datos geomorfológicos para el análisis de susceptibilidad. Los datos extraídos de este modelo no tenían el suficiente detalle, haciendo que parte de las remociones se perdieran, como se observa en la Figura 5.1. Por el tamaño de la grilla, algunas remociones de menor área quedaban representadas por solo un pixel, por lo tanto, era necesario mejorar la resolución para modelar de mejor manera las remociones en masa. Finalmente se optó por trabajar con una grilla de 30x30 m.

Por la escala de trabajo y resolución de la grilla, algunas remociones pequeñas quedaron fuera del análisis y otras fueron consideradas de menor área. Teniendo en cuenta lo anterior, un MED de 10x10 m sería óptimo para este estudio de susceptibilidad (Tarolli y Tarboton, 2006). Sin embargo la información obtenida a partir de un Modelo de elevación digital de 30x30 m constituye una buena aproximación.

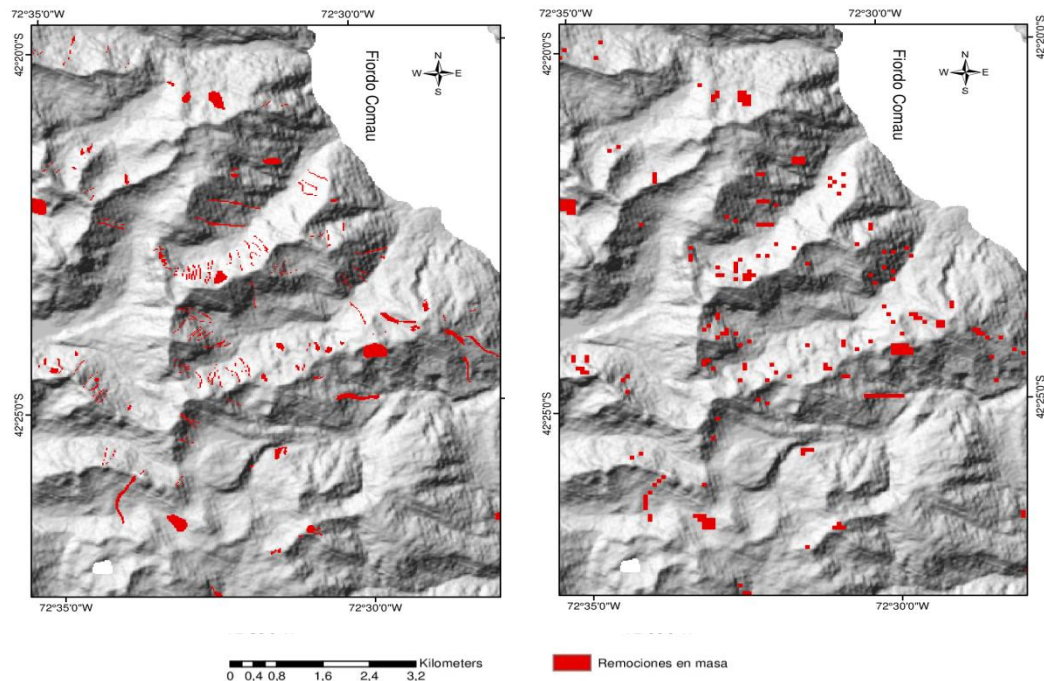


Figura 5.1: Remociones en masa con grillas de diferente resolución. Izquierda: 30 x 30m. Derecha: 100 x 100 m.

5.2 Mapeo y selección de factores

Con respecto al mapeo realizado, parte de la información fue obtenida de terreno y otra parte por foteointerpretación. El mapeo realizado en gabinete, posterior al terreno, tuvo ciertas dificultades, debido a la baja calidad de las imágenes disponibles para la zona.

Existen sectores del mapa donde las remociones se observan con claridad, por lo tanto fueron delimitadas con precisión, mientras que otras zonas, no fueron observadas con detalle, haciendo difícil la tarea del mapeo. Estos problemas podrían afectar el catastro general de remociones y por lo tanto, los resultados finales. No obstante para este caso se considera que la cantidad de remociones no observadas es marginal para la cantidad de información disponible, siendo el sector noroeste el que fue menos observado en terreno, por lo que, podría ser la zona donde los resultados debiesen ser revisados con mayor cuidado.

Con referencia a lo anterior, la clasificación de las remociones en masa estuvo basada en las observaciones realizadas en terreno y la información bibliográfica. Por la baja calidad de algunas imágenes satelitales, podrían existir problemas con la clasificación deslizamiento suelo-roca y suelo, ya que, para esto es importante observar con claridad el tipo de material desplazado. Para efectos de los resultados no genera cambios, debido a que, el mapa de susceptibilidad está realizado en base a un catastro general, sin clasificación. Para mejorar el catastro de remociones en masa sería bueno revisarlas nuevamente y verificar el material y características de los deslizamientos suelo y roca-suelo para obtener un inventario de mejor calidad en la clasificación de las remociones en masa.

Siguiendo con el catastro de remociones en masa, dadas las condiciones de generación de los diferentes tipos de remociones, no se logró uniformidad en el criterio de mapeo. Para el caso de los flujos de detritos se mapearon las remociones completas, ya que se hace muy difícil poder determinar la zona de generación, porque a medida que avanzan, los flujos pueden recibir aportes laterales de material. Por otro lado para las caídas y deslizamientos de todo tipo, se optó por mapear solo las zonas de generación. Esto podría influir en el peso otorgado a las variables que se cruzan con flujos de detritos, pues, al estar por completo mapeados, se les asigna más área y hace que más píxeles de alguna capa factor se crucen con píxeles con remociones en masa, siendo que en algunos casos las zonas donde esto sucede no presentan características para generar una remoción, sino que más bien son zonas donde termina el flujo o está parte del material depositado.

Pasando ahora a la distribución de las remociones en masa, se observa que éstas se encuentran en toda la zona estudiada, existiendo lugares donde se concentra un mayor número o algún tipo en particular.

Se observa que las zonas altas y de mayor pendiente ($>45^\circ$) presentan una mayor proporción de caídas de rocas, esto se puede deber a que, a pendientes elevadas, la cobertura detrítica se hace prácticamente nula, aflorando las rocas, las cuales se ven más expuestas a la continua meteorización, generando este tipo de procesos. En este mismo sentido, en zonas donde existe mayor disponibilidad de material detrítico, menos competente, el cual puede ser efectivamente movilizado, es más frecuente la presencia de flujos de detritos y deslizamientos.

Con respecto a los factores condicionantes: Para la determinación de estos, es importante la información recopilada en terreno. Si se observa la existencia de una correlación interesante entre las remociones en masa y alguna característica del terreno, es necesario llevar esta información al análisis a través de un factor, donde la determinación de los factores relevantes para el análisis de susceptibilidad es arbitraria (van Westen et al., 1997) y se realiza en base a las características de la zona así como también de la información disponible.

Si se incluye en el análisis al menos una variable que se correlacione de buena manera con las remociones, la susceptibilidad y la correlación con la distribución de las remociones en masa, será mejor y permitirá identificar zonas potenciales para estos procesos, con mayor confianza. La incorporación de otras variables al modelo podría variar los resultados obtenidos.

En el marco de las consideraciones anteriores, observando la tasa de éxito y el cruce del mapa de remociones en masa con el de susceptibilidad, se observa que: gran porcentaje de las remociones coinciden con la clase de mayor susceptibilidad, por lo tanto, se podría decir que se cumple con parte del objetivo de este trabajo, ya que el modelo obtenido, permite predecir en gran medida las remociones existentes, mostrando que los factores escogidos permiten representar razonablemente la zona de estudio. Cabe mencionar que, por la naturaleza de la zona, podrían incluirse factores como tipo de vegetación y densidad de vegetación, los cuales podrían mejorar el resultado y precisión del modelo.

Por otro lado en este trabajo no se incluye un estudio acabado de la influencia de las precipitaciones y la sismicidad, siendo ambos factores importantes en el sector, y que además representan dos de los principales desencadenantes de remociones en masa, pues escapan de los alcances de este estudio, el cual se enfoca en el análisis de susceptibilidad más que un estudio de peligro geológico.

Además se descartó el análisis de precipitaciones por ser muy abundantes y uniformes durante todo el año, entregando poca información. En tanto para el caso de los sismos, sería recomendable analizar en mayor detalle su influencia en la generación de remociones en masa, correlacionando eventos sísmicos con la generación de éstas.

Para realizar esto, sería necesario hacer un monitoreo de la zona, para obtener mayores datos sobre la ocurrencia de nuevas remociones. Por la poca presencia de poblados los datos sobre estos eventos son muy escasos.

Finalmente se recomienda incluir estos factores desencadenantes para un futuro estudio de peligro.

5.3 Factores condicionantes: Reclasificación y pesos obtenidos

Continuando con la discusión, otra variable importante del análisis es la *reclasificación de los factores*. Ésta se realiza a partir de la distribución de datos de cada variable, así como también, del criterio de quien la realiza. El mapa resultante cambia en función del número de clases para cada factor, sin embargo, no existe un acuerdo en la mejor manera de definir el número de clases, para obtener una mejor representación (van Westen et al., 1997).

El tener una mayor cantidad de clases podría ayudar a obtener mayor detalle con respecto al comportamiento del factor, pues se acota mejor el valor de la variable que afecta la generación de remociones en masa. Además la cantidad de clases es independiente para cada factor, ya que todos presentan un comportamiento distinto.

En este caso variables como la altura y distancias, son las que presentan mayores clases, por la gran variabilidad de estos factores en la zona de estudio. En cambio, las curvaturas fueron divididas en 3 clases, pues agregar más categorías sería infructuoso, debido a que los 3 rangos de valores existentes permiten describir las variaciones de estos parámetros en terreno.

Revisando ahora los resultados de los pesos para cada factor se tiene lo siguiente:

Distancia a fallas

La clase de menor peso es la de mayor distancia a las fallas, entre 5.000-7.500 metros, lo que coincide con lo esperado, pues se encuentra más lejos del radio de influencia de estas estructuras. Al distanciarse la energía y las ondas liberadas durante su actividad se atenúan.

En el caso de los pesos mayores, estos también corresponden a lo inferido, en este caso la clase de 100-250 metros desde la falla presenta el valor más alto. Las zonas cercanas a estructuras reciben su efecto de manera más directa, donde el movimiento de una falla a través de las ondas sísmicas emitidas y su energía podrían movilizar material, o generar o re activar alguna estructura que genere alguna remoción en masa.

Como era de esperar, las clases de menos distancia presentan valores positivos, hasta la clase 1.000. Existen variaciones entre las clases, entre mayores y menores pesos. La diferencia de estos valores podría tener relación con la calidad geotécnica de las rocas presentes, lo que juega un rol importante para este factor. Si la roca presenta una alta resistencia mecánica, se hace más difícil alterar esta roca, ya sea, a través de facturas, erosión, etc,. Por el contrario, material poco competente, incluso al estar más lejano a la zona de origen del movimiento, puede verse mayormente afectada, ya que, se necesita aplicar menos esfuerzo para deformarla.

Parte de las estructuras estudiadas corresponden a las obtenidas de literatura y otras a lineamientos fotointerpretados. No se logró fotointerpretar algunos lineamientos, por lo escarpado del relieve y por presentar nieve y glaciares en las zonas más altas, dificultando el mapeo, lo que podría generar algún problema menor con los pesos de esta variable.

