



Trabajo final de Licenciatura

EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LOS ALREDEDORES DE LOS LAGOS MASCARDI Y GUILLELMO, PARQUE NACIONAL NAHUEL HUAPI, RÍO NEGRO



Ignacio Mizerit

Director: Alberto Tomás Caselli
Año 2017

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
Ubicación y descripción del área de estudio	1
Presentación de la temática de estudio	5
Objetivos	5
Estudios previos	6
Estructura del trabajo	7
2. METODOLOGÍA	9
Introducción	9
Trabajos de Campo	10
Análisis de los factores condicionantes	11
Modelado espacial de los procesos de remoción en masa	13
Validación del modelado	15
3. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA	17
Marco tectónico	17
Estratigrafía	18
Basamento ígneo-metamórfico	18
Batolito Patagónico Subcordillerano	21
Complejo Volcánico Sedimentario	22
Batolito Patagónico Cordillerano	23
Formación Ventana	25
Formación Coluco	27
Depósitos de origen glaciario	29
Depósitos coluviales y de remoción en masa	29
Depósitos aluviales	30
Estructura	31
Eventos del Cuaternario en el área de estudio	36
4. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL AREA DE ESTUDIO	41
Geomorfología estructural	41
Geomorfología glaciario	41
Geomorfología lacustre	48
Geomorfología fluvial	50

Río Manso Superior	52
5. SUELOS	55
Descripción de las Unidades Cartográficas de suelos	56
Suelos de altas divisorias	56
Suelos de laterales de valles glaciarios	57
Suelos de ambiente erosivo-depositacional glaciario	58
Suelos en Deltas y abanicos aluviales	59
Suelos de mallines y bajos	59
Clasificación de suelos	60
El suelo y su relación con los procesos de remoción en masa	62
El suelo y su relación con los incendios y los procesos de remoción en masa	64
6. VEGETACIÓN	68
Introducción	68
Zonas de vegetación	70
Bosque de Coihue y Ciprés	70
Bosque de Lengua	72
Matorrales	72
Vegetación altoandina	74
Mallines	76
Impacto de los incendios forestales sobre la vegetación	77
Influencia de la vegetación en la estabilidad de laderas	82
7. USOS DE LA TIERRA	90
Introducción	90
Uso de la tierra y los incendios forestales	90
Asentamientos humanos	92
8. ANÁLISIS DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS LOCALES	95
Temperatura	96
Precipitaciones	97
Vientos	100
Fluctuación y cambio climático	101
Los factores climáticos y meteorológicos y su relación con los movimientos en masa	104
Crecidas de arroyos	105
9. MOVIMIENTOS DE REMOCIÓN EN MASA	109
Introducción	109
Deslizamientos traslacionales	110

Deslizamiento de suelos y detritos	117
Otros movimientos de remoción en masa.....	127
Caídas de rocas.....	127
Remoción en masa asociada a cortes de rutas y caminos.....	131
10. ANÁLISIS DE LOS FACTORES CONDICIONANTES DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y MODELADO ESPACIAL DE ESTOS PROCESOS.....	137
Factores condicionantes de los procesos de remoción en masa.....	137
Pendiente	137
Exposición	139
Curvatura total.....	140
Litología.....	142
Suelos.....	143
Vegetación	144
Precipitaciones	145
Ponderación de los factores condicionantes	146
Deslizamientos Traslacionales	153
Deslizamientos de Suelos y Detritos.....	154
Método estadístico de Valor Informativo	156
Deslizamientos traslacionales.....	157
Deslizamientos de suelos y detritos	161
Validación del modelado.....	166
Deslizamientos Traslacionales	167
Deslizamientos de suelos y detritos	168
11. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	169
12. AGRADECIMIENTOS	177
13. BIBLIOGRAFÍA.....	179

1. INTRODUCCIÓN

Ubicación y descripción del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH), entre los 41°13'00" S y los 41°25'30" S y entre los 71°40'00" O y los 71°23'00" O, en los alrededores de los lagos Mascaradi y Guillermo, al sur de localidad de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. Presenta una superficie aproximada de 480 km² con 24 km de largo y 23 km de ancho aproximadamente (Fig. 1.1).

La zona se encuentra enmarcada en un relieve montañoso perteneciente a la provincia geológica de la Cordillera Patagónica Septentrional. Entre los cerros que se encuentran ubicados en el área cabe mencionar los cerros Granítico (2165 m), Confluencia (2129 m), Padre Laguna (2075 m), Cresta de Gallo (2066), Lago (2057 m), Capón (2041 m), De las Hormigas (2036 m), Casco (2031 m), Fray Elguea (2025 m), Huinca (1936 m), Los Moscos (1811 m), Diego Flores de León (1800 m), Falso Granítico (1745 m) y Mora o también denominado Justo (1689 m) entre otros.

La zona es atravesada por una serie de rutas y caminos que se detallan a continuación:

- La ruta nacional 40 (R.N. 40) que en esta región une la localidad de San Carlos de Bariloche con la localidad de El Bolsón y que se encuentra pavimentada.
- La ruta provincial 81 (R.P. 81), que es un camino de ripio que conecta la R.N. 40, al sur del lago Mascaradi, con Pampa Linda.
- El camino de ripio que une la R.P. 81 a la altura del puente de Los Rápidos con la cascada Los Alerces.

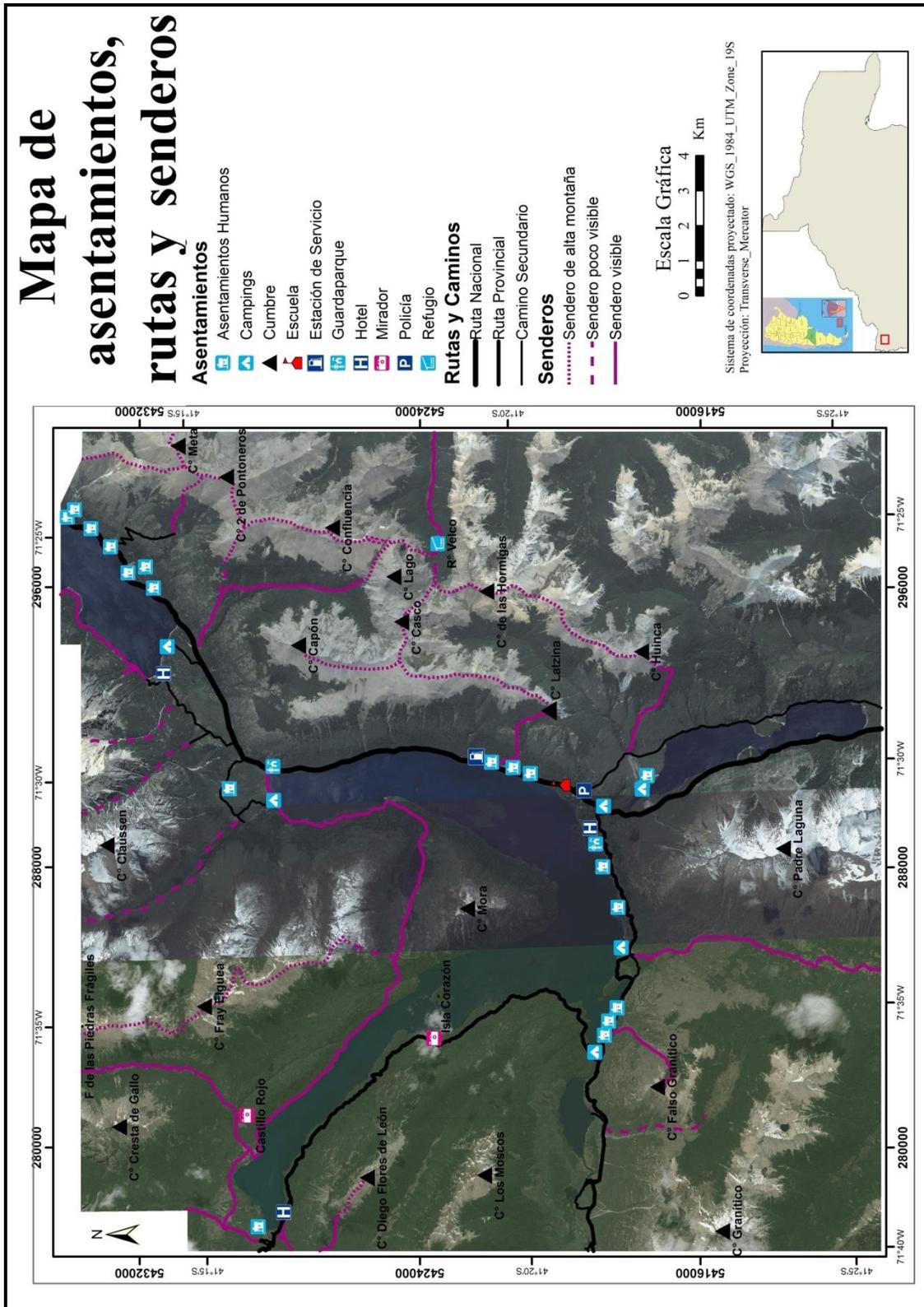


Figura 1.1. Área de estudio con la ubicación de cerros, rutas, senderos y asentamientos (Imagen tomada del Google Earth).

A lo largo de las rutas mencionadas se encuentran algunos campings, campamentos pertenecientes a diversas instituciones, hoteles y pobladores permanentes.

A su vez, existen numerosos senderos que atraviesan el área de estudio los que son utilizados por montañistas y mochileros para recorrer los cerros de la región.

El área de estudio contiene tres lagos, el lago Mascardi con 37,2 km² de superficie, el lago Guillermo con 5,62 km² y el lago Los Moscos con 1,35 km². Además incluye el sector sur del lago Gutiérrez. Por su parte existen algunas lagunas de menor tamaño entre las cuales se destaca la Laguna Llum con 0,47 km² de superficie así como algunas lagunas de altitudes bajas a medias como la laguna Juventus, la laguna Verde, las lagunas ubicadas en el valle del río Manso superior y medio y algunas lagunas de altura de menores dimensiones como las lagunas Tuqueco, la laguna Hosseus, la laguna Hormigas y otras lagunas sin nombre (Fig. 1.2).

Presentación de la temática de estudio

En diversos sectores de la zona de estudio se ha observado la evidencia de numerosos movimientos en masa ocurridos en el pasado e incluso en la actualidad. En virtud de todas las actividades humanas que se desarrollan en la zona es importante conocer cuáles son las características que influyen o condicionan el desarrollo de los movimientos en masa a fin de obtener un mapa de susceptibilidad a estos movimientos. La zonación de susceptibilidad de un área determinada permite, por un lado reconocer aquellos sectores que presentan algún tipo de riesgo para que de este modo se puedan llevar a cabo las obras de mitigación correspondientes y por otro lado brinda una información útil para la planificación de obras futuras.

Desde esta perspectiva, el mapa de susceptibilidad se debe emplear como una guía que muestra las zonas en las que las intervenciones mencionadas pueden ser ejecutadas con mayor o menor dificultad en cuanto a la posible inestabilidad del terreno (Jiménez Perálvarez 2005).

Objetivos

En el presente trabajo se plantean una serie de objetivos que involucran:

- Realizar un inventario de algunos tipos de movimientos de ladera del área de estudio nombrando sus características principales, dimensiones, etc.
- Analizar los diferentes factores condicionantes y evaluar cuales son los factores que más influyen en los movimientos en masa analizados.
- Obtener, mediante un Sistema de Información Geográfica, un mapa de susceptibilidad a los movimientos en masa estudiados y realizar la correspondiente validación del modelo.
- Reconocer, en base al mapa de susceptibilidad, las diferentes zonas de peligro y riesgo que pudieran existir.

Estudios previos

Las primeras investigaciones geológicas realizadas en la región estuvieron vinculadas a los problemas limítrofes con Chile. En el siglo XX se editan los trabajos de Willis (1914), Ljungner (1931) y Caldenius (1932). Los trabajos de Feruglio (1947) contienen detalladas descripciones de las rocas aflorantes y el mapa publicado constituyó una sólida base para los trabajos posteriores. Posteriormente se presentaron los trabajos de Flint y Fidalgo (1963, 1968), Dessanti (1972), González Bonorino (1973) y González Bonorino y González Bonorino (1978), González Bonorino (1979), González Díaz y Nullo (1980), González Díaz y Malagnino (1984), Fidalgo y Rabassa (1984) y Dalla Salda *et al.* (1991) entre otros. En el año 2000 se edita la Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (Giacosa y Heredia 2001). Entre los trabajos de los últimos años se destacan los aportes de Basei *et al.* (2002), Giacosa y Heredia (2004), Varela *et al.* (2005), García-Sansegundo *et al.* (2009), Castro *et al.* (2011) y Martínez *et al.* (2011) entre otros.

Respecto a trabajos vinculados a la temática de los procesos de remoción en masa existen algunas investigaciones de carácter local para algunos sectores cercanos al área de estudio. Entre estos trabajos cabe mencionar el trabajo de Stoffel *et al.* (2011), el trabajo de Worni *et al.* (2012) sobre la crecida repentina del río Manso superior por el colapso de un sector de la morena frontal del ventisquero negro, el trabajo de Casteller *et al.* (2015) sobre las crecidas repentinas del arroyo Los Cipreses en la margen norte del lago Nahuel Huapi a partir de estudios dendrocronológicos y los trabajos sobre deslizamientos subacuáticos de Villarosa *et al.* (2009) y Beigt *et al.* (2010, 2012, 2014, 2016).

Sin embargo, para el área de estudio del presente trabajo, no hay publicaciones vinculadas a los procesos de remoción en masa de carácter regional ni local aunque es conocida la existencia de ciertos sitios en los que estos procesos ocurren con alguna frecuencia. Por lo tanto esta contribución permitirá detectar no solo algunos factores que influyen en las áreas conocidas sino que además brindará la oportunidad de detectar posibles sitios de susceptibilidad y riesgo que actualmente no se conocen.

Estructura del trabajo

El presente trabajo se estructura en 11 capítulos. En este primer capítulo se ha realizado una breve introducción a la temática que se desarrolla en este trabajo, la ubicación del área de estudio, los objetivos y un breve resumen de los estudios previos que se han realizado en la región.

En el capítulo 2 se aborda la metodología aplicada tanto para la obtención de información en el campo, como las tareas de gabinete previas y el modelado del mapa de susceptibilidad a algunos tipos de movimientos en masa.

En el capítulo 3 se sintetizan las unidades geológicas aflorantes y los rasgos estructurales del área de estudio así como una breve reseña de los eventos ocurridos en el Cuaternario.

En el capítulo 4 se presentan las unidades geomorfológicas que comprenden el área de estudio y se describen sus principales características.

En el capítulo 5 se mencionan las principales características de los suelos y se describen las Unidades Cartográficas utilizadas para el desarrollo del trabajo y su relación con los incendios forestales y los procesos de remoción en masa.

En el capítulo 6 se muestra la clasificación de vegetación utilizada y su vinculación con los incendios forestales y los procesos de remoción en masa.

En el capítulo 7 se mencionan las principales características climatológicas y meteorológicas de la región y su influencia en los procesos de remoción en masa.

En el capítulo 8 se describe brevemente las actividades que el ser humano realizó a lo largo de la historia y el uso actual del territorio.

En el capítulo 9 se analizan los movimientos en masa estudiados en este trabajo describiendo sus principales características y se presenta un inventario con las dimensiones de cada deslizamiento lo que permite obtener algunas conclusiones generales sobre estos movimientos.

En el capítulo 10 se presentan los factores condicionantes de los movimientos en masa estudiados, analizando cuales de estos factores presentan mayor influencia y luego se realiza el modelado que permite obtener los mapas de susceptibilidad correspondiente y posteriormente se desarrolla la validación del modelo.

Finalmente, en el Capítulo 11, se realiza una síntesis de los principales resultados obtenidos a partir de las investigaciones realizadas y se establecen las bases y lineamientos para investigaciones futuras que permitan obtener información de interés sobre ciertos sectores en particular.

2. METODOLOGÍA

Introducción

El presente estudio incluyó la realización de trabajos de campo y de gabinete.

Durante las tareas iniciales de gabinete se recopilaron fotografías aéreas del área de estudio tomadas entre la década del 70 y del 80 las que fueron escaneadas en formato TIFF con una resolución de 600 ppp. Posteriormente, y a partir de dichas fotografías, se procedió a la generación de un mosaico fotogramétrico ortorectificado y de un Modelo de elevación Digital (DEM) a partir de la utilización de un software específico. La resolución obtenida para el mosaico fotogramétrico fue de 2 mpp mientras que para el DEM fue de 7.58 mpp.

Luego se confeccionó un mosaico a partir de una imagen actual del *Google Earth* el cual fue posteriormente georreferenciado. De este modo se obtuvieron las imágenes las que quedaron georeferenciadas con una proyección UTM, el datum WGS84 y la zona 19S. El contorno de las imágenes con las que se trabajó no corresponde a un cuadrado perfecto debido a algunas imperfecciones que presentó el DEM en algunos sectores particulares de la imagen por lo que se realizó un recorte de la misma para que la deformación de la imagen no altere los resultados.

La realización del modelado del presente trabajo requirió la utilización de un Sistema de Información Geográfica (GIS). A partir de las tres imágenes obtenidas fueron confeccionados una serie de mapas temáticos con los factores condicionantes de los movimientos en masa, cada uno de los cuales representa una de las variables independientes utilizadas posteriormente en el análisis del trabajo.

Algunos de los mapas fueron obtenidos directamente a partir del DEM como por ejemplo el mapa de pendientes, exposición de laderas, curvatura total y el de hidrografía (mapas raster). El resto de los mapas fueron elaborados a partir de información recopilada en la bibliografía existente así

como también en controles de campo como por ejemplo el mapa geológico, geomorfológico, de suelos y de vegetación (mapas vectoriales). La totalidad de estos mapas fueron realizados con el objetivo de comprender cuales son los factores que más influyen en el desarrollo de los diferentes tipos de movimientos de remoción en masa analizados, a los fines de realizar un mapa de susceptibilidad a dichos movimientos.

Trabajos de Campo

El mapeo geológico se realizó en base a la Hoja Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche (Giacosa y Heredia 2001) y al trabajo de García-Sansegundo *et al.* (2009). El trabajo de campo permitió ajustar de manera más precisa los contactos entre las distintas formaciones. El mapa de unidades geomorfológicas se confeccionó a partir de imágenes del *Google Earth*, fotografías aéreas y trabajos de campo. Además, se identificaron los tipos de vegetación dominante lo que permitió, posteriormente, hacer el mapa de vegetación.

Los trabajos realizados durante las diversas campañas permitieron reconocer numerosos movimientos en masa que son muy difíciles de identificar a partir de las imágenes debido a la gran cobertura vegetal. A su vez, a partir de conversaciones realizadas con diferentes pobladores se pudo acceder a información de las características que ciertos lugares presentaban hace más de 50 años, lo que permitió compararlo con las particularidades actuales y poder sacar algunas conclusiones respecto de algunos sectores particulares y su evolución durante las últimas décadas. Por otro lado, el poder contar con fotografías aéreas de más de 30 años de antigüedad y con imágenes actuales, permitió reconocer cambios en la vegetación, en el uso de la tierra y la identificación de algunos movimientos de remoción en masa desarrollados en este intervalo de tiempo.

Análisis de los factores condicionantes

Uno de los temas centrales de este trabajo es la identificación de los factores que estarían controlando el desarrollo de los movimientos de remoción en masa cartografiados, con el objetivo de elaborar un modelo predictivo para la distribución espacial de estos movimientos. Debido a que la zona de estudio posee una gran superficie, es que algunos de los factores, que pueden actuar como condicionantes de estos movimientos, no se han tenido en cuenta debido a la imposibilidad de poder realizar mediciones en un área tan grande, como ocurre por ejemplo, para el estudio de porosidad y permeabilidad del suelo o el análisis de rumbo e inclinación de las diaclasas y fallas. Estos datos no fueron introducidos en el modelo pero forman parte en este trabajo de un análisis de carácter cualitativo.