Densidad de fallas-lineamientos

Los resultados obtenidos para esta variable se relacionan con la forma en que se definen las categorías. En este caso la clase de alta densidad de fallas se esperaría fuese la de mayor peso, sin embargo, en este caso corresponde a zonas muy puntuales dentro del área de estudio, abarcando muy poca área total. En el lado contrario el peso negativo de la baja densidad de fallas corresponde a lo esperado, pues se esperaría que zonas donde no hay fallas o muy pocas estructuras, el efecto de la activación de éstas, sea muy menor en la generación de remociones.

Por último la clase de densidad media fue la de mayor peso, lo que era esperable observando el mapa de distribución de las clases, gran parte de las fallas mapeadas no alcanzan a representar una alta densidad, al encontrarse separadas de otras estructuras, por lo tanto, se espera que esta clase tenga el mayor peso, pues las remociones observadas se asocian a fallas y zonas de densidad media.

Distancia a drenaje

La distancia a los canales de drenaje muestra que las zonas más cercanas a la red de drenaje, presentan una mayor susceptibilidad. Las partes más próximas a escorrentías superficiales y red de drenaje, se ven perjudicadas por el arrastre de material de estas escorrentías, las cuales pueden ir eliminando parte de la ladera en su base, generando zonas inestables, lo que propicia las remociones en masa, por lo tanto, era de esperar, un mayor peso para distancias menores y un menor peso para distancias mayores a la red, donde su influencia disminuye.

Otro factor importante a considerar, es que la zona presenta abundantes precipitaciones durante todo el año, por lo tanto, la crecida de los ríos o canales, erosiona las laderas, debilitando la roca. A pesar de esto el peso de esta variable no es tan elevado, debido a que la capacidad de la red de drenaje de arrastrar material depende también de la calidad, resistencia y condiciones del material presente.

Densidad red drenaje

La densidad de drenaje está asociada a la litología, permeabilidad del suelo, capacidad de infiltración y cobertura vegetal, así como al fracturamiento de la roca y mientras mayor sea éste, la susceptibilidad aumentará.

En general los materiales geológicos duros y resistentes tienden a tener bajas densidades de drenaje, debido a que la erosión fluvial es difícil. Por otro lado una roca débil producirá mucha menos densidad de drenaje en un clima húmedo, donde una densa cobertura vegetal protege el material subyacente, a diferencia de una región árida, donde no existe dicha cobertura (Stanler, 1986).

Relacionando lo anterior con la zona de estudio, se tiene que los pesos positivos para densidad de drenaje muy baja a baja, pueden asociarse a la presencia de rocas menos competentes, pero que, sin embargo, presentan una baja densidad de drenaje por la cobertura vegetal. Además en otros casos se observa que las bajas densidades de drenaje se encuentran en las partes altas, las cuales presentan menos vegetación y están más expuestas a la erosión, siendo zonas propicias para la generación de remociones.

Las zonas con una alta densidad de drenaje, en este caso, están asociadas a zonas donde confluyen varias escorrentías, en los lechos de los ríos, como lo son el río Huinay, Lloncochaigua y Vodudahue. En estas partes no se observan remociones en masa, lo cual repercute en el peso negativo asignado a estas zonas, además de corresponder a zonas planas, donde se hace muy difícil movilizar material, a pesar de estar suelto, debido a que su ángulo de reposo es muy alto.

Curvatura

Según lo planteado por Santacana (2001), la curvatura de la ladera se relaciona con la generación de remociones en masa, dado que este factor indica la concentración o dispersión del drenaje superficial, ya que en las zonas cóncavas el flujo se concentra en la celda y en las zonas que son convexas se dispersa desde la celda. Debido a esto en las zonas donde se acumulan las escorrentías habría un mayor arrastre de sedimentos y una acumulación de material superficial, favoreciendo la ocurrencia de remociones en masa

Curvatura de Plano

Con respecto a lo planteado anteriormente, para este caso se tiene que la curvatura de plano cóncava es la que presenta el mayor peso, lo cual: concuerda con lo esperado, ya que este tipo de curvatura favorece la convergencia de escorrentías. Mientras que la

convexa genera divergencia de los escorrentías. Al converger los flujos, aumenta la humedad y saturación del suelo y rocas, disminuyendo su resistencia.

Curvatura en Perfil

En este caso el resultado también coincide con lo planteado por Santacana (2001), siendo la curvatura cóncava la de mayor peso. La aceleración de los flujos, que funcionan como medio de transporte para el material, resulta en que adquieran mayor velocidad y energía para poder arrastrar más material, además de una mayor saturación del suelo y la roca, que disminuye la resistencia de estos materiales, pudiendo generar remociones en masa con mayor facilidad.

Pendiente

Este factor es importante dado que las remociones en masa son movimientos gravitacionales y un incremento de la pendiente facilita el movimiento ladera abajo del material.

Este factor presenta una buena correlación con la generación de remociones en masa cuando toma valores sobre los 35°. Bajo esta pendiente, las zonas presentan valores negativos, lo cual indica que no influyen la generación de estos procesos. Al aumentar la pendiente, existe también un incremento de la velocidad y energía de los flujos, pudiendo transportar más material y además, al aumentar el ángulo de las laderas, se puede superar el ángulo de fricción interna de los materiales generando su deslizamiento o caída. Lo que explicaría la mayor presencia de remociones en zonas de laderas abruptas.

Orientación de laderas

De los resultados obtenidos, se observa que las laderas orientadas al oeste son las únicas correlacionadas con las remociones en masa, al presentar un peso mayor a 0. Las demás clases presentan valores negativos, por lo tanto, su influencia en la generación de remociones es muy baja o nula.

Las laderas que caen al este son las que presentan el menor valor, esto coincide con que son las segundas laderas que reciben los valores más altos de radiación en promedio. Esto podría influir en menor medida en la cantidad de humedad presente, sin embargo, por la gran cantidad de agua que cae durante todo el año, este efecto es despreciable.

Observando la distribución de las remociones en masa con respecto a la orientación de la ladera, en la Figura 5.2 se muestra que las laderas oeste se encuentran principalmente en la zona costera del fiordo, mostrando una gran cantidad de remociones en masa. Su alto peso podría asociarse a que corresponde a una ladera donde la descompresión post-glaciación, al retirarse la cubierta de hielo que existía durante la última glaciación, afectó de manera más severa esta zona, generando un fracturamiento más intenso. Además de poder presentar algún control estructural dado por la falla Liquiñe-Ofqui.

En la ladera este no se nota este mismo efecto, a pesar de también estar orientadas hacia la zona costera del fiordo. Posiblemente porque su geomorfología es diferente, presentando menores alturas y un relieve más suave.

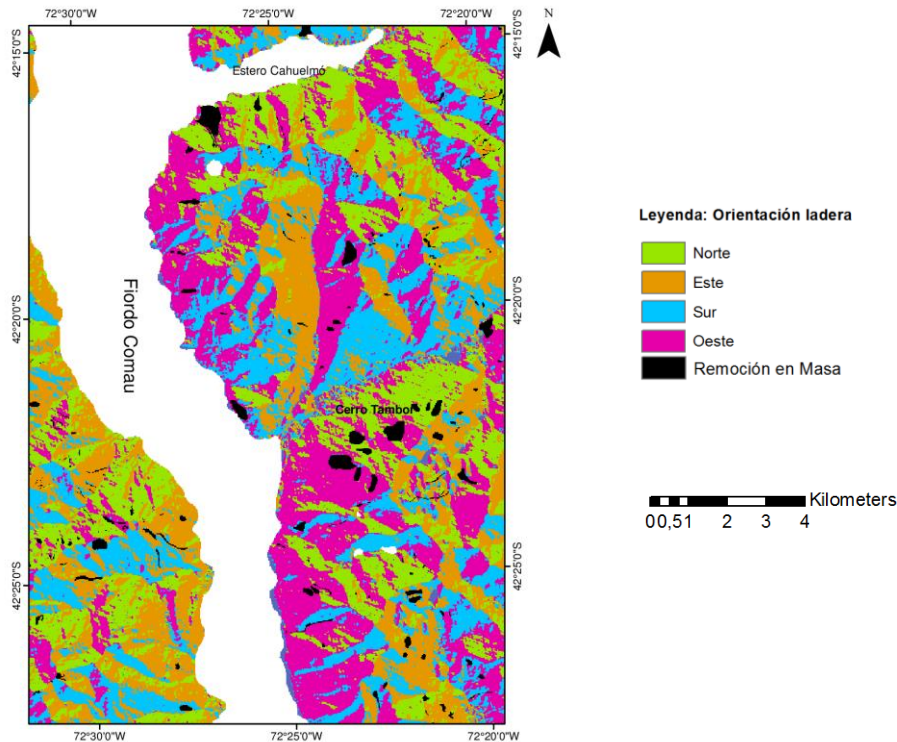


Figura 5.2: Distribución de remociones en masa con respecto al factor Orientación de laderas.

Altura

Las zonas altas, sobre los 750 msnm, son las que presentan mayor susceptibilidad para remociones en masa. Observando la Figura 5.3, se ve que esto concuerda con la distribución de las remociones, las que se concentran en zonas de mayor altura.

Los lugares más altos de la zona, se ven afectados por la presencia de nieve durante gran parte del año, además de abundantes precipitaciones. Éstas zonas presentan una menor vegetación y desarrollo de suelo que las partes bajas, por lo tanto, la roca se ve más expuesta a los efectos del agua y el viento, acelerando su erosión y meteorización, lo cual genera mayor cantidad de material que puede ser transportado, agregando además el efecto del agua en zonas con mayor cantidad de fracturas, que pudiese generar el desprendimiento de rocas de estas laderas. Sumado a lo anterior, zonas más altas pueden generar remociones en masa de mayor energía.

De la figura Figura 5.3, también se infiere que la zona comprendida entre el río Huinay y Vodudahue presenta las remociones de mayor área, por lo tanto, éstas entregan un alto peso a esta zona que además concentra las mayores alturas, llegando a los 1.900 m.

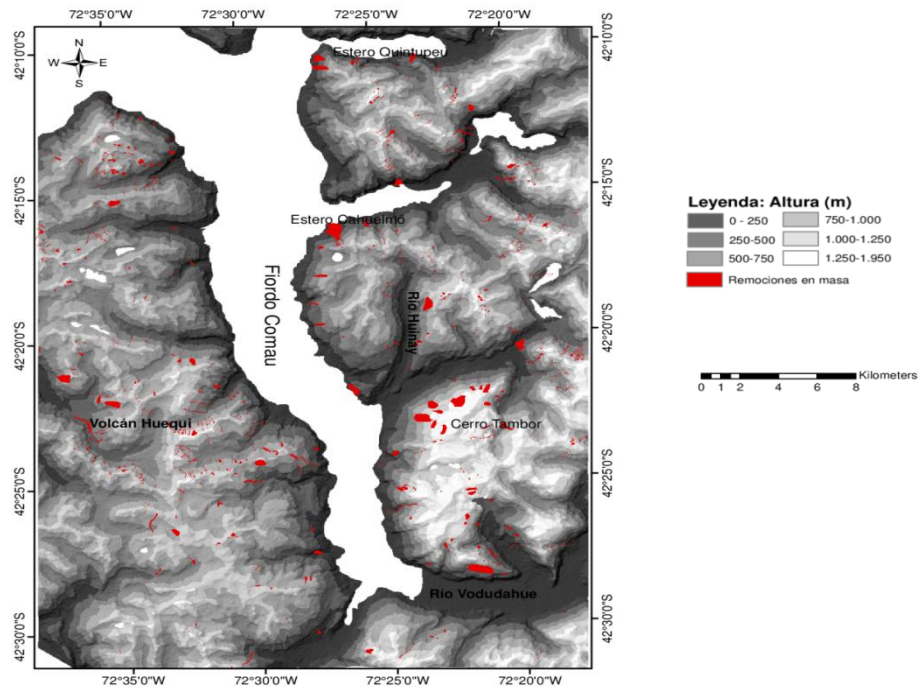


Figura 5.3: Mapa de alturas. En rojo se destaca las remociones en masa.