En función del objetivo de este trabajo, se realizó un análisis que requirió llevar a cabo una serie de procesamientos tanto a los mapas raster como a los mapas vectoriales, para poder trabajar posteriormente los parámetros estadísticos con los valores individuales de cada pixel de cada uno de los mapas. Los mapas vectoriales fueron convertidos a raster cuyo tamaño de celda estuvo dado por la resolución del DEM (7.58 mpp). Una vez que todos los mapas temáticos estuvieron en formato raster se procedió a extraer el área específica de interés a los efectos de eliminar tanto los cuerpos lacustres (que no formaron parte de los análisis estadísticos), como las áreas que debido a algunas imperfecciones que presentó el DEM en algunos sectores particulares de la imagen, podrían distorsionar los resultados obtenidos. Posteriormente se procedió a realizar una reclasificación de todos los mapas a los efectos de asignar un código a cada clase de cada variable independiente (factores condicionantes). En el caso de los mapas raster obtenidos directamente a partir del DEM esta reconversión fue necesaria a los efectos de agrupar en una misma categoría

todo el conjunto de valores que pertenecían a la misma clase de cada variable independiente (conversión de variables continuas a variables discretas). A partir de los mapas raster obtenidos se pudieron obtener los datos correspondientes a cuantos pixeles forman parte de cada categoría de las variables independientes de cada mapa.

Con todos los datos obtenidos se procedió a realizar los cálculos a los efectos de determinar cuáles son los factores condicionantes que podrían estar controlando la distribución de los movimientos de remoción en masa. El primero de estos cálculos consistió en poder determinar la distribución de frecuencias “A” (Vieira y Ramos 2003) de cada clase de cada variable independiente, para observar cual es la clase que aparece con mayor frecuencia en los distintos tipos de movimientos. Este cálculo se realizó mediante la siguiente ecuación:

$$A_{ij} \% = \frac{a_{ij} \cdot 100}{\sum_{i=1}^n a_{ij}}$$

Entiéndase A (en porcentaje) como el área relativa de una clase de una variable independiente de cada tipo de movimiento donde, a_{ij} es el área que ocupa la clase i de la variable independiente j de cada movimiento y n es el total de clases de la variable j del mismo tipo de movimiento. Con los resultados obtenidos se construyeron los histogramas correspondientes para cada variable independiente de cada movimiento de remoción en masa.

Posteriormente se realizó el cálculo del peso de los datos “W” (Vieira y Ramos 2003) expresado como el cociente entre el área de una determinada clase de una variable independiente de un determinado tipo de movimiento y el área total de esa clase de la variable independiente considerada a partir de la siguiente ecuación:

$$W_{ij}\% = \frac{a_{ij}}{\sum_{i=1}^m a_{ij}} \cdot 1000$$

En esta ecuación, a_{ij} es el área que ocupa la clase i de la variable independiente j de cada movimiento y m es el área de estudio. El término $\sum_{i=1}^m a_{ij}$ también puede ser considerado como el área total que ocupa la clase i de la variable independiente j . El multiplicar por 1000 la ecuación se debe a que facilita la observación de los datos aumentando el valor del cociente.

Modelado espacial de los procesos de remoción en masa

Los diferentes tipos de movimientos en masa no están condicionados por los mismos factores de inestabilidad considerados, por lo que es necesario, al momento de realizar los cálculos, discriminar entre diferentes tipos de movimientos de ladera para una mejor evaluación de la susceptibilidad de deslizamiento (Zêzere 2002). En virtud de que la mayoría de los métodos propuestos consideran que las condiciones geológicas y geomorfológicas de futuros movimientos deben ser similares a aquellas condiciones que llevaron a la inestabilidad de la pendiente pasada y presente, el mapeo de los movimientos de laderas pasados y recientes, junto con la identificación de los factores condicionantes de la inestabilidad de la pendiente, son las claves para predecir movimientos futuros (Carrara *et al.* 1998).

La evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos se realizó mediante un enfoque basado en el método bivariado de Valor informativo VI (Yin y Yan 1988, Zêzere 2002). El método implica la definición previa de unidades de terreno y la selección de un conjunto de factores de inestabilidad (Zêzere 2002). En el análisis bivariado, cada variable independiente es combinada individualmente con la variable dependiente, y los pesos relativos a la densidad de la variable dependiente son calculados para cada clase de cada variable independiente (Süzen y Doyuran 2004). El método de VI evalúa los controles de las variables espaciales sobre la distribución de

las unidades en el terreno de una variable dependiente, que en este caso de estudio son los píxeles con los diferentes tipos de movimientos en masa. Para cada una de las variables independientes el VI es calculado con la siguiente ecuación (Yin y Yan 1988):

$$I_i = \text{Ln} \frac{S_i/N_i}{S/N}$$

En esta ecuación, I_i es el VI de la variable x_i (variable independiente), S_i es el número de unidades del terreno con la ocurrencia del fenómeno y (variable dependiente) y simultáneamente con la ocurrencia de la variable x_i , N_i es el número de unidades del terreno con la presencia de la variable x_i , S es el número total de unidades del terreno con la ocurrencia de y , y N es el número total de unidades del terreno. Los valores negativos de I_i significan que la presencia de la variable no es relevante en el desarrollo de los movimientos. Los valores positivos de I_i indican una relación relevante entre la presencia de la variable y la distribución de los movimientos y cuanto más alto es este valor, más alta es la relación entre la variable independiente y la dependiente (Yin y Yan 1988). El valor informativo total de una unidad del terreno j es calculado utilizando la siguiente ecuación:

$$I_j = \sum_{i=1}^m X_{ij} I_i$$

En esta ecuación, m es el número de variables, X_{ij} es igual a 0 si la variable se encuentra ausente en la unidad del terreno e igual a 1 si por el contrario está presente y I_i es el VI de la variable x_i . De este modo el mapa de susceptibilidad se obtiene mediante la superposición de los mapas de los diferentes factores condicionantes y calculando la suma del valor informativo de cada uno de dichos factores. El mapa de susceptibilidad se obtiene entonces a partir de la suma, en cada píxel, del VI de las variables independiente de cada uno de los mapas presente en ese píxel. Los valores informativos del mapa final también se agrupan en clases (Sadiki *et al.* 2011).

Para obtener el mapa final de susceptibilidad se procedió a agregar un nuevo campo en la tabla de atributos (para cada tipo de movimiento analizado) en cada uno de los mapas temáticos en la cual se colocó el valor informativo de cada clase de cada variable independiente. Es importante destacar que, siempre que $(S_i/N_i)/(S/N) = 0$, que sucede para las clases de las variables independientes que no poseen la presencia del fenómeno en estudio, se le otorga el menor valor del VI calculado para el modelo en cuestión, debido a que no es posible calcular el logaritmo natural de 0. Además, el atribuir el valor de 0 al VI estaría errado, ya que este valor significa que la probabilidad condicionada es igual a la probabilidad *a priori*, lo que no es cierto dada la inexistencia del fenómeno en esa clase (Goyanes 2014).

Validación del modelado

Como cualquier otra predicción, un modelo de susceptibilidad de deslizamiento necesita ser validado. La validación tiene como objetivo evaluar la calidad del modelo, incluyendo la habilidad del modelo para predecir deslizamientos futuros (Guzzetti 2006).

La comparación de los diferentes eventos de deslizamientos entre diferentes localidades es muy difícil de realizar debido a la gran variabilidad de los parámetros y procesos que intervienen en la naturaleza. Por tal motivo la validación del modelo se realiza mediante el cruce entre el mapa final de susceptibilidad de ocurrencia de un determinado tipo de movimiento en masa, con el mapa de ese tipo de movimiento en masa a partir del cual se elaboró el modelo. Con esto, se obtiene para cada condición de susceptibilidad, el área correspondiente a cada condición (área total), como así también el área relativa al fenómeno en estudio presente en esas mismas condiciones de susceptibilidad (área de los movimientos en masa). Una vez que se obtienen los resultados, se ordenan de forma decreciente los valores de susceptibilidad. Posteriormente, se

calculan las frecuencias acumuladas del área total como así también de las áreas del fenómeno en estudio (Goyanes 2014).

La transposición, para un gráfico de dispersión de las frecuencias acumuladas del área total y del área del fenómeno en estudio, se convierte en la representación de una curva la cual solo permite realizar un análisis visual del modelo. La forma de cuantificar este valor requiere el cálculo del área bajo la curva (Van Den Eeckhaut *et al.* 2009).

La superposición de los factores condicionantes de los distintos tipos de movimientos de laderas permite definir las zonas peligrosas, pero no el período de retorno ni la probabilidad de que se produzcan los procesos de inestabilidad (Ast'e 1991). Por tal motivo la mayoría de las evaluaciones regionales del riesgo de movimientos de ladera proporcionan una clasificación de las unidades de terreno sólo en términos de susceptibilidad, sin incluir el componente temporal del peligro. Por lo tanto, la susceptibilidad expresa la probabilidad de que se produzca un deslizamiento de tierra en un área basada en las condiciones del terreno local (Soeters y Van Westen 1996).

Sin embargo es necesario tener en cuenta que la evaluación de susceptibilidad a movimientos en masa es un problema complejo y multivariado que implica la extrapolación de datos locales a áreas más grandes. Esta práctica implica, inherentemente, un alto nivel de incertidumbre (Crozier 1995). A pesar de esto, es necesario tener en cuenta que la utilización de métodos estadísticos para el estudio de la interpretación de las relaciones existentes entre una variable dependiente y las variables predictivas en conjunto con la aplicación de herramientas GIS (Sistemas de Información Geográfica), han permitido un rápido desarrollo en el modelado espacial aplicado al estudio de los movimientos en masa.

3. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA

Marco tectónico

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector noroccidental de la Patagonia, enmarcada dentro de la provincia geológica de la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos 1999a). Tectónicamente la región se caracteriza por un margen convergente ubicado a unos 300 km al oeste del área de estudio, en el cuál la placa oceánica de Nazca subduce oblicuamente por debajo de la placa continental Sudamericana con un ángulo aproximado de 30° (Jordan *et al.* 1983) generando la presencia de un arco volcánico activo y menores tasas de acortamiento en el retroarco en relación con otros sectores de los Andes.

Las rocas más antiguas de la región corresponden al basamento metamórfico de grado medio a alto del Paleozoico superior, sobre el que se apoyan, en algunos sectores volcanitas y sedimentitas jurásicas acompañadas por el emplazamiento de un batolito continuo a lo largo de su región axial. Sobre estas rocas existen volcanitas y depósitos continentales y marinos de edad oligocena a miocena con algunos cuerpos intrusivos mientras que hacia el este predominan rocas volcánicas paleógenas (Ramos 1999a). En el sector oriental se desarrolla la cuenca de Ñirihuau conformada por depósitos clásticos y volcaniclásticos continentales de edad oligocena a miocena media. Hacia el oeste afloran intrusivos de edad miocena y, sobre el límite con Chile se encuentran algunos estratovolcanes de edad pliocena a pleistocena y ya en territorio chileno, se desarrolla el arco volcánico activo.

En el presente capítulo se realiza una descripción sobre la estratigrafía y las características estructurales del área de estudio y finalmente se presenta una breve reseña sobre los eventos ocurridos durante el Cuaternario.

Estratigrafía

A continuación se describen las unidades litológicas aflorantes en el área de estudio (Fig. 3.1).

Basamento ígneo-metamórfico

Las rocas del basamento en el área de estudio han sido denominadas como Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.* 1991) debido a que las edades obtenidas en ese momento eran correlacionables a las que se tenían para la Formación Colohuincul (de edad devónica) en la zona del lago Curruhue Grande (Parica 1986) y en otros sectores del sureste de la provincia de Neuquén y noroeste de la provincia de Río Negro (Linares *et al.* 1988). Sin embargo, en virtud de las nuevas edades carboníferas y pérmicas obtenidas (Basei *et al.* 2002; Varela *et al.* 2005) y de las diferencias litológicas que existen entre las rocas aflorantes en esta región y las ubicadas más al norte, es que en este trabajo se utiliza informalmente para esta unidad del nombre Basamento ígneo-metamórfico.

García Sansegundo *et al.* (2009) dividen al basamento ígneo metamórfico en cuatro unidades litológicas. El mapa geológico presentado aquí (Fig. 3.1) es una modificación basada en el mapa de dichos autores.

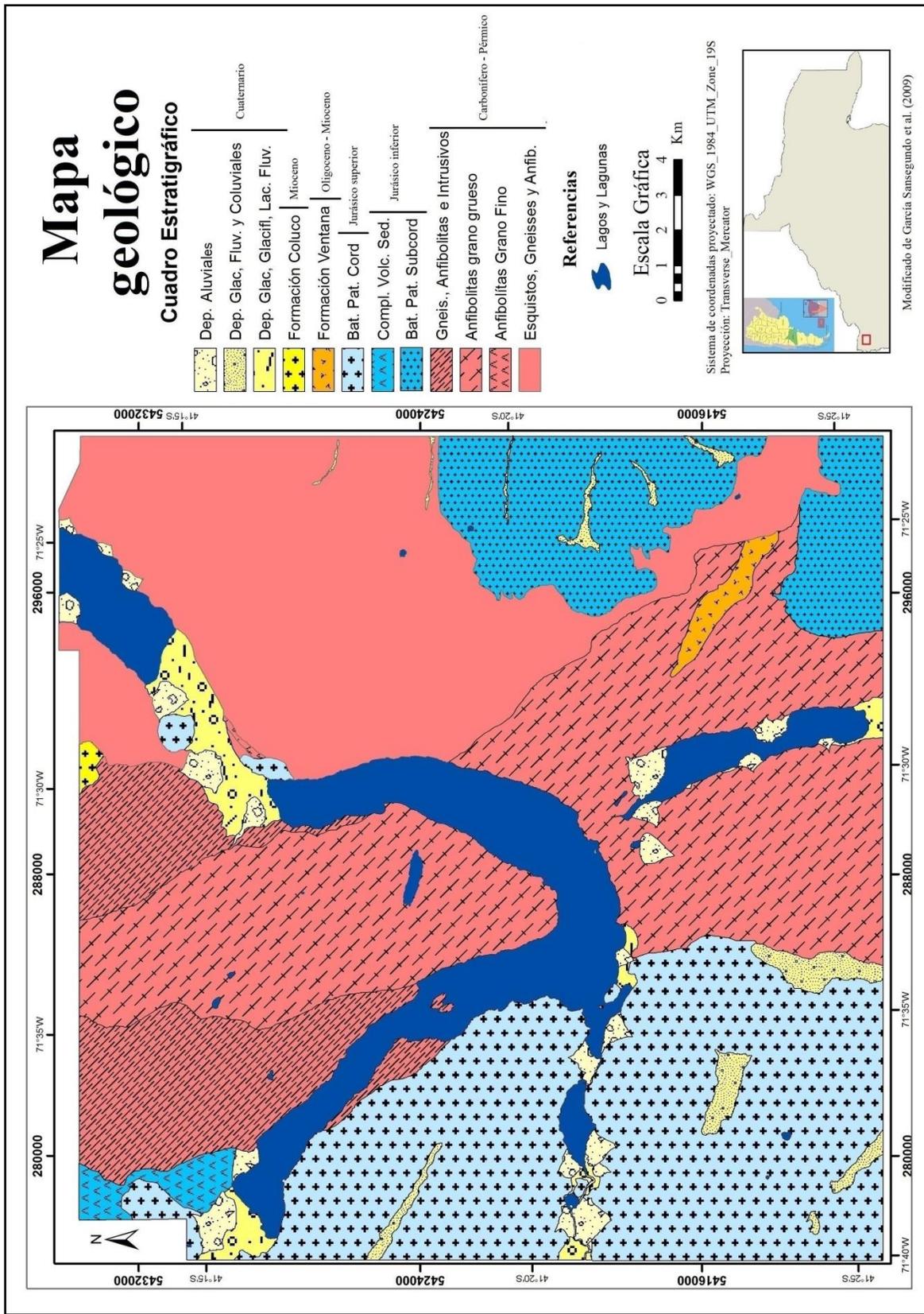


Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio (modificado de García Sansegundo *et al.* 2009).

En la zona del lago Gutiérrez (Fig. 3.2a) las rocas consisten principalmente en esquistos micáceos y esquistos cuarzosos con frecuentes porfiroblastos de granate cloritizado, cuarcitas y gneises intercalados con anfibolitas foliadas y pegmatitas (García Sansegundo *et al.* 2009).

En el lago Mascardi afloran anfibolitas foliadas de grano grueso delimitadas por una importante falla ándica (Fig. 3.2b) y se extienden hacia el sur, donde se les conoce como " Anfibolitas Cañadón de la Mosca " (García Sansegundo *et al.* 2009).

En el sector oeste del lago Mascardi (Brazo Tronador) los esquistos, metacuarcitas, gneises, migmatitas, anfibolitas foliadas y ortogneises anfibólicos están intruidos por una suite de granitoides deformados que contienen dioritas con biotita y hornblenda (Fig. 3.2c). También se observan granitos con biotita de grano fino a grueso o porfídicos, leucogranitos y diques aplíticos y pegmatíticos. Estos granitoides presentan tanto contactos concordantes como discordantes con las rocas foliadas ya mencionadas y pueden ser interpretados como sin a tardío-tectónicos, con respecto a la deformación gondwánica (García Sansegundo *et al.* 2009).

Las anfibolitas de grano fino solo afloran en un pequeño sector en la ladera occidental del cerro Capón en la zona de la "Divisoria de Aguas" (Fig. 3.2d).

Respecto a las edades de esta unidad, varias son las dataciones existentes. Basei *et al.* (2002) dataron por el método de U/Pb zircones de una anfibolita foliada obteniendo una edad de $345,9 \pm 4,2$ Ma. (Carbonífero inferior a Pérmico). Otras muestras de granodiorita pertenecientes a una intrusión que aflora en el lago Gutiérrez arrojaron edades de $206,9 \pm 40$ Ma.

En la zona del Lago Gutiérrez, las edades obtenidas (K/Ar) en muscovita de esquistos y gneises son de aproximadamente 230 y 205 Ma respectivamente, y la de biotita de una granodiorita intruída en ellos es de 140 Ma. Cinco fracciones de circón de una granodiorita de Lago Gutiérrez intruída en los micaesquistos de basamento, proveyeron una edad de 226 ± 17 Ma. Este valor está

de acuerdo con la información de campo y corresponde a un plutón intrusivo en las rocas de basamento posteriormente a su consolidación (Varela *et al.* 2005).



Figura 3.2. A. Unidad esquistos, gneises y anfibolitas en las inmediaciones del cerro Lago. B. Unidad anfibolitas de grano grueso en el cerro Padre Laguna. C. Unidad gneises, anfibolitas e intrusivos en el valle del arroyo Casalata. D. Unidad Anfibolitas de grano fino en la zona de la Divisoria de aguas.

Batolito Patagónico Subcordillerano

Los cuerpos intrusivos que conforman esta unidad aparecen representados en un amplio sector de la región, desde algunos sitios ubicados al norte de la zona de estudio, hasta la provincia de Chubut. Las rocas graníticas de Batolito Patagónico Subcordillerano son plutones zonados

dominados por granitoides tipo I con biotita y hornblenda, monzodiorita cuarzosa y monzogranito biotítico con menor diorita y leucogranito (Rapela *et al.* 2005).

En el área de estudio estas rocas afloran en el sector oriental al este del corrimiento López, en el filo suroeste del cerro de las Hormigas (Fig. 3.3) y en algunos cerros al este del lago Guillermo. Estos cuerpos intruyen rocas del basamento particularmente la unidad esquistos, gneises y anfibolitas y la unidad anfibolitas de grano grueso Las edades van desde 181 a 226 Ma en la región de Bariloche (Varela *et al.* 2005; Rapela *et al.* 2005)

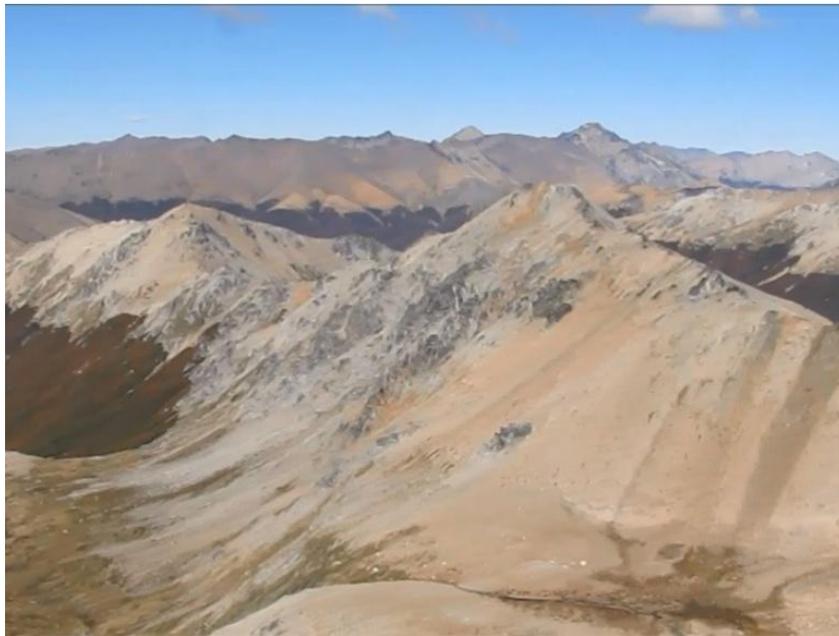


Figura 3.3. En el primer plano se observan las intrusiones pertenecientes al Batolito Patagónico Subcordillerano.