Geología

La información disponible para la geología es de muy poco detalle, no existen trabajos a mayores escalas que permitan diferenciar y delimitar litologías de manera más precisa.

La zona de estudio se diferenció en 7 litologías, sin embargo no se lograron establecer mejores caracterizaciones en terreno, por la densa vegetación y el difícil acceso a los afloramientos.

Se observa que la clase Jig, correspondiente principalmente a rocas ígneas intrusivas, es la que presenta el mayor peso. En terreno se aprecian variaciones en sus características geotécnicas, observándose zonas con intenso fracturamiento y otras con mayor resistencia y fracturas de mayor tamaño, pero menos densas.

Analizando la distribución de las remociones, se observa que ésta corresponde a la zona que concentra deslizamientos de mayor tamaño, y en las zonas altas dominan las caídas de rocas. Por su ubicación costera, esta zona se ve más afectada por el viento, al estar más expuesta. Sumado a esto, presenta altas pendientes, las que facilitan los movimientos por gravedad, además de estar fuertemente erosionada y meteorizada, dejando disponible mayor material para ser removido.

Junto a lo anterior, cabe mencionar que esta zona, se encuentra afectada por la presencia de nieve durante todo el año, en alturas sobre los 800 metros, por lo cual, al existir épocas de derretimiento, además de generarse una serie de flujos que pudiesen arrastrar material, el agua al infiltrarse en las fracturas, aumenta la presión de poros, y al existir zonas fuertemente fracturadas, éstas pudiesen verse expuestas a la movilización de material.

Revisando los pesos menores, estos corresponden a las clases Qf y Q1, ambas litologías son cuaternarias. Donde Qf representa principalmente depósitos fluviales y Q1, depósitos Aluviales, de remociones en masa, entre otros. Los bajos pesos asociados a estas clases se deben principalmente a que corresponden a zonas de baja pendiente donde se deposita material.

5.4 Análisis de susceptibilidad

Para el caso de este trabajo se realizó un cálculo de susceptibilidad general, sin realizar diferencia entre cada tipo de remoción, esto basado en la cantidad de información disponible y la distribución de las remociones en masa.

La zona presenta varios tipos de procesos, sin embargo la cantidad o el área abarcada por cada una, no es lo suficientemente grande como para realizar un estudio más detallado, por cada tipo de remoción en masa.

Debido a que los factores se relacionan de diferente manera con todos los tipos de remociones, se sugiere realizar un estudio de susceptibilidad por tipo de remoción en masa si se observa una distribución uniforme de los diferentes tipos y éstas son del tamaño suficiente como para catastrarlas, según la escala de trabajo.

Como se menciona en Bonham-Carter (1994), el resultado del método, peso de la evidencia, es fuertemente dependiente del número de eventos que se introducen en el modelo y la calidad del inventario de remociones en masa. Por consiguiente las probabilidades (pesos) son bajas si el área está caracterizada por eventos puntuales y el resultado debe ser interpretado con cuidado. Si el área de estudio está cubierta por una cantidad razonable de evidencia o remociones en masa, los pesos estimados serán estables y realistas.

Para este caso se tiene un inventario con remociones distribuidas a lo largo de toda la zona, por lo que se podría considerar que el resultado obtenido permite tener una buena aproximación a la realidad, no obstante este podría mejorarse tomando datos de remociones en masa en las zonas poco visitadas.

La exactitud del modelo está relacionada además con la dependencia de las variables seleccionadas. Para la realización de este trabajo, se asume que todas las variables consideradas son independientes (Bonham-Carter et al., 1989; Agterberg et al., 1993; van Westen, 1993; Agterberg and Cheng, 2002; Thiart et al., 2003), lo que es una de las limitaciones de los modelos bivariados. Éstos no entregan información sobre posibles correlaciones entre los factores considerados, por ende, no se puede obtener resultados sobre cómo se relacionan los factores entre sí y cómo esta relación afecta el comportamiento de uno y otro factor. Solo se puede estudiar el comportamiento individual de cada uno. La dependencia existente entre algunos factores, como densidad de drenaje y pendiente, por ejemplo, podrían afectar el resultado final.

La existencia de alguna correlación entre los factores modificaría la cantidad de variables consideradas, pero para determinar la combinación de factores

independientes, que mejor se ajusta a la zona de estudio, es necesario probar una cierta cantidad de combinaciones, lo que es un trabajo que requiere más tiempo.

Dentro de este trabajo existen factores que en este caso podrían no estar tan bien correlacionados con las remociones en masa, como es el caso de la orientación de ladera, donde el efecto de este parámetro se ve disminuido en la zona, ya que afecta principalmente la exposición al sol y por consiguiente la humedad presente en la ladera y la vegetación. En este caso por corresponder a una zona muy lluviosa, el efecto antes mencionado no es tan claro. De todas maneras se mantiene este factor, ya que mejora el resultado del modelo.

Comparando con estudios de esta misma índole realizados en otras zonas (Lee et al., 2002; Lee et al., 2010; Xu et al., 2012; Barbieri et al., 2012), las principales diferencias están en: los factores considerados, por ejemplo, en sectores con mayor asentamiento humano, el uso del suelo y la presencia de caminos son factores considerados que en este caso parecieran no influir, esto debido a la poca densidad de población y la casi nula intervención humana. En otros casos además se agregan variables respecto al tipo de suelo, densidad de vegetación.

Otro punto diferente entre los trabajos es la cantidad de clases definidas para los factores y susceptibilidad. Todas estas diferencias se basan en las características de cada terreno en particular y además en la información disponible. En este caso no se disponía de información más detallada sobre la vegetación y el suelo, por lo que tampoco se incluyeron estos factores.

Con respecto a la clasificación del mapa de susceptibilidad, ésta fue realizada mediante el índice de éxito, este método tiene una componente subjetiva, ya que no se utiliza ningún método matemático exacto para diferenciar las clases, más bien se basa en observaciones de los quiebres naturales de los gráficos y categorías determinadas por autores anteriormente, por lo tanto, existe variabilidad en la definición de las clases.

En este caso, con el fin de uniformar los resultados obtenidos con los de la parte norte a la zona de estudio, se utilizan los límites propuestos por Náquira (2009) para definir las clases de susceptibilidad. Debido a diferencias obtenidas en los dos modelos, las cuales serán discutidas más adelante, se opta por utilizar el parámetro porcentaje de evidencia de Náquira (2009) y no el porcentaje de pesos, para definir las clases de susceptibilidad.

La definición de las clases es relativa a los pesos obtenidos, es decir, cada zona es más o menos susceptible en comparación con el resto de la zona, no se obtiene un resultado absoluto.

Como se expuso anteriormente, al observar el catastro de las remociones y la distribución de susceptibilidad en el área, se observa que de acuerdo a lo esperado, las zonas que presentan la mayor cantidad de remociones en masa o las de mayor área (Figura 5.4), son además las zonas que alcanzan los valores más altos de susceptibilidad, lo cual concuerda también con lo esperado de las observaciones en terreno.

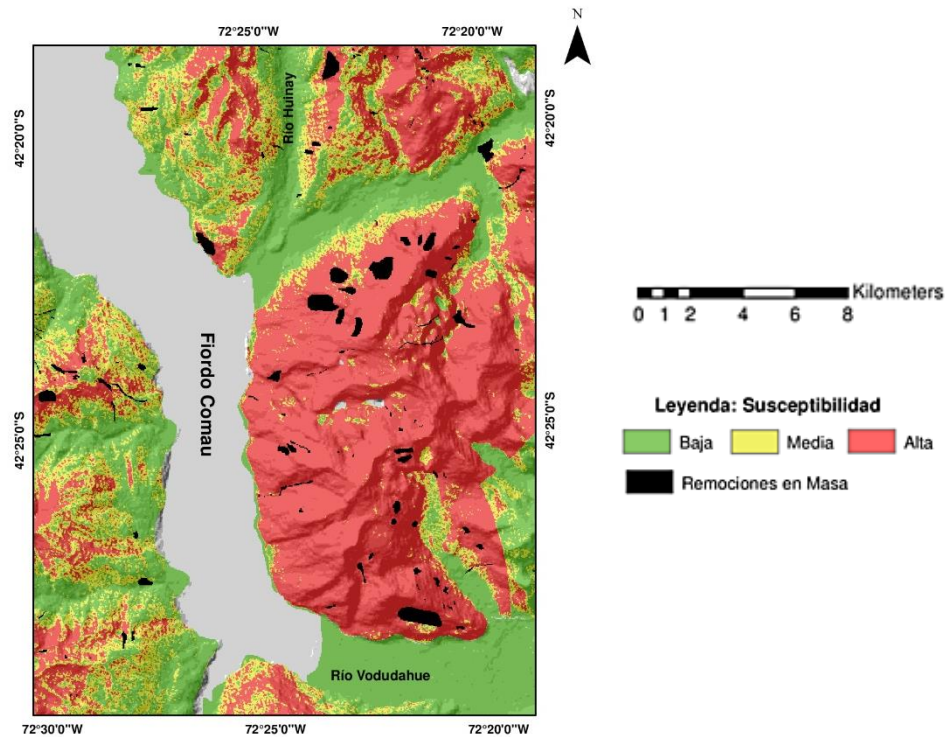


Figura 5.4: Zona de mayor susceptibilidad en el sector estudiado. En negro se destacan las remociones en masa.

El dominio de la clase de susceptibilidad alta en las zonas de mayor altura se explica por las características de las zonas más elevadas. En general, su cobertura vegetal es menor, las rocas se presentan más meteorizadas, hay mayor material suelto disponible y rocas más fracturadas. Durante las épocas más frías presentan nieve, que al derretirse genera una mayor humedad y escorrentías en la zona, pudiendo saturar el material. Además las pendientes son mayores y el efecto del agua en fracturas afectaría el desprendimiento de material.

5.5 Comparación con modelo de Náquira (2009)

A continuación se compara el modelo obtenido en este trabajo con el modelo realizado por Náquira (2009).

Observando los resultados obtenidos en este trabajo y comparando estos mismos con los del trabajo realizado por Náquira (2009), desarrollado en la zona norte al fiordo Comau (Figura 5.5). Una de las primeras diferencias metodológicas es, la cantidad de factores considerada en cada modelo, como se presenta en la Tabla 18. En el caso de este trabajo, se agregaron: Distancia a drenaje, Curvatura de Plano, del Perfil y Altura, mientras que no se consideró el factor Distancia normalizada a la Cresta, utilizada en el estudio de Náquira (2009). Los factores ya mencionados, se sumaron al estudio por aportar en la precisión del mismo, ya que, al comparar los resultados obtenidos solo con los factores utilizados por Náquira (2009), con los mencionados anteriormente, se observa una mejoría del modelo, aumentando de un 60% a un 72% la tasa de éxito.

Otra de las diferencias presentadas entre los dos modelos, es el número de clases implementadas para cada factor. En este trabajo para algunos factores se definieron más clases, esto basándose en la variación de los parámetros en la zona estudiada.



Figura 5.5: Ubicación fiordo Comau. En un cuadro rojo se destaca la zona de estudio y en un cuadro azul la zona de estudio de Náquira, 2009.

Tabla 18: Comparación de factores utilizados en este trabajo con los propuestos por Náquira (2009)

Factores de este trabajo	Factores Náquira (2009)
Pendiente	Pendiente
Altura	-----
Orientación	Orientación
Curvatura de Plano	Curvatura Promedio
Curvatura en Perfil	-----
Densidad de drenaje	Densidad de Drenaje
Distancia a drenaje	-----
Densidad de lineamientos/fallas	Densidad lineamientos/fallas
Distancia a lineamientos/fallas	Distancia a lineamientos/fallas
Geología	Geología
-----	Distancia Normalizada a la Cresta

Además de lo anterior, otra diferencia está en la implementación del modelo. En el caso de Náquira (2009), éste fue realizado utilizando el software: ILWIS, mientras que para este estudio la metodología, “Peso de la evidencia”, se implementó en ArcGIS.

Se observaron algunas diferencias en los rangos de los pesos obtenidos, donde en el caso de Náquira (2009), solo se informaron pesos positivos, mientras que en este caso, existen pesos positivos y negativos. Los valores de los pesos obtenidos concuerdan con trabajos de otros autores como Kayastha, et al (2012); Neuhäuser y Terhorst, (2005); Regmi et al. (2010); Barbieri y Cambuli, (2009); Dahal et al., (2007), donde los rangos de peso son similares y también utilizan el modelo implementado en ArcGIS.

Además del software utilizado, en Náquira (2009) se desarrolla un análisis de susceptibilidad para cada tipo de remoción en masa (Flujos de detritos, caídas de rocas, deslizamientos de suelo, roca y suelo-roca), obteniéndose el mapa final de la suma de los mapas asociados a cada tipo de remoción. Es por esto, que no se pueden comparar directamente los pesos obtenidos para los factores y clases, pues no se obtuvieron pesos específicos para el análisis por remociones en general, sino que se realizó una sumatoria de los anteriores, a diferencia de este trabajo, donde se propone un análisis de remociones en general.

Con respecto a los resultados, una de las primeras diferencias es el porcentaje de remociones predichas por cada modelo. En el caso de Náquira (2009), su modelo alcanza en torno al 85%, mientras que en este estudio se llega hasta un 72% de predicción de las remociones observadas.

Si se comparan ahora las clases de susceptibilidad, como se observa en la Tabla 19, utilizando los mismos rangos de evidencia, tanto para la clase de alta susceptibilidad como para la de susceptibilidad media, se necesita un mayor porcentaje de pesos para lograr el valor de evidencia.

La variación entre los dos trabajos está dada por la diferencia de predicción total de las remociones, que logra cada modelo, donde en Náquira (2009) se obtiene un mejor índice de éxito, por lo tanto una menor cantidad de remociones son necesarias para lograr el mismo valor de susceptibilidad.

Tabla 19: Comparación de clases de susceptibilidad obtenidas con clases de Náquira (2009).

		Este Trabajo	Náquira (2009)
Susceptibilidad Baja	% Evidencia	15	15
	% Pesos	48	55
Susceptibilidad Media	% Evidencia	22	22
	% Pesos	27	20
Susceptibilidad Alta	% Evidencia	63	63
	% Pesos	35	25

Ahora se busca comparar como varían los resultados obtenidos si se aplica el modelo de Náquira (2009) en este trabajo.

Con el fin de comparar los resultados obtenidos y analizar cómo varía el mapa general de susceptibilidad al modificar algunos parámetros en la zona estudiada, en la Figura 5.6 se plantean 4 modelos de susceptibilidad de la zona estudiada. Los datos de cada modelo se encuentran en el anexo C

1. Modelo A: Mapa de susceptibilidad obtenido en este trabajo, utilizando los factores y clases explicadas en los capítulos anteriores (3.4 Método Bivariado).
2. Modelo B: Mapa de susceptibilidad obtenido en este trabajo, pero utilizando la clasificación de susceptibilidad mostrada en el trabajo de Náquira (2009).
3. Modelo C: Mapa de susceptibilidad utilizando los factores presentados en Náquira (2009) y las clases de susceptibilidad planteadas en este trabajo.
4. Modelo D: Mapa de susceptibilidad obtenido de los factores propuestos por Náquira y su clasificación para la susceptibilidad a remociones en masa (Tabla 19).

Comparando ahora los modelos C y D, se observa que presentan un patrón similar de las clases de susceptibilidad, donde en el caso D hay una mayor área de baja susceptibilidad. Al utilizar los rangos para las clases de susceptibilidad de Náquira (2009), se produce una disminución de la susceptibilidad a nivel general.

En el mismo contexto, si ahora se comparan los modelos A-B con C-D, se observa que al tener los modelos C-D las clases y factores propuestos por Náquira (2009), las figuras muestran que el paso de la clase de baja susceptibilidad a la de alta susceptibilidad es más brusco, ya que los factores definidos presentan menos clases, haciendo más marcadas las variaciones de los parámetros.

Si se compara por último el modelo A y B, se observa que, a nivel general, ambos presentan una distribución de las clases de susceptibilidad muy similar, sin embargo, en el caso de A, se observa una mayor área ocupada por la clase de susceptibilidad alta en comparación a B. En ambos modelos la clase de susceptibilidad media es la de menor área.

Al pasar de la clasificación de susceptibilidad propuesta en este trabajo y la usada en el trabajo de Náquira (2009), no se presentan grandes diferencias entre las clases. Las diferencias mayores se encuentran entre los modelos utilizando diferentes factores. Pero como ya se dijo, se opta por utilizar más factores, ya que, éstos mejoran el resultado final del modelo.

Observando las diferencias entregadas por las clasificaciones de la susceptibilidad tanto en A como en B, finalmente se escoge el modelo A, ya que, como se mencionó anteriormente, al utilizar los rangos de susceptibilidad de Náquira (2009), existen zonas que pasan de susceptibilidad media-alta a baja. Por lo tanto, se opta por asignar valores de mayor susceptibilidad, evitando así que algunos sectores resulten subestimados. Los rangos en Náquira (2009) están establecidos para un modelo de mayor precisión,

por lo tanto puede que, al utilizarlos se pierda información del modelo implementado en este trabajo.

De lo anteriormente planteado, se infiere que, si bien ambas zonas de estudio presentan condiciones generales similares, tales como la geología, pendientes abruptas, altas precipitaciones, corresponder una zona periglacial, densa vegetación y poca intervención humana, deben existir diferencias en la metodología o las condiciones propias de la zona que generen las variaciones entre los modelos.

Por ejemplo, en el caso de Náquira 20009, se realizó un estudio más detallado de las estructuras presentes, haciendo que los lineamientos planteados sean más precisos.

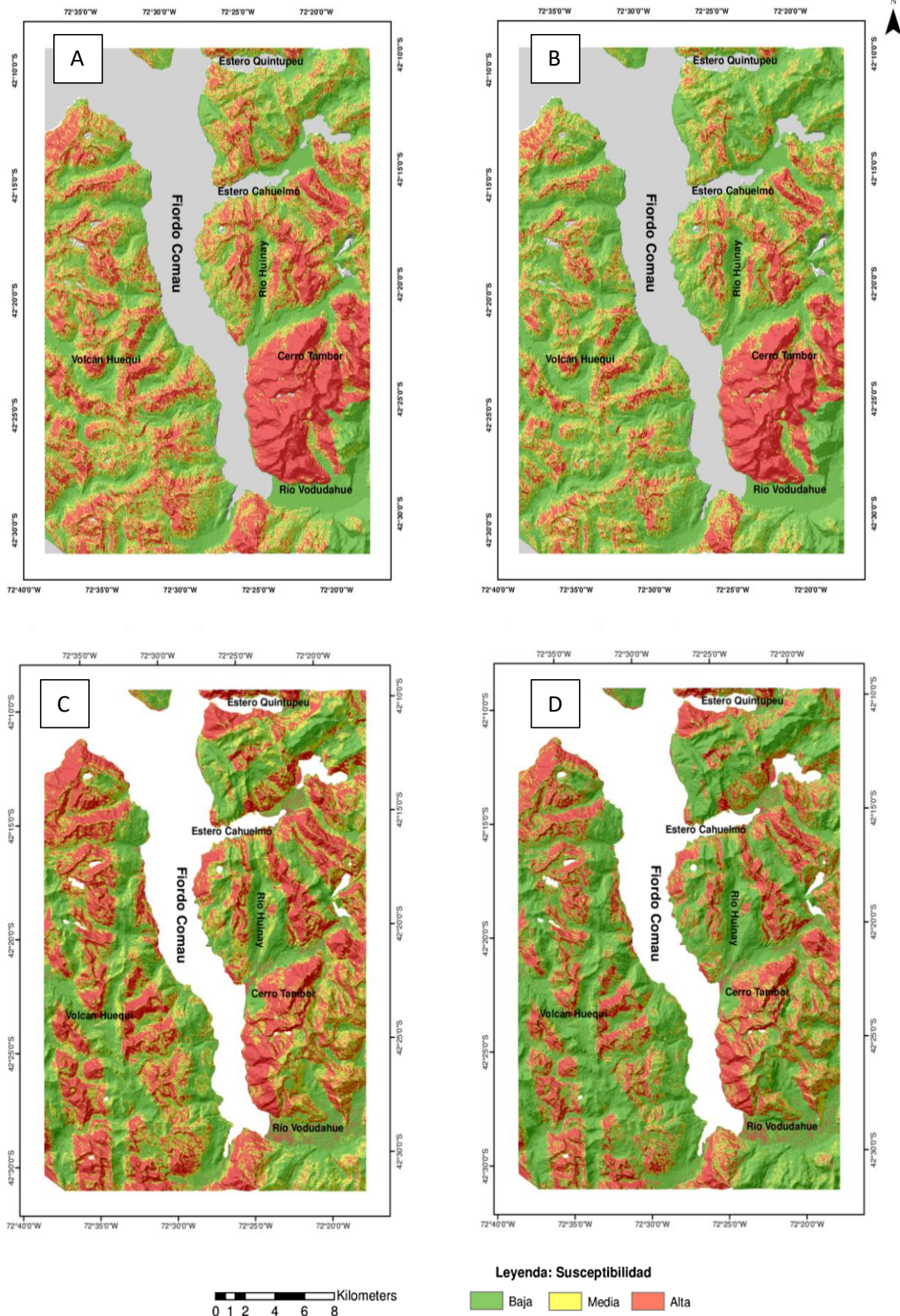


Figura 5.6: Mapas de susceptibilidad clasificados en susceptibilidad baja (verde), media (amarillo) y alta (rojo). A: Modelo obtenido de esta investigación. B: Modelo con clases de susceptibilidad de Niquira (2009). C: Modelo basado en factores de Niquira (2009) con clases de susceptibilidad obtenidas de este trabajo. D: Modelo basado en los factores y clases de susceptibilidad propuestos en Niquira (2009)

5.6 Comparación con Le Roux et al., 2013

Existe otro trabajo de susceptibilidad de remociones en masa, realizado en la misma zona de Náquira (2009), este estudio utiliza una metodología basada en mapas compuestos donde al comparar los dos trabajos ya mencionados, los resultados son similares, siendo el de Sepúlveda (2013) menos preciso, debido a que la metodología interpola datos y no calcula el peso punto a punto como en el caso del peso de la evidencia. No obstante, los resultados obtenidos son comparables con los de Náquira, siendo esta una opción de análisis que también podría aplicarse en la zona de estudio de este trabajo.