Vista desde la cumbre del cerro de las Hormigas.

Complejo Volcánico Sedimentario

Los afloramientos se despliegan en la región cordillerana al oeste de los $71^{\circ} 20' W$ y hasta el límite con Chile, especialmente en las altas cumbres ubicadas al oeste de la RN 40. Las rocas se disponen como parte del techo del Batolito Patagónico Cordillerano a manera de *roof – pendant*, aunque también se hallan cabalgadas junto con los granitoides sobre las rocas del basamento.

Este complejo está caracterizado por la presencia de lavas y piroclastitas andesíticas a riódacíticas y pelitas, areniscas y conglomerados con escasas calizas, predominando las rocas volcánicas por sobre las sedimentarias. La composición petrográfica de sus lavas, muy similares a las tonalitas y granodioritas del Batolito Patagónico así como la similitud en las edades de ambas unidades, sugieren una actividad eruptiva similar (Giacosa y Heredia 2001).

Los elementos de juicio reunidos hasta el momento no permiten fijar con exactitud la edad de esta secuencia. En base a relaciones de contacto con otras unidades y el material fósil encontrado se sugiere para este complejo una edad jurásica inferior a media (Giacosa y Heredia 2001).

Si bien tanto Greco (1975), Dalla Salda *et al.* (1991) y Giacosa y Heredia (2001) mapean esta unidad en varios sectores de la región, diferentes relevamientos de campo han permitido constatar que el área de afloramiento de esta unidad no es tan extensa como se propone. Sin embargo en el área de estudio del presente trabajo, debido a la ausencia de senderos, a la densa vegetación y a las escarpadas pendientes sobre la ladera oriental del cerro Bonete no se pudo verificar el afloramiento de esta unidad en ese sector. Por tal motivo se optó por mapearla en base al trabajo de García Sansegundo *et al.* (2009).

Batolito Patagónico Cordillerano

Los grandes cuerpos plutónicos (Fig. 3.4) presentan composición predominantemente silícica que forman series continuas de dioritas cuarzosas a tonalitas, granodioritas y granitos. Algunas dioritas de composición máfica están subordinadas y representan menos del 10% de volumen de los afloramientos. Con excepción de las dioritas, los otros grupos muestran transiciones graduales en grandes distancias en el campo (Castro *et al.* 2011). En menor medida existe la presencia de pórfidos graníticos, diques y cuerpos intrusivos menores de andesitas (Giacosa y Heredia 2001).

El Batolito Patagónico Cordillerano es el resultado de una actividad magmática prolongada que duró alrededor de 20 Ma, entre 150 y 170 Ma en el Jurásico medio a superior. Los granitoides cordilleranos intruyeron las rocas del basamento Paleozoico y las rocas del Complejo Volcano Sedimentario del Jurásico inferior. Los contactos externos del batolito cordillerano son subverticales y tienen rumbo NO-SE a NNO-SSE. Por lo tanto, estos contactos son oblicuos y sistemáticamente son cortados transversalmente por los corrimientos y las fallas inversas más recientes del Cenozoico de rumbo N-S. Los contactos internos entre las distintas facies granitoides son comúnmente marcados aunque se han observado ocasionalmente algunos contactos transicionales. El tamaño de los plutones individuales dentro del batolito cordillerano es difícil de determinar debido a la escasez de exposiciones continuas. Sin embargo, cuando estos se observan, los plutones individuales son cuerpos tabulares subverticales de varias decenas a unos pocos cientos de metros de espesor (Castro *et al.* 2011).

Castro *et al.* (2011) ha señalado en algunos sectores, una fábrica interna de los granitoides comúnmente planar (foliación) definida por una orientación preferente de los ejes mayores de los cristales euhedrales o subhedrales de plagioclasa y anfíbol.

Los granitoides del Batolito cordillerano fueron emplazados bajo condiciones de baja presión a niveles someros en la corteza superior. El mismo se desarrolló mediante un prolongado magmatismo entre los 170 y los 150 Ma en base las edades obtenidas por el método U/Pb SHRIMP en zircones. Los datos geoquímicos y mineralógicos sugieren que la composición del magma parental sometido a fraccionamiento podría ser un magma intermedio (Castro *et al.* 2011). Estos autores proponen que la construcción del batolito se debió al amalgamamiento de pulsos de magma discretos. La geometría resultante de los plutones es compatible con la actividad a gran escala de fracturas strike-slip de gran escala, sinestrales de rumbo N-S que permitieron el emplazamiento de los pulsos de magma. Este importante sistema de fallas, de

strike-slip debió estar profundamente arraigado en la corteza para permitir la intrusión de magmas generados y fraccionados en profundidad. A partir de la fábrica observada en los granitoides se sugiere que el sistema de fallas sinistral responsable del emplazamiento del batolito en esta región podría ser considerado como asociado a una estructura mayor con el paleo SFLO (Castro *et al.* 2011).



Figura 3.4. Afloramientos pertenecientes al Batolito Patagónico Cordillerano en el cerro Granítico

Formación Ventana

La mayoría de los afloramientos de la Formación Ventana están en una faja muy continua de más de 100 km de longitud, desde sectores ubicados al norte del lago Nahuel Huapi, pasando por la sierra de la Ventana, laguna Las Mellizas, cerro Barría y cordón del Serrucho, hasta la sierra de El Maitén para ingresar en la provincia del Chubut.

La mayoría de los afloramientos de la Formación Ventana están al este de la R.N. 40, y dentro del área estudiada se encuentran aquellos del Cordón de la veranada. Otros afloramientos mapeados

originalmente al oeste de la ruta como los del cerro Bastión y el cerro Hielo Azul, han sido recientemente reubicados por Tobal *et al.* (2015) como pertenecientes a un volcanismo más moderno de edad miocena.

Si bien existen diversas publicaciones referidas a esta unidad, no hay estudios realizados en los afloramientos ubicados en el área de estudio por lo que se limitará a mencionar características generales.

En la sección tipo en cerro Ventana (unos kilómetros al norte del área de estudio) esta unidad consiste en 3.500 m de lavas, brechas, tobas y wackes. Este espesor es mínimo ya que la sección está en contacto tectónico con las metamorfitas del Basamento. A pesar de las variaciones que poseen las unidades volcansedimentarias, González Bonorino y González Bonorino (1978) identificaron tres secciones. La inferior de unos 1.700 m, consiste principalmente en lavas andesíticas asociadas a dacitas, basaltos y basandesitas. La intermedia consta de 1.500 m de gruesos estratos de brechas volcánicas, tobas brechosas, tobas, wackes y conglomerados con intercalaciones de lavas andesíticas y basálticas. Los 500 m de la sección superior se integran con 200 m de tobas y limolitas tobáceas fosilíferas y 300 m de lavas basálticas y wackes con niveles fosilíferos. En general las sedimentitas continentales corresponden a depósitos de ambientes lacustres que son portadores de paleoflora y restos carbonosos. También son conocidos depósitos de ambiente marino, con abundantes restos de invertebrados (Giacosa y Heredia 2001). En la ladera sur del cerro Huinca se identificaron unos afloramientos compuestos por brechas volcánicas.

La Formación Ventana se relaciona tectónicamente con la mayoría de las unidades; se halla sobrecoorrida sobre la Formación Ñirihuau y es a su vez montada por las metamorfitas del Basamento (Giacosa y Heredia 2001). En el filo del cerro Donat se encuentra en contacto con los

granitos del Batolito Patagónico Cordillerano y al este del lago Guillermo se encuentran en contacto con rocas del Basamento ígneo metamórfico (Fig. 3.5).

Diecisiete edades radiométricas en la Formación Ventana muestran valores entre 34 y 24 Ma (Cazau *et al.* 1989), intervalo que corresponde casi enteramente al Oligoceno. Desde el punto de vista geotectónico esta unidad forma parte de un arco magmático calcoalcalino estrechamente asociado a la evolución del margen continental de la Placa Sudamericana (Dalla Salda *et al.* 1981).

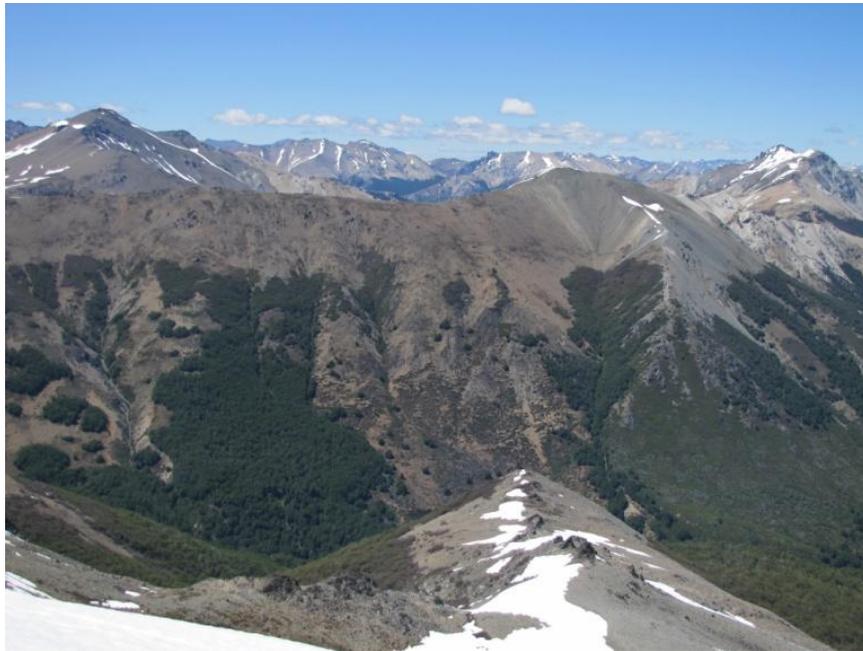


Figura 3.5. Afloramientos de la Formación Ventana ubicados al sureste del arroyo del Cajón desde la cumbre del cerro Huinca.

Formación Coluco

La Formación Coluco está integrada por intrusivos terciarios, tales como pequeños stocks y diques con predominio de granitos altamente diferenciados y texturas porfíricas, propias de cuerpos superficiales. Si bien las exposiciones más importantes se encuentran entre el lago Gallardo y el Brazo de la Tristeza, existe sin embargo, una zona de afloramiento de importantes

dimensiones en el área del cerro Catedral (Fig. 3.6), aunque en general sus exposiciones son de reducido tamaño en comparación con el Batolito Patagónico (Giacosa y Heredia 2001).

Predominan las granodioritas, los máficos con reducido porcentaje muestran el predominio de la biotita (suele verse moscovita). Genéticamente vinculados hay numerosos diques de una general composición granítica; son de tonos grisáceos, con texturas que varían entre aplíticas y porfírica. Sus rocas huésped no evidencian influencia derivadas de la intrusión (González Díaz 1982).

El escaso nivel de desarrollo de esta unidad podría deberse al nivel superficial de erosión alcanzado o a una merma en la actividad magmática durante el terciario. De este modo los granitos terciarios constituirían un “islote” en el ambiente de los granitoides del Batolito o un grupo de “islas” insertadas en el mismo (González Díaz 1982). Una datación K/Ar realizada sobre muestras del cerro Catedral arroja una edad de 13 Ma (Toubes *et al.* 1973).



Figura 3.6. Afloramientos de los granitoides (tonos claros) de la Formación Coluco.

Depósitos de origen glaciario

Si bien se tratará este apartado en el capítulo de geomorfología, se puede mencionar aquí que los depósitos glaciales, glacifluviales y glacialacustres se hallan compuestos por bloques, gravas, arenas, limos y arcillas y su desarrollo está relacionado al englazamiento del área durante el Plioceno y Pleistoceno. Estas acumulaciones en la región del lago Nahuel Huapi presentan depósitos y geoformas bien preservadas. Los depósitos no estratificados conforman morenas constituidas por acumulaciones muy heterogéneas con diseño en arco, compuestas por arenas y limos con bloques de hasta 2 m de diámetro de granitos y gneises (Fig. 3.7). Los depósitos glacialacustres consisten en limos oscuros y limos y arenas finas pardo rojizas en general interdigitados con los depósitos glacifluviales (Giacosa y Heredia 2001).



Figura 3.7. Depósitos de till sobre afloramientos del basamento en un corte de camino en la R.N. 40.

Depósitos coluviales y de remoción en masa

En cuanto a los depósitos coluviales fueron distinguidos sedimentos postglaciales mayormente en algunos valles de la región cordillerana, en la zona de los cordones Ñirihuau y sierra de la

Ventana (Giacosa y Heredia 2001). Los depósitos de remoción en masa no presentan grandes dimensiones sino que están asociados a deslizamientos y caídas de rocas en sectores puntales (Fig. 3.8). Si bien existen lugares con evidencia de numerosos procesos de remoción en masa ninguno de los depósitos originados a partir de estos movimientos alcanza grandes dimensiones.



Figura 3.8. Depósitos de remoción en masa sobre la R.N. 40 en la zona del lago Guillermo.

Depósitos aluviales

Son depósitos de gravas, arenas y limos ubicados en la planicie de inundación actual y en algunos niveles de terrazas más antiguas. Entre los lagos Gutiérrez y Mascardi (Fig. 3.9) estos depósitos están vinculados con el desarrollo de mallines.



Figura 3.9. Depósitos aluviales en el valle entre los lagos Gutiérrez y Mascardi. Vista desde el sendero del valle del arroyo Torrontegui.

Estructura

La mayor parte de la deformación gondwánica solo puede ser reconocida y analizada bajo el microscopio. Se han reconocido tres eventos principales de deformación (D1, D2 y D3) desarrollados bajo diferentes condiciones metamórficas. Se propone un estadio temprano (sin D1) de un episodio de subducción al que se sigue un segundo estadio (D2) al cual corresponden las estructuras principales en el área de estudio y que están representadas por una esquistosidad regional (S2) con rumbos NO-SE y pliegues con vergencia NE. Las estructuras D2 están plegadas por pliegues abiertos verticales (D3) con un clivaje de crenulación asociado. Las estructuras D2–D3 se desarrollaron bajo condiciones metamórficas regionales de presión intermedia-baja presión. La transición desde alta presión (durante D1) a presión intermedia (D2) en la condiciones metamórficas, en un régimen compresional, puede ser entendido en relación a la

exhumación de estas rocas en corrimientos de escala cortical durante D2. Las condiciones de alta temperatura fueron registradas durante los episodios D2–D3, evidenciado por una migmatización regional y la intrusión de granitoides tipo S sin a tardío orogénicos del Carbonífero superior al Pérmico temprano. La evidencia sugiere que la región de Bariloche formó parte del sector interno del orógeno de Gondwana. La vergencia de las estructuras analizadas podría indicar la ubicación en la zona de antepaís hacia el noreste de la región de Bariloche y la trinchera en la parte suroeste. (García Sansegundo *et al.* 2009).

No se cuenta con evidencias directas que permitan sugerir un marco tectónico para el emplazamiento de los granitoides del Batolito Subcordillerano o para el Complejo Volcánico Sedimentario. A modo de hipótesis y basando en su contemporaneidad y en la clara separación de los afloramientos de ambos conjuntos (no coexisten) que se disponen al este y oeste respectivamente del Corrimiento López, Giacosa y Heredia (2001) sugieren que esta estructura fue una falla directa que hundió su bloque occidental y que posteriormente fue invertida en el Terciario. De esta manera en el bloque hundido se depositaría el Complejo Volcánico Sedimentario, mientras que en el bloque elevado se emplazaría el Batolito Subcordillerano. Esta falla normal formaría parte probablemente de una gran cuenca extensional o transtensional abierta hacia el oeste que habría funcionado hasta el Cretácico y que fue totalmente invertida durante el Terciario.

Los granitoides del Batolito Cordillerano en la zona de Bariloche se emplazaron en condiciones de baja presión, a niveles de poca profundidad en la corteza superior. Las características estructurales de los granitoides y sus rocas de caja las apuntan a un doble control de emplazamiento. En primer lugar, el tamaño, la geometría tabular y la actitud de los contactos del

plutón y las fábricas internas sugieren la actividad de un proceso de intrusión de diques. La orientación de las fracturas que acomodan la intrusión granitoide es NO-SE a NNO-SSE. Estas fracturas son oblicuas al rumbo general N-S del batolito patagónico. La geometría resultante es compatible con la actividad de fallas sinestrales de gran escala de rumbo N-S, a las que fracturas locales permitieron el emplazamiento de cada pulso de magma y que estarían asociadas a un sistema de fallas con geometría de Riedel. Se sugiere que el sistema de fallas sinestrales, responsable del emplazamiento de los granitoides del Batolito cordillerano en Bariloche, se podría considerar como una estructura principal asociada con el sistema de fallas paleo-Liquiñe-Ofqui (Castro *et al.* 2011).

La principal estructura andina es la falla Catedral, que aflora fuera del área de estudio pero muy cerca del límite noreste, y que pone en contacto el basamento sobre las rocas terciarias de la Formación Ventana. En el bloque cabalgante hay unos 20 metros de espesor de brechas desarrolladas en los granitoides jurásicos y las rocas del basamento lo que evidencia que el emplazamiento se llevó a cabo bajo condiciones frágiles (García Sansegundo *et al.* 2009).

La faja plegada y corrida presenta un rumbo N-S a NNO-SSE con una curvatura en el área del lago Nahuel Huapi. Su ancho varía de 100 km en el sur (42°S) a 55 km en el norte (41°S). La falla Catedral marca el límite entre el sector interno y externo. El sector interno (el occidental) se desarrolla sobre rocas pre-terciarias (a excepción de los granitos miocenos y del arco plio-cuaternario) con corrimientos con vergencia hacia el E y algunos retrocorrimientos con vergencia al O. Las zonas entre áreas con vergencia opuesta (al sur del área de estudio) forman zonas triangulares. En el sector externo de la faja (hacia el este) la deformación afecta rocas terciarias estratificadas y se observan varias zonas plegadas relacionadas con las fallas. En profundidad se

interpreta que existe un sistema de fallas imbricado, donde el corrimiento basal se encuentra a unos 15 km de profundidad, en el que las fallas lítricas disminuyen su inclinación hasta converger con el corrimiento basal (Giacosa y Heredia 2004).

La falla Catedral es un límite importante en el marco tectónico Cenozoico. Esta falla está relacionada con el ascenso de rocas paleozoicas y se une al sur con los corrimientos Serrucho y Piltriquitrón. Las rocas jurásicas están restringidas al oeste de la falla, lo cual sugiere que dicha falla podría ser una estructura de basamento que se une con los sistemas de retrocorrimientos en profundidad y que esto podría controlar la distribución de rocas volcánicas. La interpretación es que el corrimiento y los retrocorrimientos fueron parte de un sistema de fallas normales activo durante el Mesozoico. La extensión, aparentemente, tuvo un componente transtensional, de acuerdo con los análisis cinemáticos de las fallas que apuntan un acortamiento N-S y una extensión E-W. Esta extensión se supone que ha ocurrido después del final del amalgamamiento de terrenos en el margen oeste de Gondwana durante el Paleozoico tardío. De acuerdo con este modelo, la evolución estructural Mesozoica del límite del antepaís, estuvo controlada entre otras, por líneas estructurales de rumbo NO (Giacosa y Heredia 2004).

En el sector occidental las estructuras afectan principalmente a las rocas paleozoicas (ígneas y metamórficas) del basamento. En la región se encuentran cuatro corrimientos principales (Hielo Azul, Bolsón-Tronador, López y Catedral) y dos retrocorrimientos principales (Piltriquitrón y Serrucho) aunque el corrimiento López presenta bifurcaciones (un corrimiento y un retrocorrimiento).