5.7 Potencial Tsunamigénico

Si se compara el contexto entre el fiordo Aysén y el fiordo Comau, presentan varias características similares, entre ellas: encontrarse bajo la influencia del sistema de fallas Liquiñe.-Ofqui, su densa vegetación, altas precipitaciones durante todo el año, laderas abruptas, litologías, entre otros.

Es de esperar entonces, que en la zona del canal Comau se pudiese dar un fenómeno similar al de Aysén en 2007, donde una serie de remociones desencadenó un tsunami en la costa.

Observando el catastro de remociones y las zonas de mayor susceptibilidad, se plantea que, dada la distribución de remociones en masa, donde una parte importante de éstas, se ubican en la zona costera, la generación de un tsunami debido al movimiento de material ladera abajo, es un escenario factible.

Las zonas más probables de generar remociones en masa de mayor volumen corresponden a la ladera este, principalmente la zona entre Huinay y Vodudahue. Este sector se destaca por presentar los valores más altos de susceptibilidad y además por la existencia de las remociones en masa más grandes en área y volumen.

Las zonas más afectadas, por lo tanto serían la ladera oeste, la cual al presentar menores pendientes, podría favorecer el avance del agua hacia dentro de la ladera. Otras zonas que se podrían ver expuestas son aquellas partes del fiordo de menor altura, donde el agua podría ingresar más fácilmente, como Vodudahue y el poblado de Huinay.

El tamaño del tsunami, así como las consecuencias de éste, dependerán del volumen de material desplazado. Para tener información más detallada sobre esto, se recomienda realizar un estudio de la batimetría y modelar posibles volúmenes de las remociones más grandes para obtener mayor información sobre posibles alturas de olas generables con estas remociones en masa.

5.8 Recomendaciones

Los resultados obtenidos en este trabajo pueden ser aplicados a un área o región particular, la cual presente características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrológicas similares a las de la zona estudiada. No se puede aplicar exactamente el mismo modelo a otras regiones de Chile y el mundo. Es necesario tomar en cuenta los factores condicionantes para cada sector en particular.

Cada región presenta características específicas y es imperativo realizar un estudio acabado primero para determinar los factores a tomar en cuenta.

Dependiendo de los factores considerados el inventario de remociones y el método estadístico aplicado, el mapa de susceptibilidad y los mejores factores correlacionados con las remociones pueden variar considerablemente.

Debido a la dependencia de los factores, los valores de probabilidad resultante deben ser utilizados como una indicación general para la susceptibilidad a remociones en masa y no como un valor de probabilidad absoluto.

Uno de los puntos importantes para el desarrollo de este trabajo es la construcción de la Carretera Austral. Observando los resultados obtenidos y el posible trazado de este camino, por la ladera este, sería recomendable realizar un estudio más detallado de la resistencia y condiciones geotécnicas de las rocas ahí expuestas, ya que se observan altos valores de susceptibilidad en partes del posible camino. Además en terreno se presenta una gran cantidad de remociones en masa atravesando lo que sería el camino, por lo mismo es recomendable analizar y evaluar el trazado, para evitar exponer a los futuros usuarios a accidentes y cortes de camino.

Es necesario contar con medidas de mitigación para posibles eventos futuros si se realiza el camino, donde los principales tipos de remociones presentes corresponden a caídas de rocas y deslizamientos de roca y roca-suelo.

6 CONCLUSIONES

Las remociones en masa corresponden a procesos de movilización lenta o rápida de un determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones. Estos procesos son generados por una serie de factores y son uno de los peligros naturales más riesgosos. Autoridades y centros de investigación de todo el mundo durante años han buscado manera de evaluar el peligro y riesgo y ver su distribución espacial.

Las principales limitaciones de este trabajo fueron la obtención de información en terreno por las condiciones de la zona, donde destacan la densa vegetación, sus costas abruptas y la presencia de afloramientos a mucha altura. Además de esto existieron problemas para realizar el mapeo de remociones, esto debido a la baja calidad de las imágenes satelitales y a diferencias en el mapeo de flujos de detritos y las demás categorías, delimitando solo zonas de generación para las segundas.

Las clases-factores mejor correlacionadas con las remociones en masa son: Jig-Geología, Curvatura de plano cóncava y Pendiente entre 45-55°.

La fuerte correlación de la geología con las remociones presentes se explica por las condiciones geotécnicas de las rocas. La clase Jig es la de mayor susceptibilidad y solo se limita a la zona entre el río Huinay y Vodudahue, la cual corresponde a la zona de mayor susceptibilidad alcanzando valores cercanos a 4. Esta zona concuerda con las áreas de mayores pendientes, alturas y las remociones más grandes. Además en terreno se observan zonas de muchas fracturas y las partes altas están más expuestas a la erosión, al no presentar vegetación.

Con respecto al mapa obtenido: un 37,27% corresponde a susceptibilidad baja, 27,35% a susceptibilidad media y un 35,38% a susceptibilidad alta, clase que incluye el mayor porcentaje de remociones en masa con un 60,39%.

A pesar de que la zonación del mapa de susceptibilidad no es del todo precisa, es posible decir que, la zona presenta una alta susceptibilidad a remociones en masa y debido a su contexto y condiciones similares a la zona de Aysén, se puede concluir que un escenario similar al del 2007, donde un tsunami fue generado a partir de una serie de deslizamiento, podría generarse en las costas del fiordo Comau. Por lo mismo se hace necesario estudiar en mayor detalle este tipo de procesos y qué consecuencias podría traer para el fiordo.

Mencionado lo anterior es posible decir que el trabajo realizado representa un aporte en el estudio de susceptibilidad para la zona de Huinay, pues entrega una buena aproximación de zonas con mayor probabilidad de presentar remociones en masa, a pesar de los problemas presentados anteriormente.

Los mapas de susceptibilidad debiesen ser considerados en el desarrollo urbano, tanto para la construcción de poblados, así como también obras viales, con el fin de evitar posibles daños y pérdidas en el futuro.

Dentro de este contexto cabe mencionar la construcción de la continuación de la carretera Austral, la cual está trazada en primera instancia por todo el borde oeste del mapa de susceptibilidad obtenido. Basándose en las observaciones de terreno, se tiene que esta zona es una de las más susceptibles de remociones en masa, existiendo una alta densidad de remociones de gran tamaño, lo que hace necesario un estudio de mayor detalle para la realización de este proyecto, para así revisar el trazado y los posibles efectos de procesos de remociones en masa en las cercanías del camino.

Cabe destacar que el modelo utilizado para este trabajo, Peso de la evidencia, depende de la correcta identificación de los factores principales, la calidad de los datos, el número de remociones en masa, la escala y tamaño del estudio, donde además existen incertidumbres asociadas a la digitalización de la información obtenida en terreno

Finalmente con respecto a la metodología se concluye que el método "Peso de la evidencia" presenta algunas desventajas, entre éstas destacan la dependencia del método con el número de píxeles con remociones, éste sobreestima o subestima pesos si el área de la clase-factor es muy pequeña y las remociones no están distribuidas uniformemente.

Otra desventaja es la ya mencionada variabilidad de los resultados, según los factores y las clases escogidos. En este caso podrían estudiarse otro grupo de factores para ver si los resultados varían o mejoran. Otra desventaja del Peso de la evidencia es que metodología necesita un MED de buena resolución para obtener información con suficiente detalle para la generación de las capas de los diferentes factores. En este mismo contexto, el método tiene como desventaja el simplificar los mapas temáticos o los factores a considerar, ya que, toma solo variables fácilmente mapeables o que se puedan obtener de un MED.

Por el contrario como ventaja principal está que la metodología es sencilla y permite obtener una buena aproximación de la susceptibilidad, basada en una serie de factores obteniendo gran parte de la información de una misma fuente, MED. Además esta metodología permite automatizar el cálculo de los pesos para cada factor, utilizando los sistemas SIG, los cuales facilitan el manejo de bases de datos de gran tamaño.

7 BIBLIOGRAFÍA

Agterberg, F., Cheng, Q., 2002, Conditional Independence Test for Weights-of-Evidence Modeling, *Natural Resources Research*, vol. 11, No. 4, p. 249–255.

Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bull Eng Geol Env* No. 58, p.21- 44.

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

Amanti M, Casagli N, Catani F, D'Orefice M, Motteran G ,1996. Guida al censimento dei fenomeni franosi e alla loro archiviazione. *Miscell Serv Geol d'It*, No. 7, p.109.

Armaş, I., 2012, Weights of evidence method for landslide susceptibility mapping. Prahova Subcarpathians, Romania. *Natural Hazards*, No. 60, p. 937–950.

Ayalew, L., Yamagishi, H., 2005. The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology* No.65.

Barbieri, G., Cambuli, P., 2009. The weight of evidence statistical method in landslide susceptibility mapping of the Rio Pardu Valley (Sardinia, Italy). In *Proceedings of 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia*, p. 2658-2664.

Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P., and Wright, D.F., 1988, Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, No.54, p.1585–1592.

Bonham-Carter, Graeme, F., 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS*. Pergamon Press Edition, Toronto.

Bonham-Carter GF, 1996 *Geographic information systems for geoscientists, modeling with GIS*. Pergamon Press, Oxford, p. 398.

Brabb EE, 1984 *Innovative Approaches to Landslide Hazard and Risk Mapping*, In: *Proc 4th Int Symp Landslides*, Toronto, No.1, p. 307–323.

Cameron, W.M., Pritchard, D.W., 1963, *Estuaries in: M.N. Hill (Ed.), The Sea*, vol. 2, Wiley, New York.

Carrara, A., Catalano, E., Sorriso-Valvo, M., Reali, C., Ossi, I., 1978. Digital Terrain Analysis for land evaluation. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, No. 13, p. 69–127.

Carrara A, 1982, *Cartografia tematica, stoccaggio ed elaborazione dati*. In: *atti del Convegno Conclusivo P.F. Conser. Suolo, Sottopr. Fenomeni Franosi, Relazione Generale*, 9–10 giugno 1982, Roma, p 265–281.

Carrara, A., 1983. Multivariate methods for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geol*, No. 15, p. 403–426.

Carrara, A., 1988. Landslide hazard mapping by statistical methods: a black box model approach. In: *Proc of the Workshop on Natural Disaster in European Mediterranean Countries*. Perugia, Italy. Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Catani, F., Casagli, N., Ermini, G., Righini, G., Menduni, G., 2005. Landslide hazard and risk mapping at catchment scale in the Arno River basin. *Landslides*, Vol.2, Issue4, p 329-342.

Cembrano, J., Beck, M.E. Jr, Burmester, R.F., Rojas, C., García, A., Hervé, F., 1992. Paleomagnetism of Lower Cretaceous Rocks from East of the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, No.113, p. 539-551.

Cembrano, J., Hervé, F., 1993. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second ISAG*, Oxford (UK), No.21-23, p. 175-178.

Cembrano, J., Moreno H., 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38° S y 46° S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente, VII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol.1, p. 240–244.

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.

Cembrano, J., Lara, L., 2009, The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review, *Tectonophysics* No.471, p. 96–113

Cheng, Q., Agterberg, F. P., and Bonham-Carter, G. F., 1996, Fractal pattern integration method for mineral potential mapping: *Non-renewable Resources*, Vol. 5, No. 2, p. 117-130.

Chong Xu, Xiwei Xu, Fuchu Dai Jianzhang Xiao, Xibin Tan, Renmao Yuan, 2012 Landslide Hazard Mapping Using GIS and Weight of Evidence Model in Qingshui River Watershed of 2008 Wenchuan Earthquake Struck. *Journal of Earth Science*, Vol. 23, No. 1, p. 97–120.

Chowdhury RN, Flentje P, 1998a. A landslide database for landslide hazard assessment. In: *Workshop on Landslide Hazard Assessment – Progressing from Qualitative to Quantitative Approaches*, Wollongong February 1998, p. 8–9,

Chung C. F. and Fabbri, A. G.: 1999, Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* No.65-12, p., 1389–1399.

Cruden, D., 1991. A simple definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 43, p. 27-29.

Cruden DM, Brown WM ,1992, Progress towards the World Landslide Inventory. In: Proc of 6th Int Symp on Landslides, Christchurch, No.1, p.59–64

Cruden, D. M., & Varnes, D. J. ,1996. Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. Transportation research board special report, p.247.

Dahal, R.K., Hasegawa, S., Nonomura, A., Yamanaka, M., Masuda, T., and Nishino, K., 2008, GIS-based weights-of-evidence modelling of rainfall-induced landslides in small catchments for landslide susceptibility mapping. *Environmental Geology*, No. 54, p. 311–324.

Dai, F.C, Lee, C.F., 2002, Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* No.42, p.213–228.

Dai,F.C.,Lee, C.F.,Ngai,Y.,2002. Landslide risk assessment and management: an overview, *Engineering Geology*, No. 64, p.65–87.

Daneshfar,B., Benn, K.,2002, Spatial relationships between natural seismicity and faults, southeastern Ontario and north-central New York state, *Tectonophysics*,No. 353, Issues 1–4,p.31–44.

Dragičević, S., Lai, T., & Balram, S., 2015. GIS-based multicriteria evaluation with multiscale analysis to characterize urban landslide susceptibility in data-scarce environments. *Habitat International*, No.45, p.114-125.

Drake, R., Hervé, F., Munizaga, F., M. Beck, 1992. Magmatism and the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, southern Chile (40° - 46° S. Lat.). *Comunicaciones (Vth International Circumpacific Terrane Conference)*, No. 42, p. 69-74.

Duhart P, Crignola G, Ordoñez BA, Muñoz J ,2000. Franjas metalogénicas en Chiloé continental (41°–44°S) IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile. *Actas No.1*, p.201–205.

Dyer, K.R., 1973, *Estuaries: a physical introduction*. John Wiley y Sons: Londen. ISBN 0471-22905-9.No 15, p. 140 pp.

Ercanoglu, M., & Gokceoglu, C., 2004. Use of fuzzy relations to produce landslide susceptibility map of a landslide prone area (West Black Sea Region, Turkey). *Engineering Geology*, No.75 (3), p.229-250.

Ermini,L.,Catani,F.,Casagli,N.,2005, Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment, *Geomorphology*,Volume 66, Issues 1–4, Pages 327–343.

Feruglio,E.,1949, Descripción Geológica de la Patagonia,Buenos Aires, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, No. 2 , p. 1–349.

Folguera, A., Yagupsky, D., Zlotnik, S., Iaffa, D., & Melnick, D., 2001. Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37 y 40 S en el Plioceno y Cuaternario. *Congreso Latinoamericano de Geología* No. 11.

Forsythe, R., Diemer, J. 2006. Late Cenozoic movement associated with the arc-parallel Liquiñe-Ofqui Fault zone and the Chile Triple Junction documented by acoustic profiling of shallow marine and lacustrine deposits of Southern Chile. Backbone of the Americas GSA meeting, Actas, p. 48.

Forsythe, R., & Nelson, E., 1985. Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics* No.4,p. 477-495.

Futa, K., Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters* No.88, p.253–262.

Goodman, R.E., 1989. Introduction to Rock Mechanics. New York: Wiley y Sons, 2nd Edition.

González De Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., 2002. Ingeniería Geológica. Editorial Prentice Hall, p. 715.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1), 181-216.

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

Herron, E.M.; Cande, S.C.; Hall, B.R. 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile margin triple junction. *Geological Society of America Memoir* No.154, p. 683-701.

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., Araya, E., Fuenzalida, F.J., Solano, A., 1978. Nuevos antecedentes acerca de la geología de la costa de Chiloé Continental, X región, Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Actas, No. 1, p. 629 – 638.

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

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Suarez, M. and De la Cruz, R., 1993. Basic magmatism in a mid-Tertiary transtensional basin, Isla Magdalena, Aysen, Chile. Second ISAG, Oxford, ORSTOM,p. 367-369.

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.,Pankhurst R.,1993, Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysen, Chile, *Earth and Planetary Science Letters* No.120, p.375-386.

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

Hervé F, Fanning CM, Bradshaw J, Bradshaw M, Lacassie JP.,1999.Late Permian SHRIMP U-Pb detrital zircon ages constrain the age of accretion of oceanic basalt to the Gondwana margin at the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. In: Fourth ISAG, Göttingen, Germany, abstracts, ORSTOM, Paris, p. 327–328.

Hervé F, Demant A, Ramos V, Pankhurst RJ, Suárez M,2000.The Southern Andes. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds) *Tectonic evolution of South America*, p. 605–634.

Hervé F., Fanning.C. Mark, 2001, Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile* Vol.28, No.1.

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

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

Hutchinson JN., 1995, *Landslide hazard assessment*. In: *Proc VII Int Symp on Landslides*, Christchurch, No 1 p.1805–1842.

Inall, M. E., & Gillibrand, P. A. 2010. The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, No.344 (1), p.17-33.

Kayastha, P., Dhital, M. R., & De Smedt, F., 2012. Landslide susceptibility mapping using the weight of evidence method in the Tinau watershed, Nepal. *Natural hazards*, No.63 (2), p.479-498.

Keefer DK, Johnson AM, 1983. *Earthflows: morphology, mobilization and movement*. USGS Professional Paper 1264.

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

Lavenu, A., Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* No. 21, p. 1669-1691.

Lee, S., & Min, K., 2001. Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. *Environmental Geology*, No.40 (9), p.1095-1113.

Lee, S., Choi, J., Min, K., 2002. Landslide susceptibility analysis and verification using de Bayesian probability model. *Environmental Geology* No. 43, p. 120-131.

Lee,S.,Choi,L., 2004,Landslide susceptibility mapping using GIS and the weight-of-evidence model, *International Journal of Geographical Information Science*, Vol. 18, No. 8, p 789-814.

Lee, S., & Talib, J. A. ,2005. Probabilistic landslide susceptibility and factor effect analysis. *Environmental Geology*, No.47 (7), p. 982-990.

Lee, S., & Sambath, T. ,2006. Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models. *Environmental Geology*, No.50 (6), p. 847-855.

Leroi, E., 1996. Landslide hazard – Risk maps at different scales: objectives, tools and developments. In: *Proc VII Int Symp Landslides*, Trondheim, No. 1, p. 35–52.

Le Roux, J., Sepúlveda Valenzuela, S., & Palma, G. ,2013. Application of the composite maps method for landslide susceptibility assessment and its potential use for other natural risk analyses.

Levi, B.; Aguilar, A.; Fuenzalida, R., 1966. Reconocimiento geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé.No19.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andesbasaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol.22, No.2, p. 219-234.

Martin,MW., Kato, CT., Rodriguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M., Campos, A. ,1999, Evolution of the Late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°- 41°S), Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics* Vol.18, No.4, p.582–605.

Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Echtler, H. y Potent, S. 2002.Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes,No.5 *International Symposium of Andean Geodynamics*, Proceedings p.413-417.

Moreiras, S. M. ,2009. Análisis Estadístico Probabilístico de las variables que condicionan la inestabilidad de las laderas en los valles de los río Las Cuevas y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, No.65 (4), p. 780-790.

Moreno, H.; Parada, M.A. 1974. Geología del área de Liquiñe-Neltume y Lago Pirihueico. Instituto de Investigaciones Geológicas, p.41.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M. and Snelling, N., 1988. Geochronology of the lake region of south central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *J. S. Am. Earth Sci.* No.1, p. 309-316.

Náquira V., 2009, Susceptibilidad remociones en masa en las costas de fiordos cercanos a Hornopirén, Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Naranjo J.A., Stern, C.R. 1998. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42° 30' - 45° S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Rev Geol Chile*, No.31, p.224-240.

Neuhäuser, B., & Terhorst, B., 2007. Landslide susceptibility assessment using “weights-of-evidence” applied to a study area at the Jurassic escarpment (SW-Germany). *Geomorphology*, No.86 (1), p.12-24.

Neuland, H., 1976. A prediction model of landslips. *Catena*, No. 3, p. 215–230.

Niemeyer, F., 1980. Hoyas hidrográficas de Chile: segunda Región de Antofagasta.

Officer, C.B, 1976. Physical oceanography of estuaries Wiley, London, p. 465.

Ohlmacher, G. C., & Davis, J. C., 2003. Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology*, No.69 (3), p.331-343.

Pankhurst, R.,Hervé,F.,Rojas,L.,Cembrano,J.,1992 Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°–42°30'S), *Tectonophysics*,Vol. 205, No.1–3, p.283-294.

Pankhurst ,R. J., Weaver,S. D., Hervé,F.y Larrondo,P ,1999, Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile, *Journal of the Geological Society*,No.156, p.673-694.

Pankhurst,R.,Hervé,F.,2007,Geology of Chile, Chapter 1, Introduction and Overview.

Parada, M.A., Godoy, E., Hervé, F. and Thiele, R., 1987. Miocene calc-alkaline plutonism in the Chilean southern Andes. *Rev.Bras. Geocienc.*, No.17, p.450-455.

Petley, D. N., 2011. The landslide blog.

Popescu, M.E., 2002. Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. Keynote Lecture, Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures, Singapore, p. 61-81.