En el área de estudio las principales estructuras están asociadas al corrimiento López (Fig. 3.10), el que a partir de los sectores ubicados al norte del lago Mascardi, se divide en ramas o brazos, los que, en algunos casos vuelven a unirse más al sur. Este corrimiento es una estructura inicialmente mapeada por González Bonorino (1973), en la que se superponen rocas ígneas y

metamórficas del basamento y granitoides mesozoicos sobre las rocas terciarias al sur del lago Nahuel Huapi. Un retrocorrimiento de bajo ángulo asociado al corrimiento López pone en contacto un pequeño cuerpo de rocas metamórficas del basamento con rocas volcánicas mesozoicas.

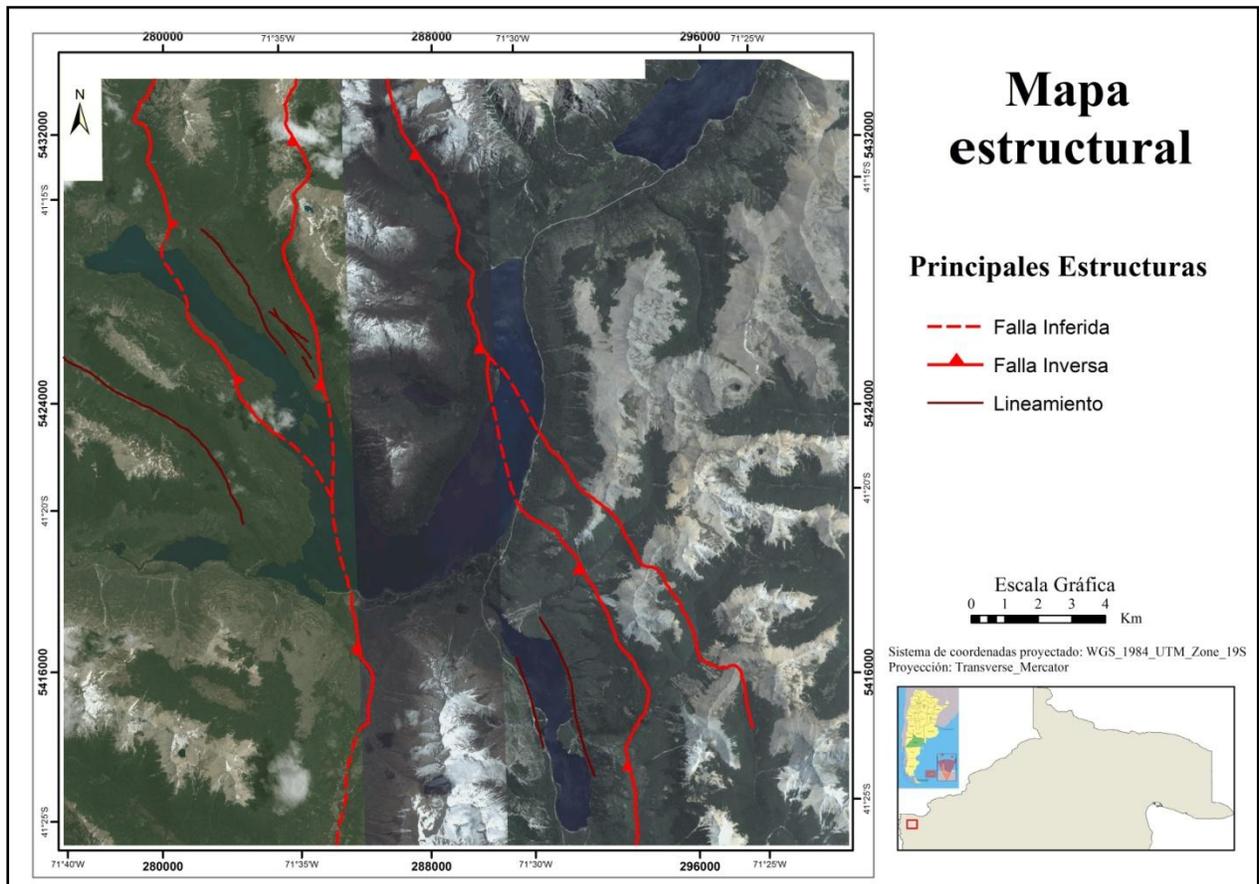


Figura 3.10. Mapa estructural con las principales fallas y lineamientos. Las fallas representadas son ramificaciones del corrimiento López (Modificado de García Sansegundo *et al.* 2009).

Fuera del área de estudio, a la altura del río Villegas, el corrimiento López es deformado por un retrocorrimiento asociado al sistema de retrocorrimiento Serrucho. Hacia el sur, en el valle de El Bolsón, el corrimiento López converge con el corrimiento Tronador por lo que ambas estructuras aparecen como ramificaciones de una misma superficie basal (Giacosa y Heredia 2004).

Además de las fallas principales, se observa en el área de estudio una serie de lineamientos de rumbo preferentemente NO-SE y N-S los cuales fueron identificados a partir de imágenes satelitales.

Eventos del Cuaternario en el área de estudio

El Cuaternario es una época de inestabilidad climática y de bruscos e importantes cambios ambientales, que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes. Se cree que el disparador de las glaciaciones cuaternarias fue de carácter astronómico. Al final del Plioceno, hace unos 3 Ma, comenzó una oscilación en los valores de la inclinación del eje de la Tierra que fue aumentando, con épocas en las que la inclinación del eje terrestre era menor que la actual (Uriarte 2003).

Al principio del Pleistoceno, las oscilaciones climáticas seguían ciclos periódicos de aproximadamente 40.000 años, que parecen obedecer al ciclo de variación de la inclinación del eje terrestre y las masas de hielo que se formaban en los continentes no eran todavía muy voluminosas. Después, entre 1,5 millones de años y 600.000 años, la amplitud de los ciclos tendió a aumentar y desde entonces los ciclos glaciales se han sucedido en intervalos de una duración entre 80.000 y 120.000 años (Rutherford y D'Hondt 2000). Esta duración de los ciclos recientes resulta parecida al del período de variación de la excentricidad de la órbita terrestre, que es de unos 100.000 años.

En Patagonia y Tierra del Fuego las glaciaciones comienzan en el Mioceno tardío y las últimas glaciaciones pleistocenas, en lugar de cubrir una superficie mayor, tendieron a labrar valles glaciarios cada vez más profundos (Rabassa 2008).

González Díaz y Malagnino (1984), mencionan que la región cordillerana Patagónica de Río Negro ha soportado durante el Pleistoceno un extenso y severo englazamiento. Las formas resultantes de ese acontecimiento pueden ser actualmente reconocidas a pesar de haber sido sometidas desde su ocurrencia a una intensa erosión fluvial, a la que debe sumarse el enmascaramiento producido por fenómenos agradacionales y la generación de una espesa cubierta vegetal.

Flint y Fidalgo (1993), identifican tres mantos de drift denominándolos en orden decreciente de edad “Pichileufú”, “El Cóndor” y “Nahuel Huapi”. Rabassa *et al.* (1987) han propuesto que el drift El Cóndor podría ser subdividido en dos unidades. En el valle del río Limay los autores consideran que la secuencia glaciaria está mejor expuesta y han identificado los drift La Fragua (más antiguo) y Anfiteatro (más moderno). La Última Glaciación se inició hace 115.000 años y la fusión de la mayor parte de los casquetes de hielo en el hemisferio norte se inició entre 20.0 ka cal AP y 19.0 ka cal AP (Lirio 2011).

Durante el Holoceno, hay una serie de fluctuaciones glaciarias significativas en la parte austral de América del Sur. En la región de Patagonia, Mercer (1976) documentó al menos tres avances glaciarios durante el Holoceno medio. El último avance glaciario mayor ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo, dentro de los últimos 300 años. Masiokas *et al.* (2010) al estudiar las fluctuaciones glaciarias del Glaciar Manso reconocen que su mayor expansión ocurrió entre las décadas del 1700 y 1830-1840, mientras que el glaciar Frías lo hizo durante la década del 1600.

La existencia de un gran paleolago proglaciar (Fig. 3.11) que incluía a los grandes lagos actuales, como el Nahuel Huapi, Correntoso, Espejo, Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, además de lagos más pequeños como El Trébol, Moreno y Escondido, fue confirmado por Caldenius (1932) y

González Díaz y Malagnino (1984) al reconocer una serie de niveles de playas elevados ubicados a 47 m, 17,5 m y 6 m sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi. Del Valle *et al.* (1993) denominan a ese gran sistema lacustre, paleolago Elpalafquen, el que inicialmente y a través del río Limay, drenaba exclusivamente hacia el océano Atlántico. Posteriormente una parte del sistema lacustre comenzó a drenar hacia el océano Pacífico por el río Manso inferior. El descenso y desintegración del sistema lacustre y el consecuente desplazamiento hacia el oriente de la divisoria continental de aguas, ocurrieron hace unos 13,2 ka 14C (16,1 ka cal AP).

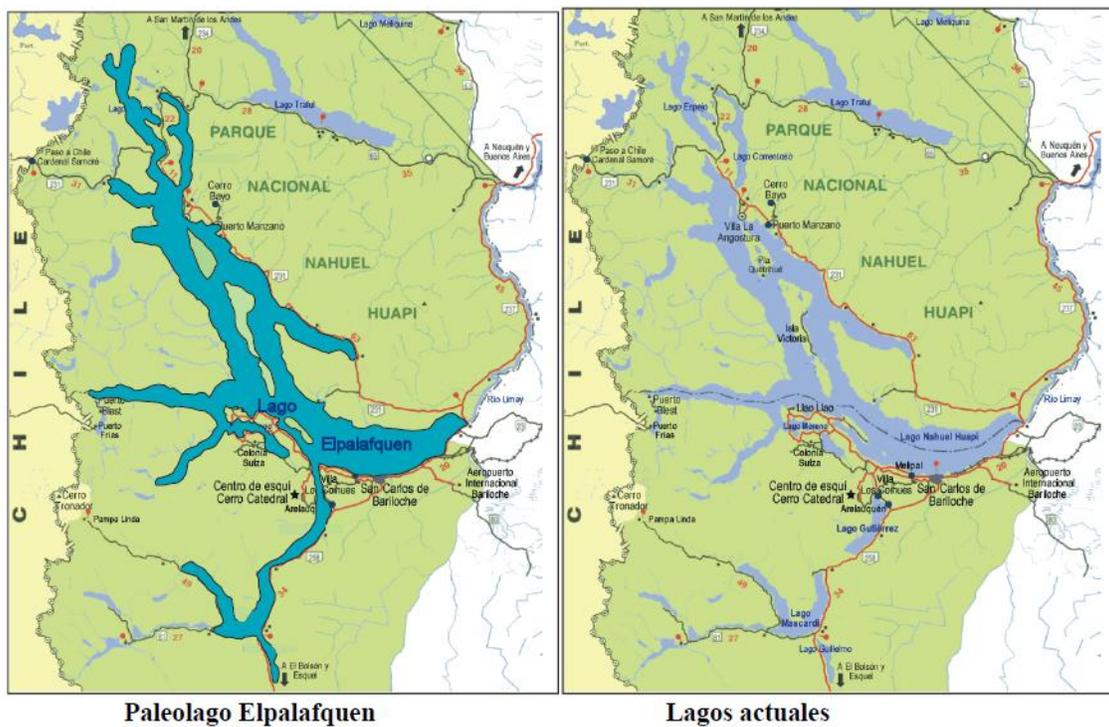


Figura 3.11. Comparación entre el paleolago Elpalafquen y los lagos actuales (Tomado de Lirio 2011).

El paleolago proglaciario Elpalafquen se formó a los $19,081 \pm 0,274$ ka cal AP como producto del calentamiento postglacial. La existencia de tres niveles de playas ubicadas a 47 m, 17,5 m y 6 m sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi, demuestran que la somerización del paleolago

proglaciar Elpalafquen hasta la formación de la actual cuenca del lago Nahuel Huapi, ocurrió en por lo menos tres etapas (Lirio 2011).

La primer configuración de la cuenca se desarrolla entre los $19,081 \pm 0,274$ ka cal AP – $16,840 \pm 0,255$ ka cal AP, y el nivel del paleolago Elpalafquen se ubicaba a 815 m s.n.m. Este es el período en el cual el paleolago Elpalafquen alcanzó su mayor altura.

La segunda configuración de la cuenca se desarrolla entre los $16,840 \pm 0,255$ ka cal AP y los $14,680 \pm 0,261$ ka cal AP, y en este período el nivel del paleolago desciende hasta los 785,5 m s.n.m.

A los 16,130 ka cal AP la apertura del drenaje hacia el océano Pacífico, produce un profundo cambio en la hidrología de la región del Nahuel Huapi. Los lagos Mascardi y Guillermo que drenaban en el Atlántico a través del lago Gutiérrez – Nahuel Huapi – río Limay – río Negro, comienzan a hacerlo hacia el Pacífico mediante el Río Manso. Tatur *et al.* (2002) data en 13,2 ka 14C AP ($16,130$ ka cal AP) la edad de una turba basal en el mallín Book, la cual se desarrolló cuando se somerizó el lago Mascardi y dejó aislado al mallín Book. Para Del Valle *et al.* (2007) este hecho significa que a los 13,2 ka AP ($16,130$ ka cal AP) el lago Mascardi deja de drenar en el Océano Atlántico y comienza a drenar hacia el Pacífico vía el río Manso.

La tercera configuración de la cuenca se desarrolló entre los $14,680 \pm 0,261$ ka cal AP y los $1,785 \pm 0,80$ ka cal AP, y en esta etapa el nivel del lago Nahuel Huapi se ubicaba a una cota de 774 m s.n.m. Se considera que un grueso nivel de tefras negras datado en $14,680 \pm 0,261$ ka cal AP, puede ser tomado como el límite tangible del fin del sistema hidrológico paleolago Elpalafquen y como el nacimiento del sistema Nahuel Huapi.

La cuarta configuración de la cuenca se desarrolló entre los $1,785 \pm 0,80$ ka cal AP) y la actualidad y es cuando el nivel del lago Nahuel Huapi alcanza su cota actual de 768 m s.n.m.

El descenso del nivel del paleolago Elpalafquen desde la cota 815 m s.n.m. hasta 768 m s.n.m., posibilitó la desintegración del gran paleolago y la formación de numerosos lagos menores. Lirio (2011) postula un descenso en cinco etapas, asociadas a eventos sismovolcánicos.

Con posterioridad a las glaciaciones y hasta la actualidad, el área de estudio quedó sometida a la erosión fluvial, a la caída de ceniza volcánica, a la revegetación de las montañas, los eventos sísmicos esporádicos y los procesos de remoción en masa.

4. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL AREA DE ESTUDIO

Los procesos geomorfológicos han determinado la configuración actual del paisaje. En el mapa de las Unidades Geomorfológicas (Fig. 4.1) se presentan los rasgos geomorfológicos más importantes del área de estudio. Sin embargo, en los siguientes apartados se analizan algunos aspectos geomorfológicos con mayor detalle y que no fueron representados en el mapa debido a su reducida exposición en relación al tamaño del área de estudio.

Geomorfología estructural

El área de estudio se encuentra ubicada en la zona interna de la faja plegada y corrida. Esta ubicación define los rasgos principales estructurales del paisaje entre los que figuran grandes valles tectónicos de rumbo N-S a NNO-SSE, paralelos a la estructuración regional. Por otro lado, gran parte de los cursos fluviales principales de la zona muestran marcado control estructural, al menos en algunos tramos.

Geomorfología glacial

La zona de estudio estuvo sometida desde el Plioceno al Pleistoceno, a la acción erosiva y depositacional de los glaciares que modelaron el paisaje y generaron muchas de las geoformas que se observan hoy en día. A continuación se describen brevemente las geoformas de origen glacial más importantes. La localización de los sitios que se muestran en las fotografías a lo largo de este capítulo puede visualizarse en las figuras 1.1 y 4.13.

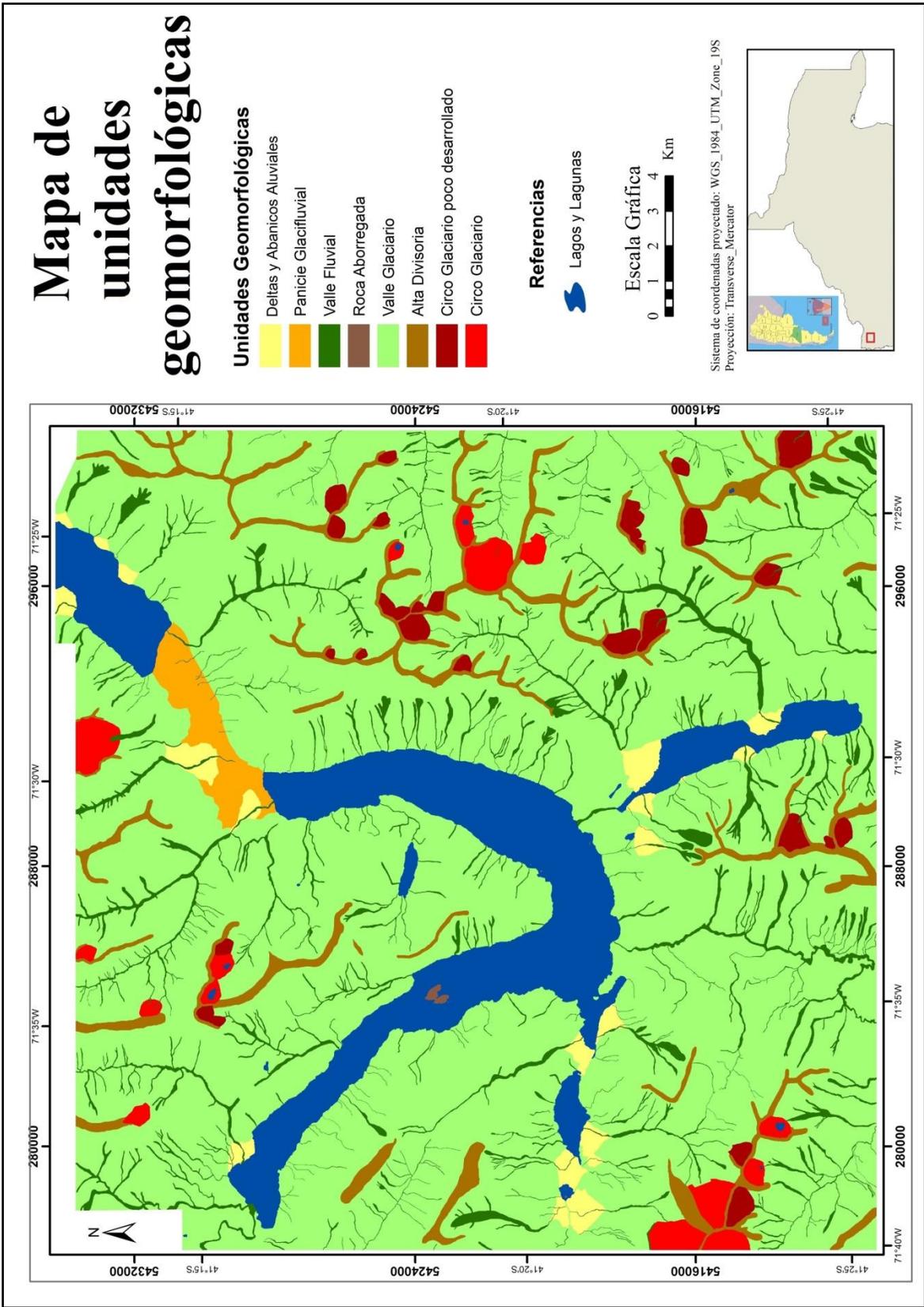


Figura 4.1. Mapa de Unidades Geomorfológicas.

Uno de los rasgos distintivos del paisaje en la presencia de circos glaciares (Fig. 4.2) que por lo general se presentan en las laderas con orientación hacia el sur a partir de los 1700 m s.n.m. aproximadamente. Se desarrollan principalmente en el sector oeste del área de estudio y sus diámetros varían entre 550 metros y 1200 metros aproximadamente. Algunos presentan en su base una laguna mientras que otros presentan mallines.



Figura 4.2. Circo glaciar en el cerro Granítico.

Algunas depresiones semicirculares o semielípticas presentan características que, por un lado no permite clasificarlas como nichos de nivación, pero que tampoco cumplen con todas las características como para clasificarlas como circos. Para tales casos se utilizó la denominación circos glaciares poco desarrollados. Estas geoformas no siempre presentan laderas abruptas producto de una erosión retrocedente intensa, no tienen una base plana y por lo general no

desarrollan umbrales. Este tipo de geoforma (Fig. 4.3) se presenta principalmente en el sector oriental del área de estudio principalmente en las laderas con orientación hacia el sur.

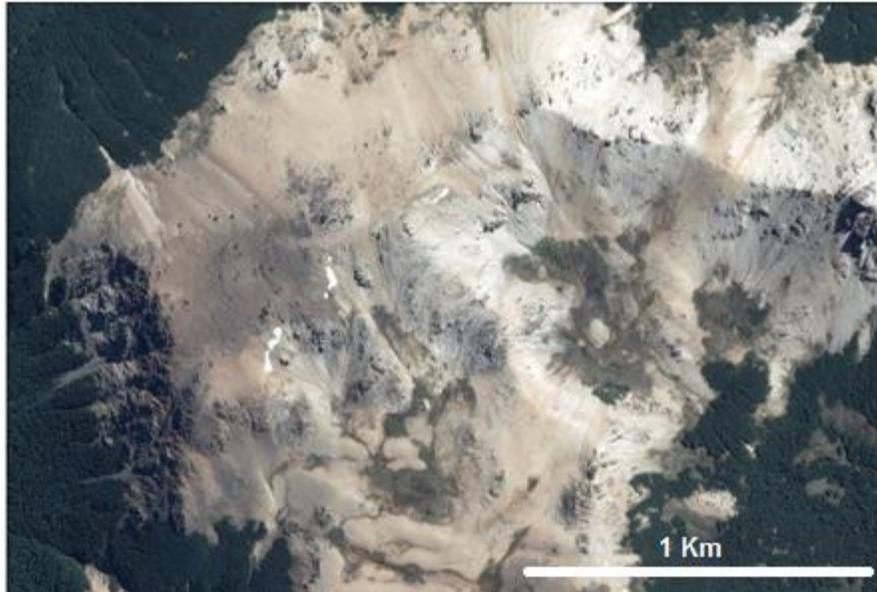


Figura 4.3. Circos Glaciaros poco desarrollados ubicado al este del arroyo del Cajón (Imagen tomada del Google Earth).

Bajo la denominación de Altas Divisorias se incluyen a los denominados filos, conformados por las agujas (horns), portezuelos (col) y aristas, que funcionan como divisorias de aguas entre dos circos y valles respectivamente.

Algunos filos presentan anchos reducidos con pendientes escarpadas y predominancia de afloramientos rocosos mientras que en otros casos son más anchos y amplios y muestran pendientes más planas o redondeadas que constan principalmente de fragmentos rocosos y derrubios (Fig. 4.4)

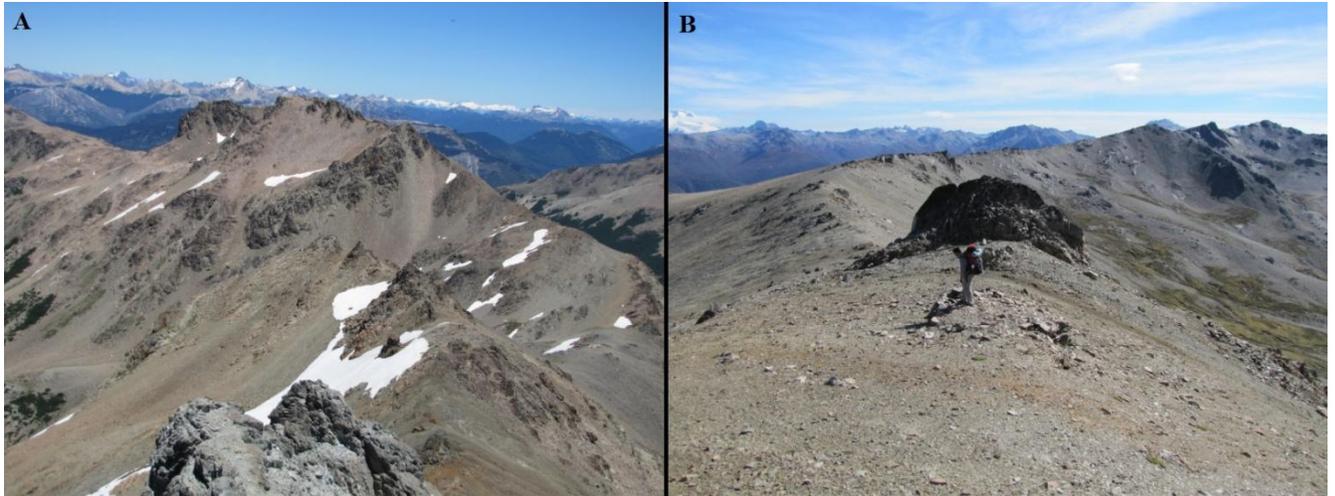


Figura 4.4. A. Arista en el filo de las piedras frágiles entre los valles del arroyo Fresco II y Casalata. B. Filo de forma más redondeada al oeste del cerro Casco.

Otro de los rasgos distintivos son los valles glaciarios (Fig. 4.5). Estos presentan, en su mayoría un rumbo N – S aunque otros muestran un rumbo ONO – ESE y NO – SE dado que están controlados por la estructura regional. Algunos de estos valles presentan sectores ocupados por cuerpos lacustres



Figura 4.5. Valle glaciario (Arroyo Casalata).

Las rocas aborregadas son otra geoforma que se encuentra presente en el área de estudio como la isla corazón ubicada en el lago Mascardi (Fig. 4.6) la cual presenta su menor pendiente hacia el NO, evidenciando la dirección de avance de los hielos.



Figura 4.6. Roca aborregada que conforma la isla Corazón en el lago Mascardi.

En cuanto a las formas de depositación producto de la actividad de los glaciares se puede mencionar la existencia de planicies glacifluviales y depósitos de till. En el área de estudio se observa una planicie glacifluvial ubicada entre los lagos Mascardi y Gutiérrez (Fig. 4.7) aunque el arco morénico no es evidente. Esta planicie glacifluvial se encuentra actualmente sepultada en algunos sectores por abanicos aluviales provenientes de los valles de los arroyos Fresco y Claussen.



Figura 4.7. Planicie glaciﬂuvial entre los lagos Mascardi y Gutiérrez desde la cascada D’Agostini.

En el área de estudio los depósitos de till se observan principalmente en los cortes de camino (Fig. 4.8). Están conformados por diferentes tipos de rocas y una gran variedad de tamaños.



Figura 4.8. Depósitos de till sobre el lateral de la R.N. 40 en la zona del lago Guillermo.

Geomorfología lacustre

Cómo se mencionó anteriormente los cuerpos lagunares y lacustres se encuentran ocupando las bases de los circos glaciarios y algunos sectores de los valle glaciarios (Fig. 4.9).

La morfometría de los mismos es muy variable. La estructura y los procesos erosivos de las últimas glaciaciones han jugado un papel importante tanto en la morfología como en su génesis, debido a irregularidades anteriores al paso del hielo, que la acción del mismo perpetúa y enfatiza.



Figura 4.9. Lago Mascaradi (valle glaciario inundado).

El área de estudio cuenta con diversos cuerpos lacustres y lagunares (cuya ubicación puede observarse en la figura 4.13) que se pueden clasificar de acuerdo al siguiente criterio:

Grandes lagos ubicados a bajas altitudes: Compuesto por los lagos Mascaradi, Guillermo, Gutiérrez y Los Moscos.

Lagunas de altitudes intermedias: Cuerpos de agua más pequeños ubicados por encima de los lagos mayores pero por debajo de los 1000 m s.n.m. A este grupo pertenecen las lagunas Llum, Juventus, Verde, Tres lagunas y otras sin nombre.

Lagunas de altura: Se ubican por encima del nivel de vegetación y están relacionadas a circos glaciarios. En este grupo se incluyen las lagunas Tuqueco, la laguna Hosseus, de las Hormigas, Solitaria y otras lagunas sin nombre.

El lago Mascardi es el principal cuerpo de agua de la zona de estudio. Su cuenca imbrífera tiene una superficie algo menor a 700 km² y un derrame anual promedio de 1141 hm³. El caudal medio del río Manso al salir del lago es de 36 m³/s (Iriondo 1974). El lago presenta forma de herradura. Su principal afluente es el río Manso superior. También aportan aguas al lago otros cursos menores como los arroyos Claro, Los Césares, Casalata, Fresco, el Guillermo (que proviene del lago homónimo), el Llodconto y otros cursos menores.

El único afluente del lago aforado un tiempo considerable es el río Manso superior que presenta un caudal medio de 13,5 m³/s con períodos de crecidas debido al deshielo o a lluvias intensas y su descarga representa el 37% del efluente del lago, siendo el resto aportado por el resto de los cursos de agua, la caída de lluvias directamente sobre el lago y el aporte de aguas subterráneas (Iriondo 1974). Se ha calculado que el río Manso superior transporta anualmente 25.300 toneladas de sedimentos en suspensión, 2.500 toneladas por arrastre y 17.000 toneladas en sales disueltas. La erosión de la cuenca progresa a razón de 22 mm cada mil años (Iriondo 1974).

Geomorfología fluvial

Sobre la base de la mayoría de los valle glaciares y sobre sus laterales se observa el desarrollo de una importante red fluvial (Fig. 4.10). La acción erosiva de estos cursos fluviales produce un cambio en la pendiente en las inmediaciones de dichos cursos.

El análisis de un sistema fluvial involucra tanto a los canales fluviales como al conjunto de las redes de drenaje, las zonas de sedimentación de abanicos aluviales y deltas y también las escorrentías y sedimentos de ladera. Sobre los sistemas fluviales pueden producirse cambios debido a la actividad de los procesos erosivos y de sedimentación, a variaciones climáticas, modificaciones del nivel de base, tectónica y actividades humanas.



Figura 4.10. Incisión de un valle fluvial sobre un valle glaciaro previo (Arroyo Torrontegui).

Las terrazas fluviales se encuentran por encima del nivel máximo de las aguas del río como resultado de la incisión del mismo y forman parte de la llanura de inundación. Presentan una superficie plana formada por un rellano y un escarpe que, generalmente, buza suavemente aguas

abajo (Fig. 4.11). Si se produce una alteración de los factores tectónicos o climáticos, cambia la altura del canal y este abandona el nivel de la llanura de inundación dando lugar a una excavación o agradación (Gutiérrez Elorza 2009).



Figura 4.11. Terrazas fluviales en el arroyo Torrontegui.

En el ingreso de algunos arroyos en lagos se produce el desarrollo de deltas. En el área de estudio se han identificado algunos de ellos entre los cuales se destacan cuatro en el lago Guillermo (arroyo Guillermo, arroyo Del Cajón y dos arroyos sin nombre que bajan del cerro Padre Laguna) (Fig. 4.12 A y B) y tres en el lago Mascardi (río Manso, arroyo Claro y arroyo Casalata) (Fig. 4.12 C y D) entre otros.

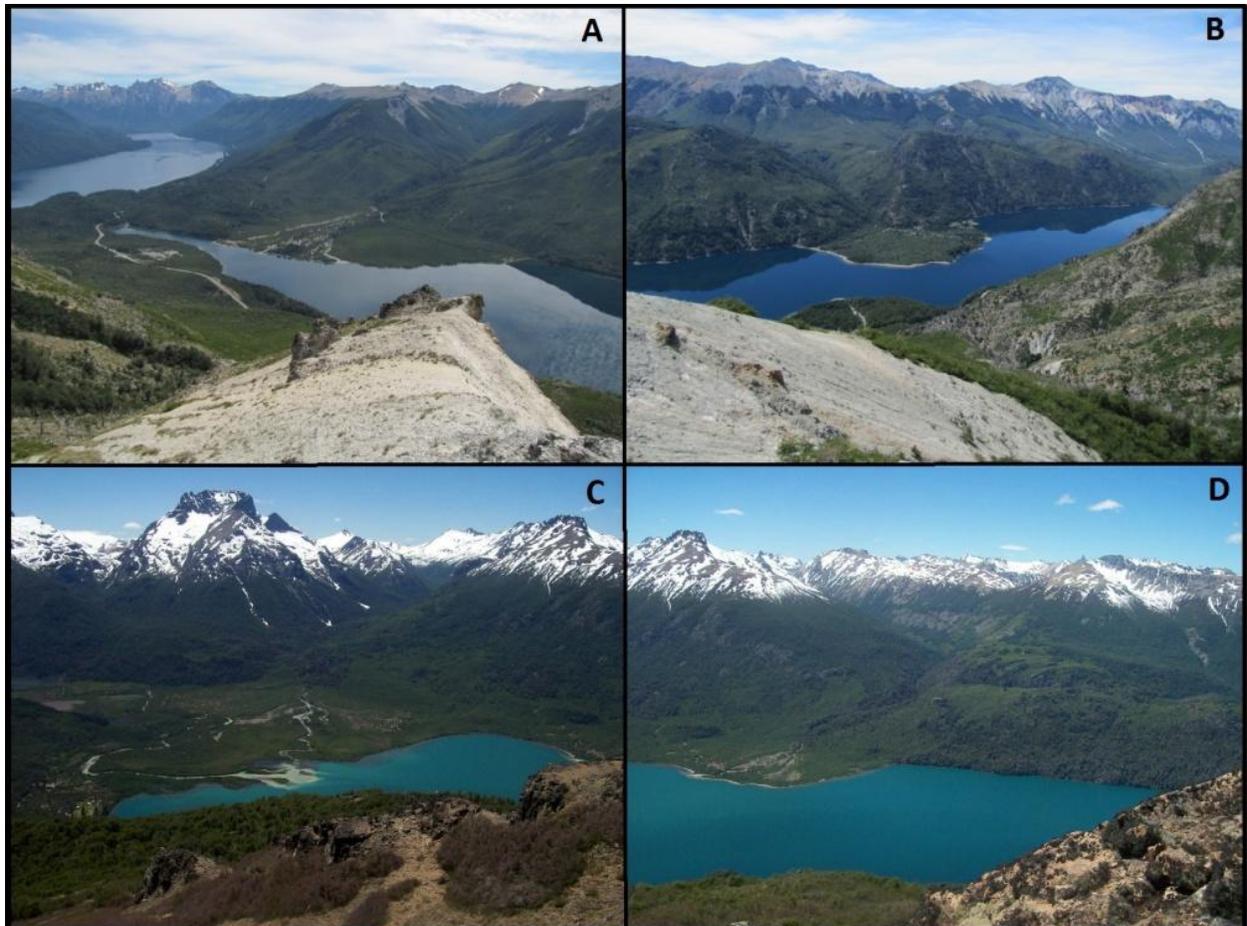


Figura 4.12. Deltas y abanicos aluviales en el área de estudio. A. Arroyo Guillermo en el lago homónimo. B. Arroyo del Cajón y arroyo sin nombre en el lago Guillermo. C. Río Manso y arroyo Claro en el lago Mascardi. D. Arroyo Casalata en el lago Mascardi.

Río Manso Superior

El tramo inferior del río, cerca de su desembocadura en el lago, está caracterizado por un ancho de unos 800 metros, una suave pendiente, un cauce meandroso, un albardón bien desarrollado y amplias extensiones de mallines y algunas lagunas. El cauce está compuesto por bloques y partículas de tamaño más fino. Los sedimentos se consideran pobremente seleccionados en comparación con los de otros tramos del mismo río. La granulometría del albardón corresponde

al rango de las arenas finas y los limos gruesos. Los mallines tienen un gran desarrollo en el tramo inferior del río (Iriondo 1973).

La cuenca del río Manso superior posee un sistema de drenaje cuyas características morfométricas y topológicas presentan un notable control paleogeomorfológico, ya que la extremada juventud de la deglaciación en la zona y la permanencia de hielo en algunos sectores de la cuenca, no ha permitido una rápida adecuación de los cursos de agua. El sistema no ha alcanzado aún su perfil de equilibrio por lo que el proceso de reajuste tendrá como consecuencia un incremento de la erosión (esencialmente en profundidad) en aquellos segmentos en los cuales exista un exceso de energía disponible (Rabassa 1978a).

En la figura 4.13 se muestra el mapa hidrográfico en el cual se observa la red de drenaje, los cuerpos lacustres y las lagunas. La red de drenaje se obtuvo a partir de una serie de operaciones sobre del DEM mediante la utilización de un GIS que permitió obtener una densidad de la red de drenaje de orden 3.

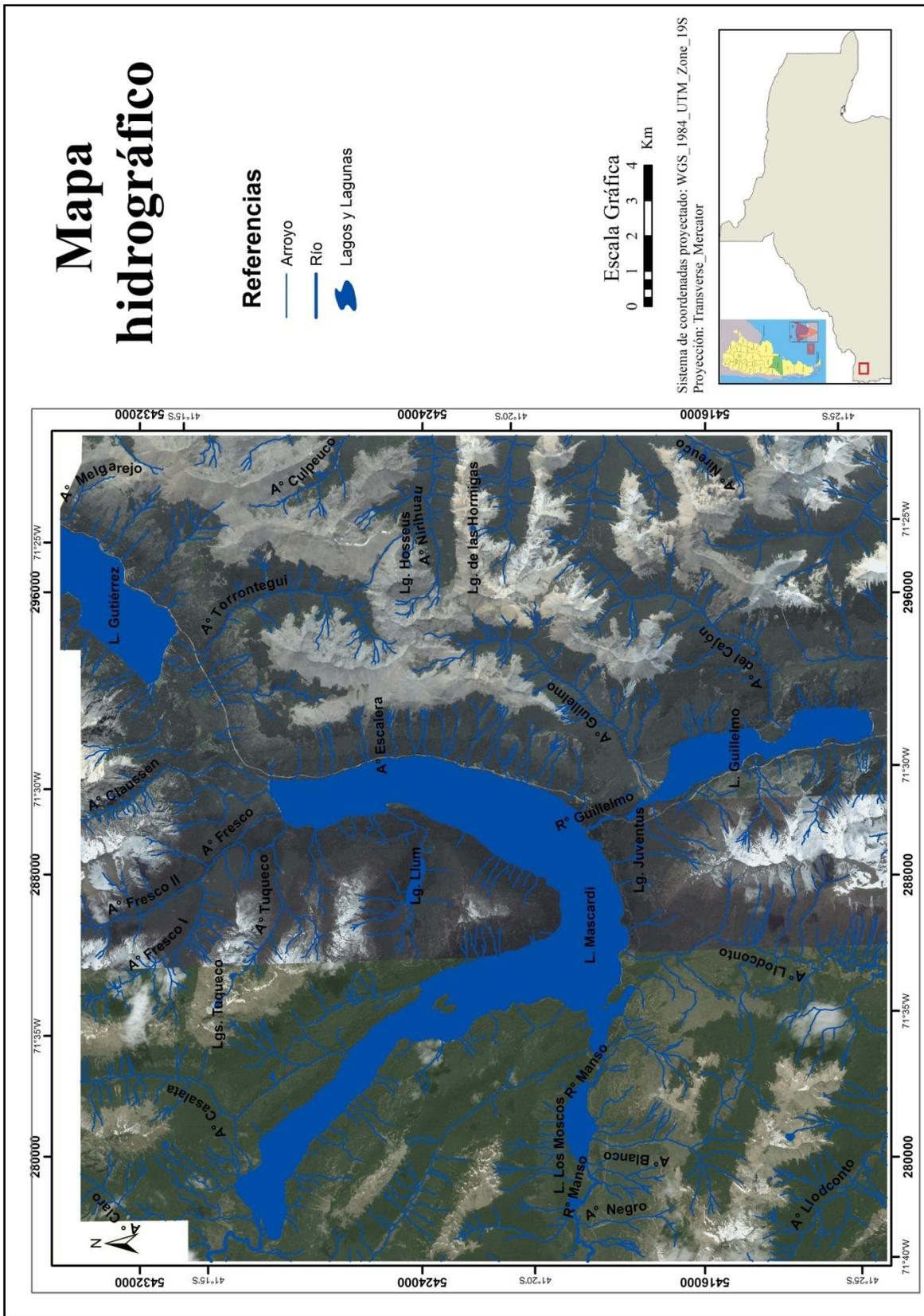


Figura 4.13. Mapa hidrográfico del área de estudio con los principales cursos fluviales, lagos y lagunas.