Pourghasemi, H.R., Jirandeh, A.G., Pradhan, B., Xu, C., and Gokceoglu, C., 2013c, Landslide susceptibility mapping using support vector machine and GIS at the Golestan Province, Iran. *Journal of Earth System Science*, No.122, p.349–369.

Prian, J., 1994, Síntesis geológica entre los 40°30' y 42°15' latitud sur. Parte centro-sur de la X Región, y programa de geocronología, Proyecto inventario geológico y minero de la X región, SERNAGEOMIN.

Regmi, N.R., Giardino, J.R., and Vitek, J.D., 2010, Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach: Western Colorado, USA. *Geomorphology*, No.115, p.172–187.

Remondo, J., Bonachea, J., Cendrero, A., 2005. A statistical approach to landslide risk modelling at basin scale: from landslide susceptibility to quantitative risk assessment. *Landslides*, Vol 2, Issue 4, p 321-328.

Richter, C. F., *Elementary Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, Calif., 1958.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2003. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*.

Rozos, D., Bathrellos, G. D., & Skillodimou, H. D. ,2011. Comparison of the implementation of rock engineering system and analytic hierarchy process methods, upon landslide susceptibility mapping, using GIS: a case study from the Eastern Achaia County of Peloponnesus, Greece. *Environmental Earth Sciences*, No 63(1), p.49-63.

Sauret, B., 1987. Coulées de débris canalisées. *Compte rendu bibliographique*. In *Risques Naturels*. Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, No.150-151, p.65-77.

Scheuber and P.J. Wigger (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, p. 243-248.

Schuster R.L., 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington D.C. p. 675.

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

Sepúlveda, S., Serey, A., Lara, M., Pavez, A., Rebolledo, S., Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia, *Landslides* No.7, p.483–492

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., Serey, A., Pavez, A., Barrientos, S., Lara, M. 2008. Analysis of earthquake-induced landslides during the 2007 Aysén Fjord seismic swarm, Chilean Patagonia (45.5°S). In 33rd International Geological Congress, Proceedings, paper GHZ04203L. Oslo.

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.

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.

Sharpe C.F.S., 1938: Landslides and related phenomena: a study of mass-movements of soil and rock, Columbia University Press, New York.

Soeters, R., van Westen, C.J., 1996. Slope instability, recognition, analysis, and zonation. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington, DC, p. 129–177.

Spiess, F., 2016, Leyes Gutenberg-Richter para la zona de Chiloé y Chiloé continental, Décima Región, Trabajo inédito, Proyecto 2, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Spiegelhalter, D. J. & Knill-Jones, R. P. (1984) Statistical and knowledge-based approaches to clinical decision-support systems, with an application in gastroenterology. *Journal of the Royal Statistical Society*, 147, 35-77.

Spiegelhalter, D. J., & Lauritzen, S. L. (1988). Statistical reasoning and learning in knowledge-bases represented as causal networks. In *Expert Systems and Decision Support in Medicine* (pp. 105-112). Springer Berlin Heidelberg.

Steffen, H. 1944. Patagonia occidental. Las cordilleras patagónicas y sus regiones circundantes. Ediciones de la Universidad de Chile, Vol. 1, p 333. Santiago.

Suárez, M., De la Cruz, R., 2001, Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°–48° S), *Geol. Mag.* Vol.1 No.138, p.53–66.

Suzen, M., Doyuran, V., 2004, A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate, *Environmental Geology* No.45, p.665–679.

Syvitski, J. P., & Shaw, J., 1995. Sedimentology and geomorphology of fjords. *Developments in sedimentology*, No. 53, p.113-178.

Tarolli, P., & Tarboton, D. G., 2006. A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, No. 10 (5), p.663-677.

Thiart, C., Bonham-Carter, G. F., & Agterberg, F. P., 2003. Conditional independence in weights-of-evidence: application of an improved test. In *Proceedings, 9th Conference of the International Association for Mathematical Geology*, held in Portsmouth, UK.

Thiele, R., Castillo, J. C., Hein, R. y Ulloa, M. 1978. Geología del sector formterizo de Chiloé continental entre los 43°–43°15p latitud Sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, No.1, p. 577–592.

Thiele, R., Hein, R., 1979, Posición y evolución tectónica de los andes Nord-Patagónicos, Segundo Congreso Geológico Chileno.

Van Westen, C.J., 1993 Application of geographic information systems to landslide hazard zonation, 15, ITC Publication, ITC, Enschede, The Netherlands

Van Westen, C.J., Rengers, N., Terlien, M.T.J., Soeters, R., 1997. Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau* No.86, p.404– 414.

Van Westen, C.J., 2000. The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics*, No.21, p. 241–255.

Van Westen, C.J., 2002. Remote sensing and geographic information systems for natural disaster management. In: *Environmental modelling with GIS and remote sensing / A. Skidmore (ed.)*. London etc.: Taylor y Francis, 2002. ISBN 0-415-24170-7 pp. 200-226

Van Westen, 2002. Use of weights of evidence modelling for landslide susceptibility mapping, International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC) p.1-21.

Van Westen, C.J., Terlien, M. J. T., 1996. An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS. A case study from Manizales (Colombia). *Earth Surface Processes and Landforms*, No.21 (9), p.853-868.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides, Analysis and Control*, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides, Analysis and Control*, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33.

Varnes DJ, IAEG Commission on Landslides, 1984. *Landslide hazard zonation – a review of principles and practice*. UNESCO, Paris, p.63.

Watt S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A. 2011. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology* Vol.2 No.38, p 335-348.

Watt S.F.L., Pyle, D.M., Naranjo, J.A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T.A., Moreno, H. 2011. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region, southern Chile. *Quaternary International* No.246, p.324-343.

Wieczorek GF (1984) Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bull of the Assoc Eng Geol*, No.21, p. 337–342.

Yesilnacar, E., Topal, T., 2005, Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey), *Engineering Geology* No.79, p.251–266.

Yin, K.L., Yan, T.Z., 1988. Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. 5th International Symposium on Landslides, Lausanne No.2, p.1269–1272.

Youssef, A. M., Pradhan, B., Jebur, M. N., & El-Harbi, H. M., 2015. Landslide susceptibility mapping using ensemble bivariate and multivariate statistical models in Fayfa area, Saudi Arabia. *Environmental Earth Sciences*, No.73 (7), p. 3745-3761.

Xu, C., Dai, F., Xu, X., & Lee, Y. H. ,2012. GIS-based support vector machine modeling of earthquake-triggered landslide susceptibility in the Jianjiang River watershed, China. *Geomorphology*, No. 145, p.70-80.

8 ANEXO

ANEXO A

Datos de factores condicionantes utilizados en este trabajo, incluyendo la fuente de información y relevancia en el estudio.

Tabla 20: Factores condicionantes utilizados con su importancia para el estudio y fuente de la información

Factor	Fuente	Importancia
Mapa Geológico	SERNAGEOMIN	Características del material que compone las laderas.
Distancia a fallas	SERNAGEOMIN, Imágenes Satelitales.	
Altura	DEM	Clima, vegetación y potencial energía.
Pendiente	DEM	Velocidad de los flujos.
Orientación	DEM	Insolación solar, evapo-transpiración, distribución de la flora y abundancia.
Curvatura de Plano	DEM	Convergencia y divergencia escorrentías, características del suelo.
Curvatura en Perfil	DEM	Aceleración de los flujos, erosión y depositación y geomorfología.
Densidad red de drenaje	DEM	Permeabilidad del suelo, infiltración.
Distancia a red de drenaje	DEM	Susceptibilidad a la eliminación de material en la base de la ladera.
Inventario remociones en masa	Estudios de terreno, imágenes satelitales	Patrón espacial de zonas inestables.

ANEXO B.

Pesos y datos de cada factor y sus clases

Tabla 21: Datos factor Geología.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Geología	Mg	349587	4795	14643	1040602	4795	9848	344792	681167	-0,02594697	0,01288154	-0,03882851
	Kg	148152	918	14643	1040602	918	13725	147234	878725	-0,82816039	0,09016765	-0,91832804
	Jig	85735	2087	14643	1040602	2087	12556	83648	942311	0,55853077	-0,06871607	0,62724684
	Qf	23648	15	14643	1040602	15	14628	23633	1002326	-3,11292846	0,02227958	-3,13520804
	Q3i	49000	1125	14643	1040602	1125	13518	47875	978084	0,49861025	-0,03215277	0,53076301
	Q1	56118	131	14643	1040602	131	14512	55987	969972	-1,80825682	0,04712935	-1,85538616
	PzTr	334060	5492	14643	1040602	5492	9151	328568	697391	0,15796933	-0,08406241	0,24203174

Tabla 22: Datos factor Distancia a fallas-lineamientos.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Distancia a fallas	100	65131	1033	14643	1040602	1033	13610	64098	961861	0,12147469	-0,00864447	0,13011916
	250	98352	1628	14643	1040602	1628	13015	96724	929235	0,16491136	-0,01883847	0,18374983
	500	157560	2494	14643	1040602	2494	12149	155066	870893	0,11945767	-0,0228516	0,14230927
	750	138960	2250	14643	1040602	2250	12393	136710	889249	0,14248898	-0,02382483	0,16631381
	1000	116926	1777	14643	1040602	1777	12866	115149	910810	0,07812027	-0,01032548	0,08844575
	3000	375341	4950	14643	1040602	4950	9693	370391	655568	-0,06575097	0,0353226	-0,10107357
	5000	71824	411	14643	1040602	411	14232	71413	954546	-0,90822133	0,04367777	-0,95189911
	7500	16502	18	14643	1040602	18	14625	16484	1009475	-2,57035308	0,01496738	-2,58532045

Tabla 23: Datos factor Densidad de fallas-lineamientos.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Densidad Fallas	Baja	696640	9418	14643	1040602	9418	5225	687222	338737	-0,04061397	0,07765146	-0,11826544
	Media	317201	4964	14643	1040602	4964	9679	312237	713722	0,10787001	-0,05111428	0,15898429
	Alta	8857	109	14643	1040602	109	14534	8748	1017211	-0,13581184	0,00109154	-0,13690338

Tabla 24: Datos factor Altura.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Altura	250	174519	1897	14643	1040602	1897	12746	172622	853337	-0,26140988	0,04548361	-0,30689349
	500	166931	2135	14643	1040602	2135	12508	164796	861163	-0,09682104	0,0175053	-0,11432634
	750	219634	2785	14643	1040602	2785	11858	216849	809110	-0,10553273	0,02648853	-0,13202125
	1000	261045	4307	14643	1040602	4307	10336	256738	769221	0,16160615	-0,06032471	0,22193086
	1250	151137	2062	14643	1040602	2062	12581	149075	876884	-0,03135249	0,00523368	-0,03658617
	1900	67330	1369	14643	1040602	1369	13274	65961	959998	0,37443755	-0,03170331	0,40614085

Tabla 25: Datos factor Orientación de laderas.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Orientación Ladera	N	276330	3894	14643	1040602	3894	12598	272436	751674	-0,11926301	0,03993916	-0,15920217
	E	238146	2844	14643	1040602	2844	13648	235302	788808	-0,28695448	0,07177385	-0,35872833
	S	256305	3176	14643	1040602	3176	13316	253129	770981	-0,24957289	0,0700064	-0,31957929
	W	259101	4583	14643	1040602	4583	11909	254518	769592	0,11168605	-0,03986228	0,15154833