5. SUELOS

El área de trabajo está incluida en la zona que abarca la Carta de Peligrosidad Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche (Pereyra *et al.* 2005) motivo por el cual se utilizaran las Unidades Cartográficas (UC) definidas por los autores a partir de las características generales de los suelos dominantes de cada una de esas categorías.

Los suelos en el área de estudio, se han desarrollado durante el Holoceno a partir de varios ciclos de erupciones en un clima húmedo a subhúmedo bajo una vegetación de bosques, matorrales y/o estepas. Los materiales piroclásticos se encuentran mezclados en diferentes proporciones con depósitos coluviales y aluviales y con el till. La presencia del bosque ha favorecido la acumulación de cenizas volcánicas.

Debido al alto relieve relativo, las particularidades de la evolución geomorfológica (dominio del proceso glaciario) y la altitud de algunas zonas, son frecuentes los sectores en los que predominan los afloramientos rocosos. En general puede establecerse una fuerte correlación entre bosque y Andisoles y ecotono con estepa con Molisoles. Los suelos exhiben grados moderados a bajos de desarrollo pedogenético, lo que origina perfiles escasamente diferenciados y de poca profundidad (Pereyra *et al.* 2005).

Los principales procesos pedogenéticos actuantes son: acumulación y transformación de la materia orgánica (melanización y humificación), meteorización de las tefras (cenizas y pumicitas) y formación de complejos órgano-minerales. Comparativamente, los procesos de argiluviación son poco importantes, situación motivada por la alta morfogénesis, las fuertes pendientes y el escaso contenido de arcillas en los materiales originarios. Dadas las características climáticas

presentes, los suelos en general no muestran acumulaciones de carbonato de calcio ni de sales solubles y poseen baja saturación en bases y pH ligeramente ácidos a decididamente ácidos, aspectos que se van atenuando hacia el este. Los suelos reconocidos en base a la Soil Taxonomy (1999) pertenecen a cinco Órdenes: Andisoles, Entisoles, Molisoles, Inceptisoles e Histosoles (Pereyra *et al.* 2005).

Descripción de las Unidades Cartográficas de suelos

Pereyra *et al.* (2005) realizan la clasificación de suelos que se describe a continuación de acuerdo a los distintos tipos de ambientes, agrupando a los suelos en unidades cartográficas. La clasificación e información presentada a continuación está tomada de dicho trabajo.

Suelos de altas divisorias

Se hallan en las altas cumbres y divisorias de aguas de los relieves montañosos. Las pendientes dominantes son muy pronunciadas a escarpadas, a una altitud normalmente mayor a 1500 m sobre el nivel del mar. Predominan los afloramientos rocosos y los suelos someros a muy someros (menos de 50 cm de profundidad), de textura franco-arenosa fina, que poseen un contacto lítico subsuperficial. Comúnmente presentan de nulo a leve déficit hídrico estival y el agua puede permanecer congelada en el suelo durante cortos períodos de tiempo, especialmente a cotas superiores a los 2000 m sobre el nivel del mar. Los suelos muestran una zonación altitudinal coincidente con la que puede verse en la vegetación:

Lengas achaparradas o bosquecillos de ñires: la vegetación arbórea ha favorecido la acumulación de cenizas volcánicas. Los suelos están bien provistos de materia orgánica (de 4 a 6 %) y pueden

clasificarse como Hapludandes líticos (Andisoles), poco profundos y con perfiles simples (A-AC-C o R).

Sector altoandino: aparecen Entisoles e Inceptisoles y aumenta fuertemente la proporción de afloramientos rocosos (ausencia de suelos). Estos suelos presentan perfiles muy simples A-C, y son muy poco profundos. Pueden exhibir ciertos rasgos criogénicos. En los sectores más elevados podrían hallarse Gelisoles, mientras que en los pequeños mallines de altura se encuentran Acuentes hísticos (Entisoles).

Suelos de laterales de valles glaciares

Es posible observar en esta unidad una zonación vertical coincidente con la variación del bosque presente.

Bosque de lengas: Corresponde a las laderas altas del (entre los 1100 a 1500 m s.n.m.) de un relieve montañoso, con pendientes dominantes de muy pronunciadas a escarpadas. Predominan los suelos de textura franco-arenosa muy fina, de moderadamente profundos (de 50 a 80 cm) a profundos (más de 80 cm), bien drenados, moderadamente ácidos (pH 5,5 a 6,0), muy bien provistos de materia orgánica (6 a 10 %), con un déficit hídrico estival nulo. Se observan escasos afloramientos rocosos (entre 3 a 5 %).

Bosque y matorrales de *Nothofagus* sp. y el bosque mixto de *nothofagus* y ciprés: Ubicado a una altitud entre 900 a 1100 m s.n.m. Es un relieve montañoso, con pendientes muy pronunciadas a escarpadas. Predominan los suelos de textura franco-arenosa muy fina, de moderadamente profundos (de 50 a 80 cm) a profundos (más de 80 cm), bien drenados, moderadamente ácidos (pH 5,5 a 6,0), muy bien provistos de materia orgánica (6 a 10 %), con un déficit hídrico estival

de nulo a leve. Los suelos dominantes son los Hapludands típicos, Fulvudands típicos y Hapludands thapticos (Andisoles). En algunos casos aparecen Haplumbreptes ándicos (Inceptisoles). Los afloramientos rocosos son comunes (entre 3 a 5 %), si bien no ocupan extensiones demasiado grandes. En todos los casos los perfiles son poco potentes, suelen presentar contacto lítico y horizontes O.

Suelos de ambiente erosivo-depositacional glaciario

Se ubican en un plano suavemente ondulado, de pendientes moderadas. Se distribuye a una altitud de 800 a 900 m s.n.m. La vegetación dominante es de bosques de coihue y ciprés. Predomina una asociación de suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas, de textura franco-arenosa muy fina, moderadamente profundos (50 a 80 cm), bien drenados, moderadamente ácidos, muy bien provistos de materia orgánica (6 al 8 %) y déficit hídrico estival de nulo a leve. Dada las características geomorfológicas de la unidad, los afloramientos rocosos son frecuentes o se encuentran a muy poca profundidad. Consecuentemente, los suelos poco profundos son frecuentes, así como los contactos líticos. Generalmente, los suelos de mayor desarrollo se hallan en las depresiones. En éstas son comunes también los suelos saturados estacionalmente en agua que pueden ser clasificados como Acuands (Andisoles) o como Acuentes (Entisoles), usualmente con altos contenidos de materia orgánica, si bien sin llegar a ser Histosoles. Los Subgrupos dominantes son los Hapludands típicos y Fulvudands típicos, y en el caso de no cumplir con todos los requerimientos pueden clasificarse como Haplumbreptes ándicos (Inceptisoles) o como Hapludoles ándicos (Molisoles).

Suelos en Deltas y abanicos aluviales

Esta unidad ocupa los sectores aledaños a los principales cursos fluviales del área estudiada. Según sea la antigüedad y estabilidad de la geoforma alcanzan mayor o menor grado de desarrollo edáfico. De todas formas los suelos son usualmente poco evolucionados debido a la activa morfodinámica y el dominio de materiales gruesos recientemente acumulados. En la zona occidental aumenta la participación de los materiales cineríticos, con la consiguiente aparición de Andisoles. Hacia el este, dominan los Molisoles y los Entisoles están ampliamente representados.

Suelos de mallines y bajos

En alturas comprendidas entre 800 a 900 m s.n.m., se hallan suelos hidromórficos. Se presentan en un relieve plano a plano convexo. La vegetación que prevalece es de pradera húmeda y vegetación especializada (hidrofitas). En los sectores plano-cóncavos (mallín), dominan los suelos de textura franco-limosa, profundos a muy profundos (80 a 160 cm), con drenaje pobre a muy pobre, con una capa de agua oscilante subsuperficial, que comúnmente fluctúa entre los 50 a 100 cm de profundidad y con un contenido muy abundante de materia orgánica superficial (mayor del 10 %). Estos suelos pueden presentar propiedades ándicas, según cuál sea la participación de cenizas. Si la participación es alta, especialmente en la zona oeste, aparecen Endoacuands hísticos, Vitracuands hísticos y Udivitrands ácuicos, mientras que en las demás depresiones, especialmente en la zona oriental, dominan los Endoacuentes ándicos (Entisoles ácuicos) y Endoacuales típicos (Molisoles ácuicos). En menor proporción, es posible observar verdaderos suelos orgánicos, en este caso se trata de Medifibristes típicos (Histosoles).

Clasificación de suelos

En virtud de los diferentes grupos presentados anteriormente se confeccionó un mapa de suelos (Fig. 5.1) en el cual las distintas categorías se agrupan en función de la vegetación dominante y las características geomorfológicas de la siguiente manera:

- Andisoles (Acuands); Entisoles (Acuentes): ocupa la zona de bosque de coihue y ciprés cercano a los grandes lagos.
- Andisoles (Udands); Inceptisoles (Umbreptes): se desarrollan en los bosques de coihue y ciprés y en las zonas de matorrales.
- Andisoles (Udands): se presentan asociados a los bosques de lenga de gran porte y bosques de lenga achaparrada.
- Suelos Post incendios: involucra a todas las categorías de suelos que han sufrido incendios forestales en los últimos 25 años.
- Entisoles (Acuentes): se desarrollan asociados a los mallines.
- Derrubios; Entisoles: se presentan por encima de la línea del bosque. Las laderas están conformadas por derrubios pero en algunos sectores pueden desarrollarse entisoles.
- Afloramiento de rocas: En estos sectores no hay desarrollo de suelo sino que se presentan afloramientos rocosos.
- Modificación antrópica: está vinculado a los sitios donde hubo modificación antrópica de la cubierta vegetal lo que generó cambio en los suelos de esos lugares.

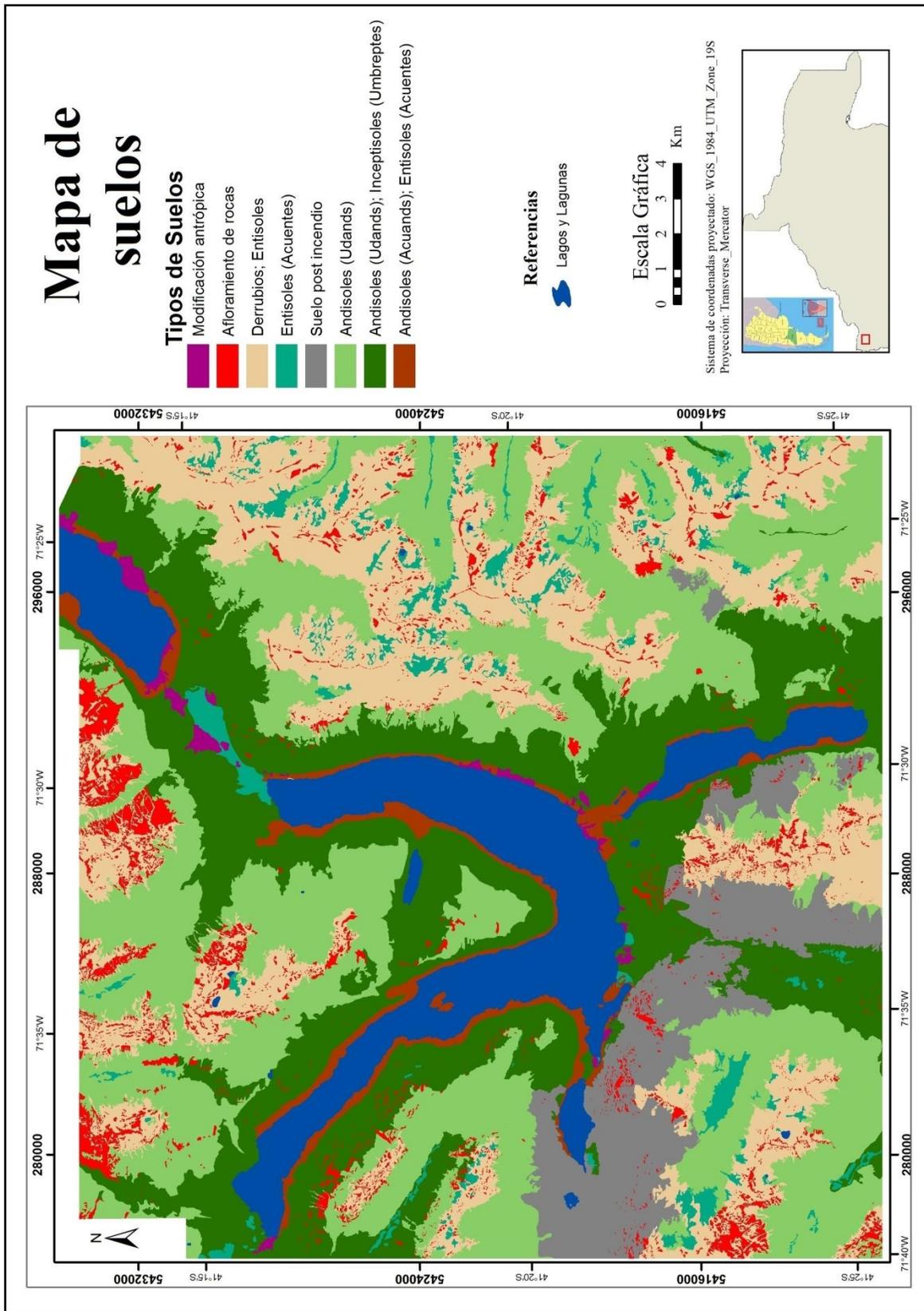


Figura 5.1. Mapa de Suelos

El suelo y su relación con los procesos de remoción en masa

El tipo de suelos y sus características pueden tener influencia en el desarrollo de algunos procesos de remoción en masa. Por su parte, el contenido de agua en el suelo y la manera en que el suelo responde a la acción de las precipitaciones también condiciona y desencadena movimientos de laderas.

Los parámetros que influyen en la interacción de los suelos y el agua son: la distribución del tamaño de grano, la fracción de material grueso, la densidad (volumen de poro \approx), las inclusiones orgánicas, la estratificación y el espesor del suelo/sedimento suelto. Los suelos con altas cantidades de material de grano fino (limo, arcilla > 40%) han sido identificados como más propensos al deslizamiento (Andrecs *et al.* 2007 en Steinacher *et al.* 2009).

Es sabido que la humedad del suelo actúa como un condicionante para la generación de algunos tipos de movimientos en masa. En algunos casos los suelos que ya presentan un alto porcentaje de humedad, sufrirán una saturación mucho más rápida que aquellos suelos menos húmedos lo que podría facilitar la sobresaturación del suelo y el desarrollo de la escorrentía superficial que trae aparejado un comportamiento erosivo importante y una gran capacidad de transporte, especialmente en aquellos sitios con altas pendientes y/o que han sufrido incendios forestales.

En cuanto a la relación existente entre el suelo, las precipitaciones, las crecidas de arroyos junto con su poder erosivo y los movimientos de laderas, es importante mencionar la influencia significativa de tres variables hidrológicas importantes: el almacenamiento de agua, la infiltración y la transmisibilidad. El almacenamiento de agua en el suelo y las capas del subsuelo profundas puede afectar tanto al tiempo como a la magnitud de la respuesta de las crecidas a la

precipitación. Un bajo almacenamiento a menudo resulta en una intensificación rápida de las crecidas de los arroyos. Los valores altos de infiltración permiten que gran parte de la precipitación sea absorbida por la superficie del suelo, reduciendo así las posibilidades de inundaciones en tanto que los bajos valores de infiltración fomentan el movimiento más rápido del agua de la superficie dando lugar a un rápido incremento en el flujo de canal. En las cuencas donde la mayor precipitación se infiltra en la superficie del suelo, la respuesta de inundación puede ser modificada en gran medida por la transmisibilidad del subsuelo. Otro factor importante es la red dentro de una cuenca de drenaje y sus efectos sobre las crecidas pueden cambiar notablemente en unas pocas horas. De gran importancia es la proporción de la zona de captación de agua interconectada y que tiene superficies anegadas, donde la capacidad de infiltración efectiva es cero, por lo que toda la lluvia que cae sobre estas superficies contribuye de manera directa y rápida al aumento del caudal del río. En el inicio de las lluvias, estas áreas de origen para flujos rápidos pueden estar restringidas a las superficies de agua de la red de canales, pero como la lluvia continúa las áreas de origen se amplían (Fig. 5.2) causando un aumento importante en el volumen de esorrentía rápida en llegar los arroyos (Smith y Ward 1998).

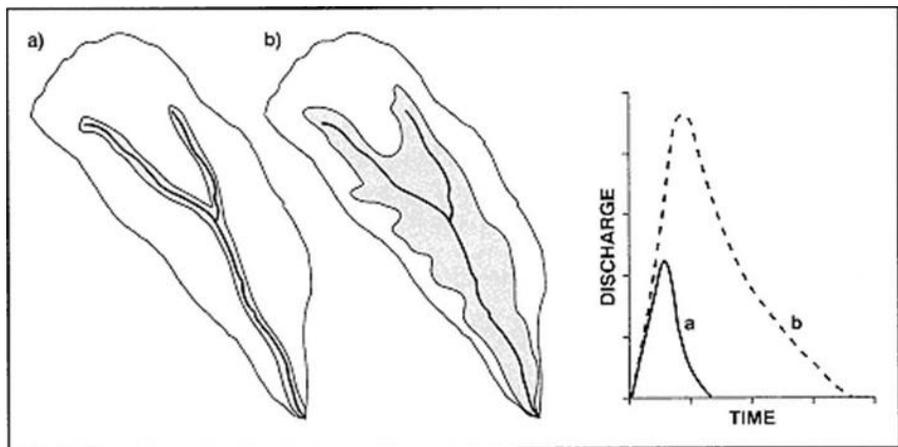


Figura 5.2. Efectos de la variación del área sobre los máximos de inundación (Tomado de Smith y Ward 1998).

Por otro lado y en relación con el espesor del suelo, es importante destacar tal como menciona Steinacher *et al.* (2009), que a medida que aumenta la elevación, la reducción resultante en el espesor del suelo y sedimento suelto, conduce a una disminución en la profundidad media del suelo y el volumen de los deslizamientos. Por lo tanto la probabilidad de un deslizamiento se incrementa con el aumento de la profundidad del suelo/sedimento suelto y el contacto suelo/sedimento suelto con las rocas compactas actúa como un límite que puede activarse como un plano de deslizamiento, especialmente cuando la superficie de la roca está cubierta con una capa de la superficie erosionada de 10 o 20 cm de limo o arcilla y el ángulo de las capas es paralelo a la pendiente.

El suelo y su relación con los incendios y los procesos de remoción en masa

Existe una clara vinculación entre los suelos ubicados en sitios que sufrieron incendios forestales con los deslizamientos y/o avalanchas de suelos y detritos.

La situación es compleja ya que en función de lo dicho, un suelo más húmedo se satura más rápidamente ante una precipitación intensa, generando un mayor volumen de agua con escorrentía superficial, con los procesos erosivos que esto conlleva, facilitando deslizamientos cercanos a los cursos de agua. Sin embargo, un suelo más seco (y la vegetación asociada) está más propenso a sufrir incendios forestales. Un bosque cuya vegetación y suelo ha sufrido un incendio es más propenso, ante una precipitación intensa, a sufrir deslizamientos de suelos.

Steinacher *et al.* (2009) estudiaron la alteración del suelo debido a la deforestación en un sector de los Alpes y demostraron que aproximadamente un año después de una deforestación, la degradación del suelo (desaparición de los microorganismos, colmatación de los poros) inhibe en gran medida la infiltración y aumenta la escorrentía superficial. En el área de trabajo, a partir de

la comparación de imágenes obtenidas del Google Earth, se puede constatar que los sectores que sufrieron incendios forestales, en los que hubo una importante degradación del suelo, quedan expuestos a los deslizamientos de suelos y detritos durante muchos años. Para el caso del cerro Falso Granítico, cuyo incendio se produjo en la temporada de verano 1998/1999, se observa que para el año 2004 (Fig. 5.3 A), o sea 6 años después del incendio, las laderas presentan un número importante de deslizamientos de suelos y detritos (señalados con marcas rojas). Sin embargo para el año 2011 (Fig. 5.3 B), es decir, 13 años después de los incendios, el número de deslizamientos de suelos y detritos se incrementó notablemente (señalados con marcas negras). Para el año 2016 (Fig. 5.3 C), 18 años después de los incendios, no es tan marcada la diferencia con respecto a la imagen anterior pero se observan algunos pocos deslizamientos nuevos (señalados con marcas azules). De este modo se concluye que una vez que se produjo la degradación del suelo y del bosque debido a los incendios forestales, el área queda expuesta a sufrir procesos de remoción en masa durante muchos años.

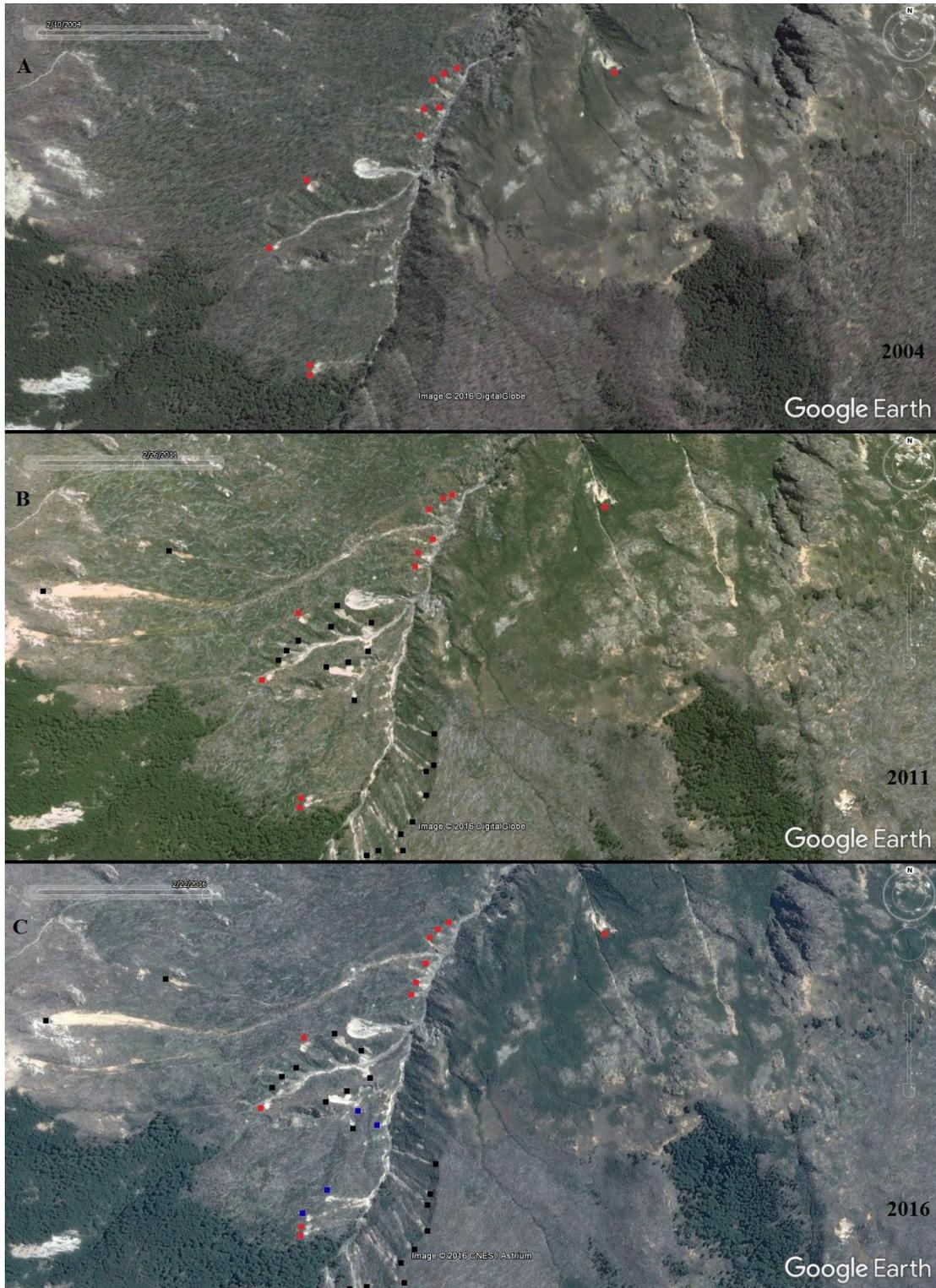


Figura 5.3. A. Ladera del cerro Falso Granítico 6 años después del incendio. B. El mismo sector 13 años después del incendio. C. Situación del lugar en el año 2016. El número de deslizamientos de suelos y detritos aumento mucho entre los 4 y 11 años posteriores a los incendios con evidencia de algunos eventos nuevos en los últimos años.

Es importante aclarar que para el modelado realizado en el presente trabajo solo se tuvo en cuenta el tipo de suelos, e indirectamente las características particulares del mismo. Sin embargo se han mencionado toda una serie de factores que también ejercen su influencia en los movimientos en masa pero debido al tamaño del área de estudio y a la ausencia de dichos datos es que no ha sido posible aplicarlo al desarrollo del modelado.

Sin embargo, considero que sería importante contar con esa información para futuros trabajos, sobre todo si se desarrollan en sitios puntuales de menor superficie, a los fines de poder conocer con más detalle la interrelación entre todos los factores involucrados.

6. VEGETACIÓN

Introducción

La región Nordpatagónica es altamente heterogénea en términos de ambientes. Debido al efecto de sombra pluviométrica que produce la Cordillera de los Andes sobre los vientos provenientes del océano Pacífico es que sobre las vertientes orientales en la Argentina existe un marcado gradiente de precipitación longitudinal cuya media anual varía de 3000 mm en zonas cercanas al límite con Chile a menos de 500 mm a solo 80 km al este en la estepa. Este fuerte gradiente en las precipitaciones, genera un drástico cambio en la vegetación que, a grandes rasgos, va de selva Valdiviana a bosque húmedo, zona de ecotono y estepa. Por otro lado existe un cambio en la vegetación relacionado con el gradiente altitudinal que va desde los bosques de coihue y ciprés en las zonas bajas a los bosques de lenga en altitudes medias y vegetación altoandina en los sectores superiores de las montañas.

En el presente trabajo se mapeo la vegetación clasificándola según las especies arbóreas dominantes o las características generales que presenta el área. El mapa de vegetación se muestra en la figura 6.1.

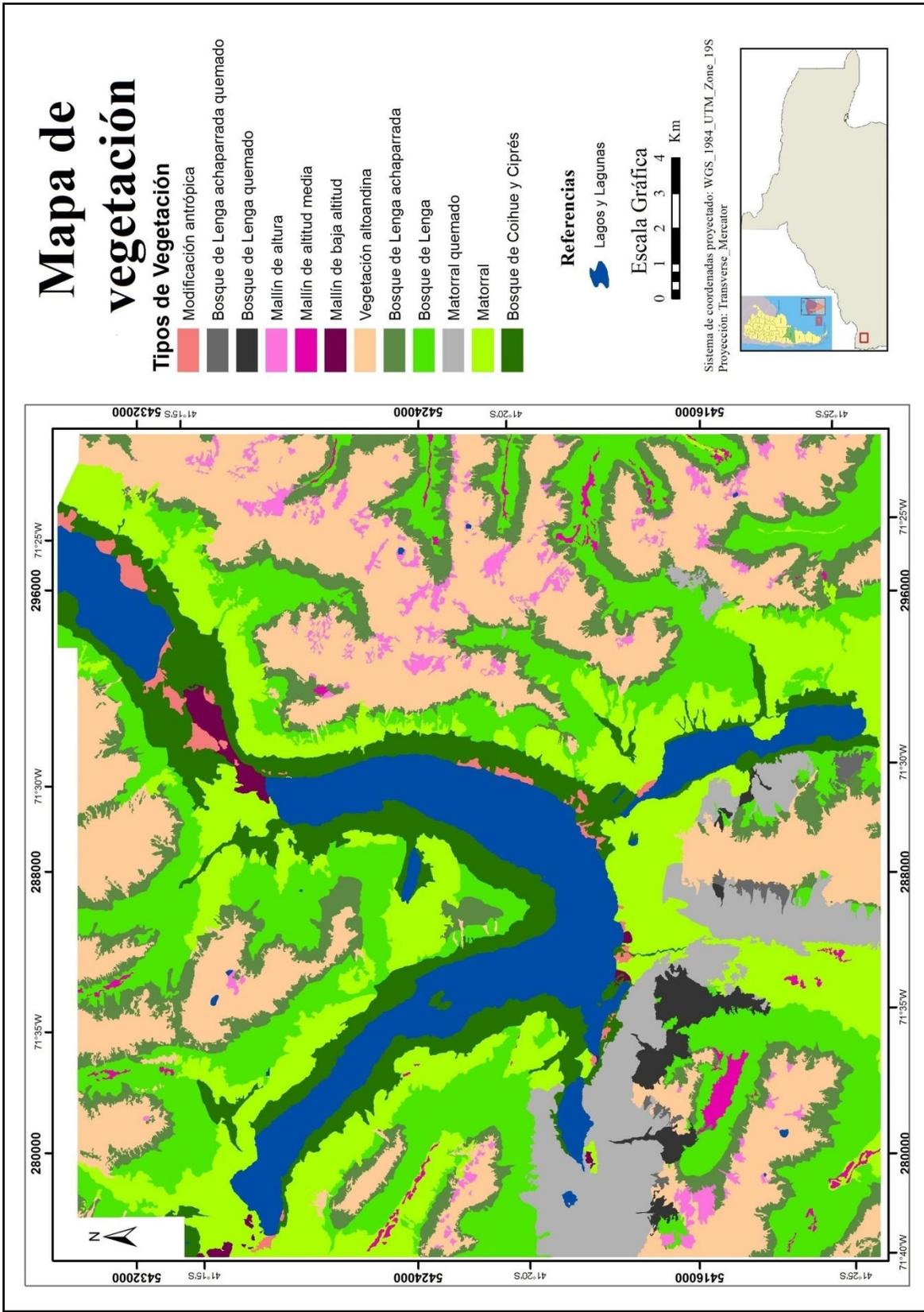
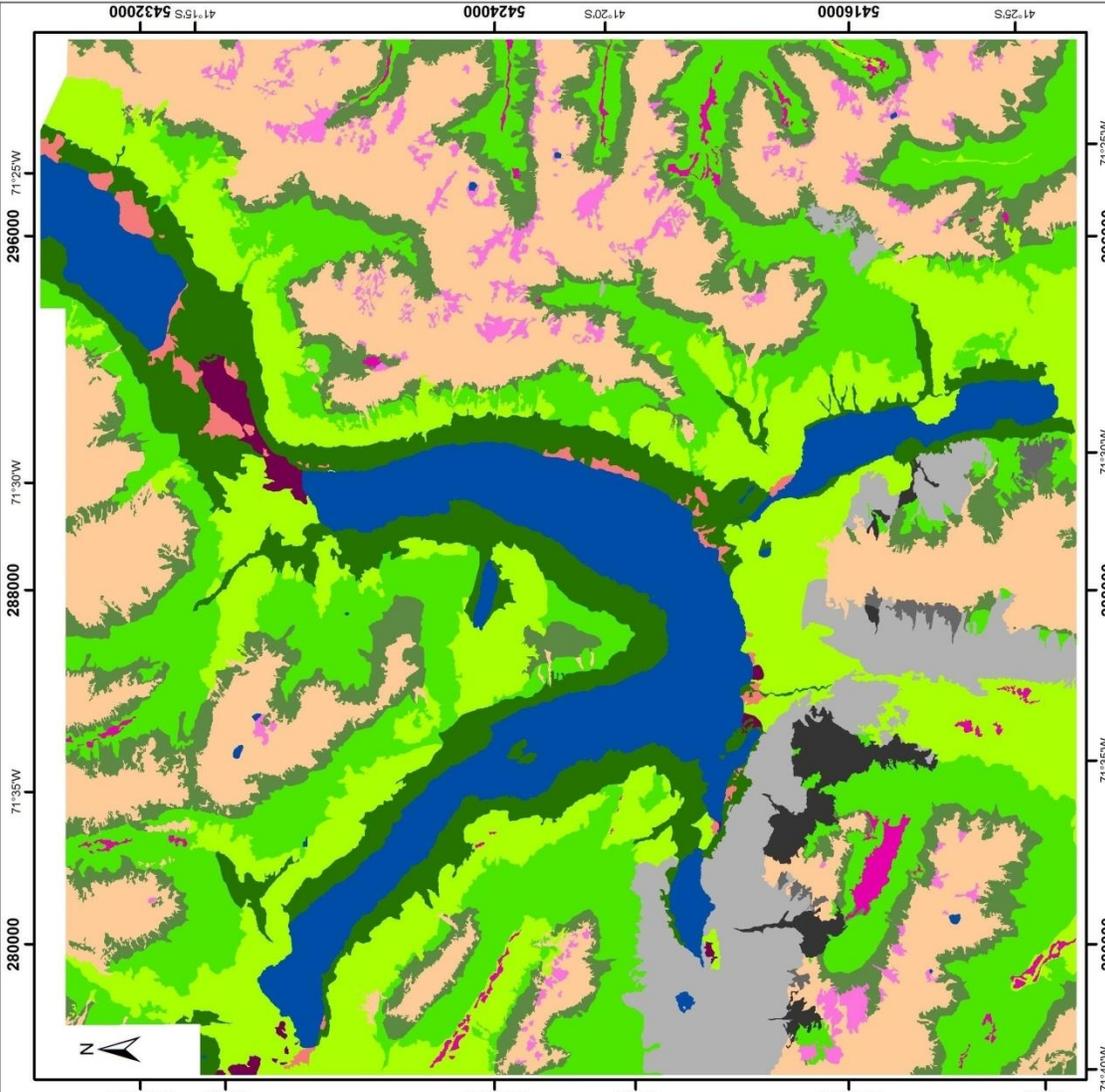



Figura 6.1. Mapa de vegetación.

Zonas de vegetación

Bosque de Coihue y Ciprés

En las zonas occidentales, entre los 800 y 1000 m s.n.m. predominan los bosques de coihue (*Nothofagus dombeyi*) (Fig. 6.2), árbol perennifolio que puede alcanzar los 40 m de altura y que generalmente está acompañado por un sotobosque de caña colihue (*Chusquea culeou*) de entre 3 y 6 m de altura y en sectores de la selva Valdiviana convive con otras especies arbóreas. En condiciones de mayor aridez el coihue forma bosques mixtos junto con el ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*) y el sotobosque se compone de diferentes arbustos entre los que se destacan el maqui (*Aristotelia chilensis*) y el radial (*Lomatia hirsuta*) entre otros (Veblen *et al.* 2003). El coihue requiere suelos ricos en humedad encontrándose a menudo cerca de ríos y lagos. La transición entre los bosques de coihue y los bosques de lenga (*Nothofagus pumilio*) está dada por un gradiente altitudinal cuyo límite, en el área de estudio, se encuentra aproximadamente entre los 1000 y los 1100 m s.n.m. debido a una mayor tolerancia al frío de la lenga y una mayor capacidad competitiva del coihue en áreas de mayores temperaturas mínimas. Este límite puede ser inferior en las laderas sur.

Como se mencionó anteriormente el ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*) puede formar bosques mixtos con el coihue (Fig. 6.3), pero en la zona de ecotono y estepa forma bosques abiertos con arbustos pequeños y herbáceas acojinadas (Veblen *et al.* 2003). Exhibe un gran porte con una copa piramidal y compacta, pudiendo llegar a medir entre 20 y 25 m y su tronco posee un diámetro de 35 a 50 cm (Tell *et al.* 2003).



Figura 6.2. Bosque de coihues en el sendero al cerro Latzina.



Figura 6.3. Bosque mixto de Ciprés y Coihue en la cabecera norte del lago Mascardi.

Bosque de Lengua

Los bosques de lenga (*Nothofagus pumilio*) (Fig. 6.4 A) se desarrollan por encima de los 1000 - 1100 m s.n.m. Alcanza una altura de hasta 30 m pero por encima de los 1500 – 1600 m s.n.m. adquiere formas achaparradas de 1 a 2 metros de altura o menos (Fig. 6.4 B). Estos cambios se deben a factores climatológicos que varían con la altitud. Es una especie caducifolia que por lo general forma bosques monoespecíficos pero que presenta una gran variedad de especies de plantas y arbustos que conforman el sotobosque.



Figura 6.4. A. Bosque de lenga en el sendero al cerro Huinca . B. Bosque de lenga achaparrada en inmediaciones de la laguna Hosseus.

Matorrales

Los matorrales ocupan varios sectores en la zona de estudio (Fig. 6.5). En general están compuestos por plantas y arbustos que no sobrepasan los 2,5 m de altura. Algunas de las especies que suelen formar parte de los matorrales en el área de estudio son calafate (*Berberis buxifolia*), maqui (*Aristotelia maqui*), michay (*Berberis darwinii*), notro (*Embothrium coccineum*), ñire (*Nothofagus antártica*), retamo (*Diostea juncea*), espino negro (*Discaria articulata*), entre otras y algunas especies introducidas como la retama y la rosa mosqueta (*Rosa eglanteria*)

Dentro de esta zona de vegetación se incluyeron también a los boques de ñire. Por lo general el ñire (*Nothofagus antarctica*) puede presentarse como árbol o arbusto y puede alcanzar una altura de hasta 15 m y su follaje es caducifolio (Tell *et al.* 2003).



Figura 6.5. Matorral en las inmediaciones de la laguna Llum.

Los bosques de ñire (Fig. 6.6) generalmente se encuentran en sitios que no son favorables para el desarrollo de bosques altos (McQueen 1976; Seibert 1982) como por ejemplo:

- Sitios relativamente secos que son transicionales con la estepa.
- Fondos de valles amplios que tienen suelos con texturas más finas y altas probabilidades de circulación de aire frío resultando en inversiones térmicas.
- Sitios a lo largo de arroyos y mallines con niveles freáticos someros.
- Sitios de pendientes medias con suelos poco profundos a menudo en laderas que miran al norte y que se vuelven extremadamente secas durante el verano.

- Sitios elevados y expuestos a fuertes vientos que evitan la formación de una cubierta de nieve protectora.

En laderas medias, entre los 900 y 1000 m s.n.m. el ñire forma densos matorrales con árboles xerófilos o especies arbustivas como radial, notro (*Embothrium coccineum*), retamo (*Diostea juncea*), maiten (*Maytenus boaria*) y caña colihue (*Chusquea culeou*) (Rodríguez *et al.* 1978; Seibert 1982).



Figura 6.6. Bosque de Ñires en el sendero a la laguna Los Césares.

Vegetación altoandina

La zona altoandina (Fig. 6.7) se caracteriza por un relieve de alta montaña, con laderas suaves o escarpadas, suelos rocosos y arenosos generalmente sueltos, inmaduros y superficiales. Sin embargo, este ambiente es una sumatoria de microhábitats con condiciones ambientales

diferentes, los cuales han permitido la evolución y establecimiento de innumerables especies con adaptaciones únicas (Ferreyra *et al.* 2005).

El sector altoandino aparece en forma de islas discontinuas sin vegetación arbórea por encima de del límite superior de los bosques. Las montañas del sector oriental presentan una menor cantidad de precipitaciones. Sin embargo poseen una mayor diversidad de especies que el sector oeste. Esto podría deberse a que el sector oriental habría estado una mayor cantidad de tiempo libre de hielo a partir de las últimas glaciaciones del Pleistoceno y, por lo tanto, habrían tenido más tiempo para su recolonización tal como ocurrió al sur de la Patagonia. En la diversidad de especies de este sector influyen otros factores tales como mayor cantidad de tiempo en el año con ausencia de nieve, un sustrato más disgregado, una mayor heterogeneidad ambiental y a una mayor cercanía con la estepa que pudo actuar como refugio para diversas especies durante las últimas glaciaciones (Ferreyra *et al.* 1998).