Tabla 26: Datos factor Pendiente.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Pendiente	5	60857	180	14643	1040602	180	14463	60677	965282	-1,57094248	0,04859404	-1,61953652
	15	139048	937	14643	1040602	937	13706	138111	887848	-0,74370905	0,07845379	-0,82216284
	25	213634	2260	14643	1040602	2260	12383	211374	814585	-0,2888436	0,06306644	-0,35191005
	35	266655	3999	14643	1040602	3999	10644	262656	763303	0,0646198	-0,02323806	0,08785785
	45	221502	4215	14643	1040602	4215	10428	217287	808672	0,30685119	-0,10147824	0,40832943
	55	101295	2174	14643	1040602	2174	12469	99121	926838	0,42964812	-0,05911257	0,48876069
	65	31039	691	14643	1040602	691	13952	30348	995611	0,46707459	-0,01831309	0,48538768
	90	6572	105	14643	1040602	105	14538	6467	1019492	0,12891341	-0,00087317	0,12978658

Tabla 27: Datos factor densidad red de drenaje.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Densidad red drenaje	Muy baja	358235	5592	14643	1040602	5592	9051	352643	673316	0,10530145	-0,05991885	0,1652203
	Baja	478244	7347	14643	1040602	7347	7296	470897	555062	0,08907334	-0,08233291	0,17140625
	Media	185176	1581	14643	1040602	1581	13062	183595	842364	-0,50525403	0,08291568	-0,58816971
	Alta	17977	41	14643	1040602	41	14602	17936	1008023	-1,83157242	0,0148329	-1,84640532

Tabla 28: Datos factor distancia a drenaje.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Distancia drenaje	100	280452	4241	14643	1040602	4241	10402	276211	749748	0,07305468	-0,0283184	0,10137308
	300	416391	5734	14643	1040602	5734	8909	410657	615302	-0,02192429	0,01436946	-0,03629375
	500	255474	3630	14643	1040602	3630	11013	251844	774115	0,00984346	-0,00322339	0,01306685
	700	80220	795	14643	1040602	795	13848	79425	946534	-0,35480569	0,02475458	-0,37956027
	1000	7710	98	14643	1040602	98	14545	7612	1018347	-0,10309309	0,00073195	-0,10382504
	3000	349	3	14643	1040602	3	14640	346	1025613	-0,49840583	0,00013241	-0,49853823

Tabla 29: Datos factor Curvatura de Plano.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Curvatura de Plano	Negativa	491199	8909	14643	1040602	8909	5734	482290	543669	0,25793707	-0,30250658	0,56044365
	0	41430	398	14643	1040602	398	14245	41032	984927	-0,38623487	0,0132591	-0,39949396
	Positiva	507967	6972	14643	1040602	6972	7671	500995	524964	-0,02527333	0,02353795	-0,04881129

Tabla 30: Datos factor Curvatura en Perfil.

Factor	Clases	Npix clase	Npix rem clase	Npix rem total	Npix total mapa	NPIX1	NPIX2	NPIX3	NPIX4	W+	W-	Wc
Curvatura del Perfil	Negativa	488656	7495	14643	1040602	7495	7148	481161	544798	0,08745486	-0,08416183	0,17161668
	0	28298	285	14643	1040602	285	14358	28013	997946	-0,33851413	0,00802877	-0,3465429
	Positiva	523642	8499	14643	1040602	8499	6144	515143	510816	0,14492464	-0,17111279	0,31603743

ANEXO C

Datos de factores seleccionados y número de clases para los 4 modelos diferentes de susceptibilidad comparados. Además se adjuntan los datos de las clases de susceptibilidad para cada uno.

Tabla 31: Datos de modelos de susceptibilidad A, B, C y D.

	Clases de susceptibilidad			Clases de susceptibilidad	
	Evidencia (%)	Pesos (%)		Evidencia (%)	Pesos (%)
Alta	63	35	Alta	63	25
Media	22	27	Media	22	20
Baja	15	38	Baja	15	55
Modelo	Factores Escogidos	N° de Clases	Modelo	Factores Escogidos	N° de Clases
A Y B	Geología	7	C y D	Geología	7
	Pendiente	8		Pendiente	6
	Orientación laderas	4		Orientación laderas	4
	Altura	6		Distancia a Fallas-Lineamientos	4
	Distancia a Fallas-Lineamientos	8		Densidad de Fallas-Lineamientos	3
	Densidad de Fallas-Lineamientos	3		Curvatura Media	3
	Distancia a Red de drenaje	6			
	Densidad Red de drenaje	4			
	Curvatura de Plano	3			
	Curvatura en Perfil	3			

ANEXO D

Algoritmo de metodología Peso de la evidencia (Van Westen, 2002)

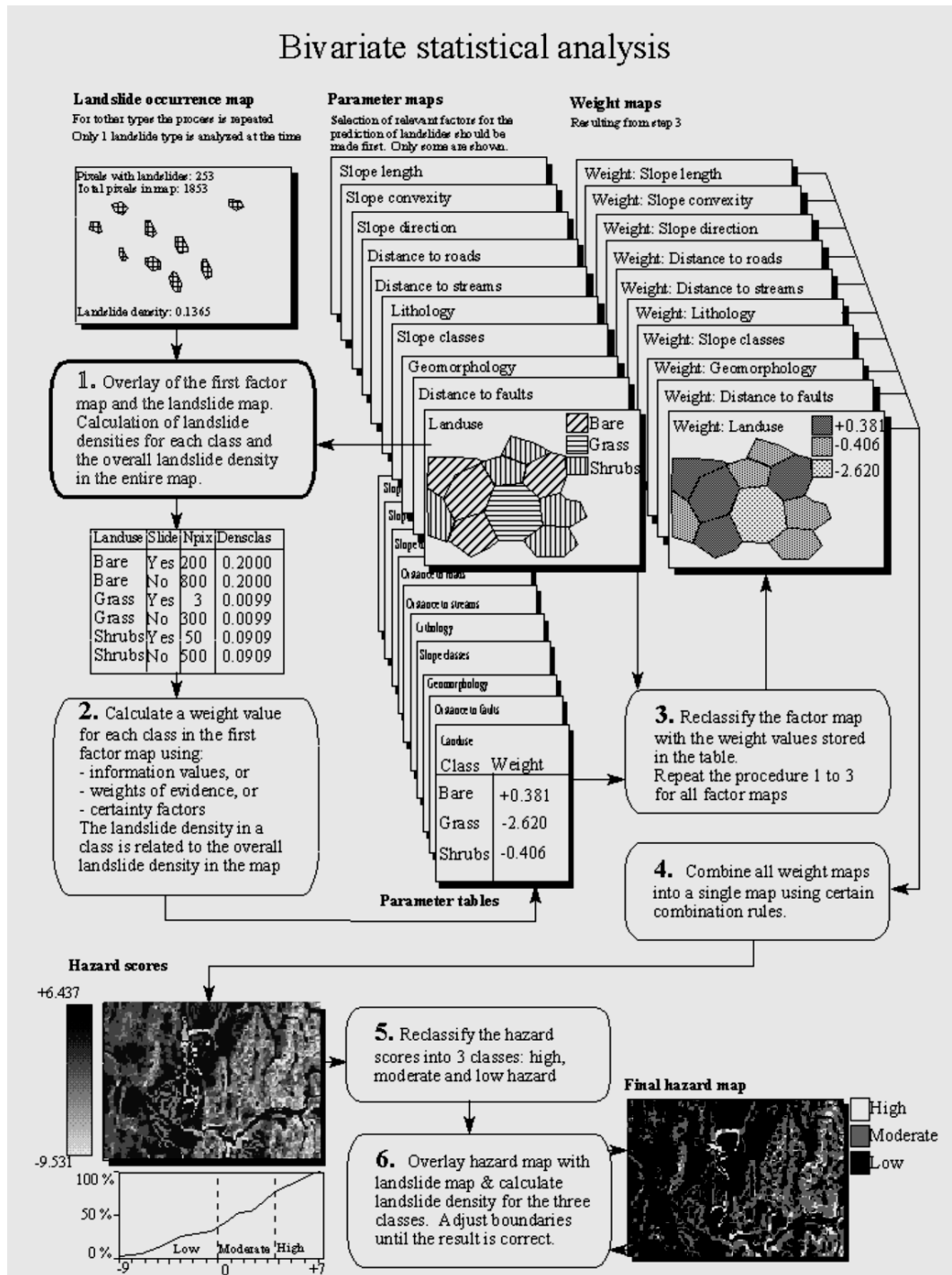


Figura 8.1: Figura resumen de la metodología peso de la evidencia.

$$W_i^+ = \log_e \frac{\frac{Npix_1}{Npix_1 + Npix_2}}{\frac{Npix_3}{Npix_3 + Npix_4}} \quad (5)$$

$$W_i^- = \log_e \frac{\frac{Npix_2}{Npix_1 + Npix_2}}{\frac{Npix_4}{Npix_3 + Npix_4}} \quad (6)$$

Nmap= número total de píxeles en el mapa

Nslide= número de píxeles con remociones en masa en el mapa

Nclass= número de píxeles en la clase

Nslclass= número de píxeles con remociones en masa en la clase

Con esos valores calculamos los pesos positivos y negativos (1 y 2):

Npix1= nslclass

Npix2= nslide-nslclass

Npix3= nclass-nslclass

Npix4= nmap-nslide-nclass+nslclass

Finalmente los pesos se calculan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} W^+ &= \ln\left(\frac{npix1/(npix1+npix2)}{npix3/(npix3+npix4)}\right) \\ &= \ln\left(\frac{npix1 * (npix3+npix4)}{(npix1+npix2) * npix3}\right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} W^- &= \ln\left(\frac{npix2/(npix1+npix2)}{npix4/(npix3+npix4)}\right) \\ &= \ln\left(\frac{npix2 * (npix3+npix4)}{(npix1+npix2) * npix4}\right) \end{aligned}$$

(7)

Con la ecuación 8 se calcula finalmente el valor de contraste

$$C_w = W^+ - W^- \quad (8)$$

ANEXO E

Pesos mayores y menores para cada factor.

Tabla 32: Resumen pesos mayores y menor por cada factor. En rojo el peso menor y en verde el peso mayor

Factor	Clase-Factor	Peso
Distancia fallas	Dist.Fallas 7.500	-2,6
	Dist.Fallas 250	0,2
Densidad Fallas	Dens.Fallas-3	-0,1
	Dens.Fallas.2	0,2
Distancia a Drenaje	Dist.Red 3,000	-0,5
	Dist.Red 100	0,1
Densidad red drenaje	D.Dren.-Alta	-1,8
	D.Dren.-Baja	0,2
Curvatura Plana	C.PI.-Plana	-0,4
	C.PI.-Neg.	0,6
Curvatura Perfil	C.Per.-Plana	-0,3
	C.Per.-Posit.	0,3
Pendiente	Pend.-5	-1,6
	Pend.-55	0,5
Aspecto	Orient.-N	-0,2
	Orient.-W	0,2
Elevación	Alt.-250	-0,3
	Alt.-1.900	0,4
Geología	Geo-Qf	-3,1
	Geo-Jig	0,6