Las formas de vida predominante son las hierbas perennes, seguidas de subarbustos y arbustos. Las hierbas anuales son muy escasas. La mayoría de las especies son de pequeño tamaño y en general, al igual que muchos subarbustos, son enanos o en cojín, formando en ocasiones carpetas leñosas apretadas contra el sustrato. Esta estructura brinda protección contra la deshidratación, la radiación, el viento y la acumulación de nieve (Ferreyra *et al.* 2005). Este tipo de vegetación si bien está compuesta por una alta diversidad de especies presenta una muy baja superficie de cobertura (Ferreyra *et al.* 1998).



Figura 6.7. Ambiente de vegetación altoandina en la zona entre el cerro Latzina y el cerro Capón.

Mallines

Los mallines (suelos pantanosos) aparecen vinculados a cuerpos de agua (superficial o subterránea) y ofrecen características variables según su ubicación (Fig. 6.8). Si bien existen distintos tipos de mallines, en general, presentan algunas características comunes (Iriundo *et al.* 1974):

- Son suelos orgánicos, caracterizados por acumulaciones de raíces y rizomas y otros materiales vegetales.
- Suelen presentarse en terrenos llanos, cóncavos o con pendientes pronunciadas.
- Están permanentemente o casi siempre inundados con aguas corrientes o estancas, por lo general transparentes.
- Sus aguas tienen poco oxígeno y mucho anhídrido carbónico, comparadas con las aguas libres asociadas.

- Poseen un microrrelieve caracterizado frecuentemente por túmulos.
- Constituyen un sistema con dinámica propia apreciándose una sucesión vegetal típica y diferente del paisaje en el cual se encuadran.

Los mallines poseen una flora característica compuesta por plantas hidrófitas, musgos, ciperáceas, gramíneas, tapiz cespitoso bajo, arbustos hidrófilos y algunas especies de árboles (Iriondo *et al.* 1974). La presencia de uno u otro grupo de plantas varía según las características propias de cada mallín.



Figura 6.8. A. Mallín de baja altitud entre los lagos Gutiérrez y Mascardi. B. Mallín de mediana altura al sur del cerro Falso Granítico. C. Mallín de altura en el filo oriental del cerro Granítico.

Impacto de los incendios forestales sobre la vegetación

Como se verá más adelante en este capítulo, la vegetación cumple un papel importante en la estabilidad de laderas. Por otro lado se ha observado en el área de estudio un gran número de movimientos en masa relacionados a lugares que sufrieron incendios forestales (Fig. 6.9). Por lo tanto existe una clara relación entre los incendios forestales y los deslizamientos de terrenos. Por tal motivo es que a continuación se presenta un resumen sobre el conocimiento acerca de los incendios forestales en la región.



Figura 6.9. Ladera con múltiples deslizamientos y avalanchas de suelo y detritos en un bosque de lenga que sufrió un incendio en el cerro Falso Granítico.

Los paisajes andino patagónicos no escapan de la problemática de los incendios forestales. Los cambios en los patrones de vegetación que se han producido durante el siglo XX, tanto a escala regional como a escala del paisaje local deben ser considerados en el contexto de los cambios marcados en regímenes de fuego (Ver capítulo 7).

En los bosques dominados por *Austrocedrus-Nothofagus* la ocurrencia de incendios alcanzó su punto máximo entre 1890 y 1910 en relación con las actividades de limpieza y eliminación de bosques por los colonos blancos. En el bosque húmedo, el pico de frecuencia de fuego relacionado con el período de colonización indujo:

- Una masiva regeneración de especies arbóreas montanas (coihue, ciprés), lo que dio lugar a inmensas extensiones de rodales coetáneos de aproximadamente cien años de edad, con abundante auto raleo y, por ende, altas cargas de combustibles secos (Veblen *et al.* 2003).

- En las laderas medias, los matorrales aumentaron sus cargas de combustible, principalmente de material seco por la senescencia y la muerte de las copas.
- En altura, se produjo un reemplazo de ecosistemas relativamente inflamables (bosques de lenga) por matorrales más inflamables (Mermoz *et al.* 2005). Este reemplazo a gran escala es producto de la propagación de fuegos intensos dentro de estos bosques, que dejaron poca cobertura y semilleros, además de la subsiguiente falta de regeneración de la lenga a expensas de la invasión de especies herbáceas y arbustivas (Kitzberger *et al.* 2005) (Fig 6.10).
- En zonas más secas aumentaron las cargas de combustibles gruesos y posiblemente, la continuidad de combustibles finos (Mermoz *et al.* 2005).



Figura 6.10. Reemplazo de bosque de lengas por matorral de caña colihue y otras herbáceas 17 años después del incendio en el cerro Falso Granítico

Todos estos cambios en la calidad, la cantidad y la distribución de combustibles permiten anticipar una retroalimentación positiva fuego-paisaje (Mermoz *et al.* 2005) que conduce a regímenes de fuego más extensos e intensos en la región.

En las áreas húmedas, los parches de bosque remanentes resultantes de la quema generalizada a principios del siglo XX se expandieron y en muchos casos se fundieron en el bosque continuo. La unión de parches de bosque y los rodales relativamente densos generados en los últimos 80 años de reducción de la frecuencia de incendios, ha creado un potencial mucho mayor para las altas tasas de propagación del mismo (Turner *et al.* 1989).

Los matorrales mostraron un ritmo bastante constante de disminución durante los últimos 100 años, pero son más persistentes en las laderas norte y este, donde las condiciones xéricas pueden reducir la probabilidad de establecimiento de las plántulas, y esto puede favorecer la propagación de incendios naturales. Sin embargo casi el 70% de los matorrales que se perdieron durante las últimas tres décadas han sido reemplazados por pastizales, una clase de cobertura que es mucho más resistente a la colonización por los bosques (Gowda y Kitzberger 2013).

Los principales predictores de la expansión de los bosques (precipitación media anual, orientación de la ladera, elevación) se relacionan con una mayor disponibilidad de humedad que puede crear mejores (o más) oportunidades de éxito en la germinación de las plántulas de árboles. La distancia a los caminos también se relaciona significativamente con la expansión de los bosques, lo que indica el impacto negativo de las actividades relacionadas con el hombre en el establecimiento de bosques, el crecimiento y su supervivencia (Kitzberger 1994).

Si bien las ganancias forestales se mantuvieron altas durante los últimos 30 años, las áreas sustanciales de los bosques se convirtieron en pastizales y matorrales, como resultado de los recientes incendios asociados a primaveras extremadamente secas. La mayoría de los incendios

forestales recientes se originaron en los matorrales de las laderas que dan al norte y en las proximidades de los caminos y zonas urbanas (Mermoz *et al.* 2005).

A partir de los mapas originales de Bailey Willis (1914), Gowda y Kitzberger (2013) estimaron la superficie cubierta por las principales comunidades vegetales del PNNH calculando su distribución potencial (Fig. 6.11).

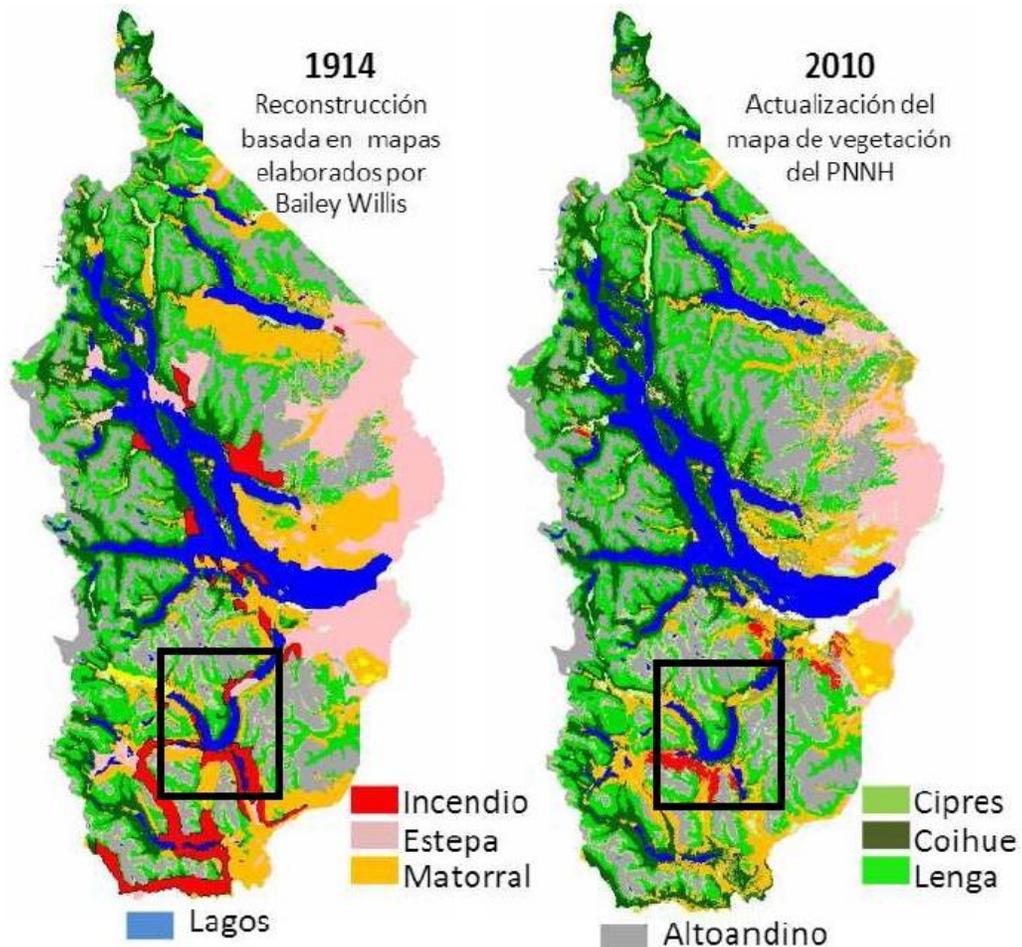


Figura 6.11. Distribución estimada en 1914 y actual de la vegetación del PNNH, basada en los mapas de uso del suelo elaborados por Bailey Willis e interpretación de imágenes satelitales (Tomado de Gowda y Kitzberger 2013).

El recuadro negro señala el área de estudio del presente trabajo.

Dicha interpretación fue contrastada con un mapa de vegetación elaborado para cuantificar las transiciones entre dichas comunidades e inferir la importancia relativa de los principales procesos

de cambio asociados con las mismas. El análisis indica que el 70% de los bosques existentes hace 100 años mantienen hoy cobertura boscosa, en tanto que más del 50% de los incendios mapeados hace 100 años ha sido colonizado por comunidades forestales, colonizando el 30% de los matorrales post-fuego y el 20% de las áreas consideradas agrícolas o de pastaje. El 40% de las áreas incendiadas están hoy cubiertas por matorrales, los que han avanzado también sobre el 13% de los bosques mapeados hace 100 años.

Influencia de la vegetación en la estabilidad de laderas

En general, los movimientos de remoción en masa se caracterizan por la interacción muy compleja de diferentes procesos y mecanismos, cuyo análisis se complica aún más, por la adición de otros factores, tales como la cubierta vegetal.

En las zonas montañosas, los bosques tienen un impacto directo en la estabilidad de las laderas. La capacidad de los bosques para proporcionar estas funciones depende de la composición, densidad y salud del bosque. La mezcla de especies, la altura del árbol y el peso, densidad de la masa, profundidad de las raíces, arquitectura de las raíces, y la salud del árbol y de las raíces tienen un impacto en la estabilidad del talud. Los bosques pueden tener efectos tanto positivos como negativos sobre la estabilidad de taludes en función de la combinación de los factores anteriores y su contribución relativa a aumentar la resistencia al corte. La evidencia empírica muestra que los efectos de los bosques son en su mayoría positivos y que los bosques naturales proporcionan el mayor nivel de protección de taludes en comparación con otras formas de uso de la tierra (Forbes y Broadhead 2011).

La cubierta vegetal tiene un impacto en la estabilidad de la ladera mediante:

- La influencia en la estabilidad física de la ladera por las raíces, el peso de los árboles y las fuerzas inducidas por el viento (Ziemer 1981a; Ziemer 1981b; Tsukamoto 1990).
- La influencia en la hidrología reduciendo la fuerza física de las gotas de lluvia, actuando mediante la evapotranspiración, el poder de succión de la presión poral, cantidad de volumen de poro, etc. (Thielen 2007 en Steinacher *et al.* 2009).

Ziemer (1981b) señala que las raíces refuerzan las laderas mediante tres mecanismos: anclaje, soporte lateral cruzando zonas de debilidad, y actuando como aglomerantes fibrosos, siempre dentro de una masa débil de suelo.

A su vez, las raíces actúan como soporte al cizallamiento por tracción hasta que las fibras se rompen. Esto depende del diámetro y fuerza de cada raíz individual (Wu *et al.* 1979) así como la concentración de raíces (Abe y Ziemer 1991).

Tobias (2003) (en Steinacher *et al.* 2009) muestra por experimentos de cizalla que la extracción de raíces (fricción superficial) es otro importante mecanismo de falla influenciando no solo la cohesión sino también el ángulo de fricción del suelo.

Katzenbach and Werner (2006) (en Steinacher *et al.* 2009) brindan los siguientes parámetros para evaluar la influencia de las raíces en la estabilidad de las laderas: resistencia a la tracción de las raíces compuesto de fuerza entre las raíces y el suelo (extracción), resistencia al corte de las raíces, así como la longitud y la ramificación de las raíces.

Rickli and Bucher (2003) (en Steinacher *et al.* 2009) establecen que las raíces del bosque (raíces maduras) pueden actuar como estabilizadoras y dar profundidades al sistema de la raíz principal. La aparición de un sistema de raíces profundo depende de las especies y del desarrollo del suelo. En general en el área de estudio los árboles no presentan raíces profundas (Fig. 6.12).



Figura 6.12. Deslizamiento en el valle del arroyo Torrontegui en el cual se observa la poca profundidad que desarrollan las raíces de los árboles.

Sin embargo, la cuantificación de estos procesos es muy complicada. Por ejemplo, a partir de varios estudios de movimientos en masa realizados en los Alpes, Rickli *et al.* (2009) determinan que no hay una simple conclusión como “Hay menos movimientos en masa en áreas forestadas que en áreas con césped”.

Es importante aclarar que los movimientos profundos ocurren por debajo de la profundidad de las raíces de los árboles y sobre el lecho rocoso mientras que los deslizamientos someros se producen dentro de la zona de las raíces (o supuesta profundidad de las raíces si los árboles ya no están presentes). Los deslizamientos de tierra resultantes del fallo dentro de la roca madre no se consideran a ser influenciados por la vegetación (Forbes y Broadhead 2011) (Fig 6.13).



Figura 6.13. Deslizamiento de suelo y destritos en la costa este del lago Guillermo cuya superficie de corte se produjo en la roca por debajo de las raíces. El árbol tiene gran parte de las raíces en el aire y presenta una inclinación hacia el valle.

Las raíces más gruesas requieren más fuerza para ser desprendidas del suelo, pero las raíces más finas son significativamente más fuertes que las raíces gruesas en relación con su área de sección transversal. En consecuencia, la pérdida de las raíces finas a través de incendios puede reducir significativamente la estabilidad del talud. Por otra parte, los árboles ayudan a inmovilizar el suelo detrás del árbol que se extiende hacia arriba. El efecto de refuerzo también se extiende lateralmente, creando arcos de apoyo a los árboles cercanos (Forbes y Broadhead 2011).

Los deslizamientos ocurren si las fuerzas impulsoras superan las fuerzas de resistencia en la superficie de deslizamiento crítico de una pendiente. La figura 6.14, tomada de Steinacher *et al.* (2009) ejemplifica cuatro posibles interacciones entre las raíces de los árboles y el suelo. Los casos mostrados en la figura son analizados en la figura 6.15.

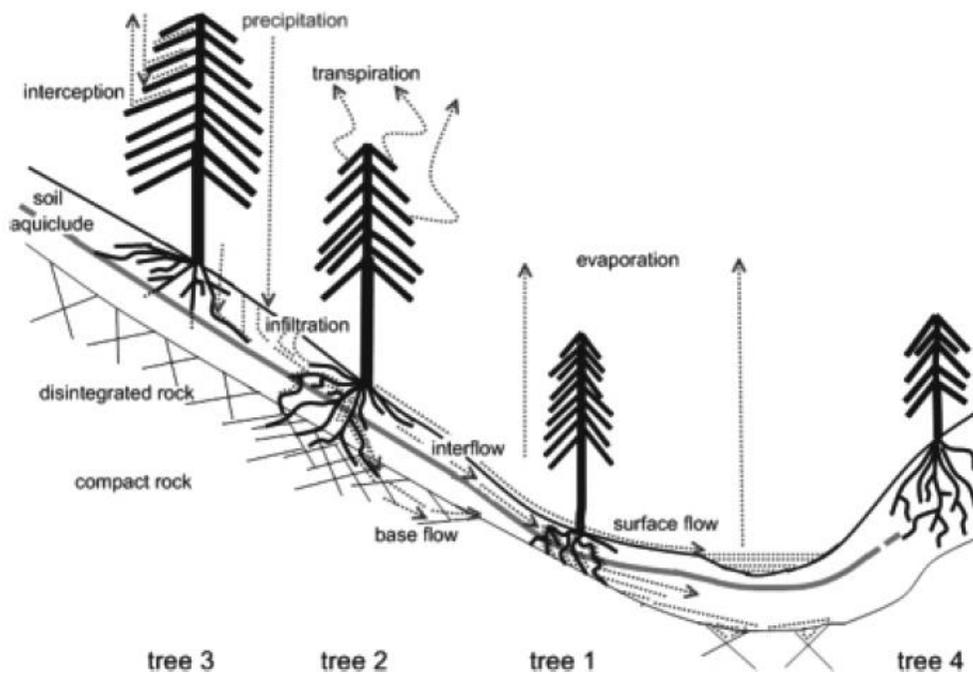


Figura 6.14. Cuatro casos de influencia de raíces en los deslizamientos de terreno (Tomado de Steinacher *et al.* 2009).

Tipo	Descripción	Efecto en la estabilidad	Ángulo de Fricción
Árbol 1	Cobertura del suelo poco profunda, reforzada por las raíces. Debajo: suelo compactado por las raíces que no penetran la roca.	Bajo	Si está saturada en agua decrece ϕ y se inicia el deslizamiento.
Árbol 2	Similar al árbol 1 pero la roca está ligeramente desintegrada y puede ser penetrada por las raíces de los árboles.	Muy Alto	Si está saturada en agua decrece ϕ pero las raíces refuerzan la ladera y una menor erosión de superficie es posible.
Árbol 3	La cubierta de suelo es media a profunda con una capa transicional la cual es más densa y tiene un mayor ángulo de fricción. Penetrar esta capa incrementa la estabilidad.	Medio	Si el bosque no se encuentra saludable o si las raíces tienden a crecer horizontalmente puede haber deslizamientos.
Árbol 4	La cubierta de suelo es mayor que la longitud de las raíces, las raíces pueden influenciar en la hidrología pero no incrementa la estabilidad de la ladera	Bajo	Si está saturada en agua decrece ϕ y está la posibilidad de inicio de un deslizamiento.

Figura 6.15. Cuatro posibles interacciones entre las raíces de los árboles y el suelo. ϕ = ángulo de fricción interna

(Tomado de Steinacher *et al.* 2009).

Como se mencionó anteriormente la cubierta vegetal influencia la hidrología en las laderas. Por un lado, la precipitación es en parte, bloqueada por las copas de los árboles (intercepción) y parte de esta agua es emitida por las plantas hacia la atmósfera (evapotranspiración) dependiendo en gran medida de factores biológicos como la especie, la edad del árbol, la ubicación, el clima, el viento, etc. (Steinacher *et al.* 2009). Por otro lado, las propiedades hidrológicas asociadas con los árboles y los bosques que pueden tener un impacto negativo incluyen la irregularidad de la superficie, dando como resultado un aumento en los niveles de infiltración. La vegetación normalmente inhibe la escorrentía superficial excesiva y produce un aumento de la cantidad y volumen de poros.

Si bien no es posible sacar conclusiones generales acerca de la influencia positiva o negativa del peso del árbol en la estabilidad de laderas, se espera que el peso del árbol influye de manera positiva si no excede la fuerza de resistencia debido al peso del mismo y viceversa. Por lo tanto, el peso de los árboles no es, *per se*, negativo para la estabilidad de la pendiente (Steinacher *et al.* 2009). Según Forbes y Broadhead (2011) el peso de un árbol maduro en una pendiente, más la nieve o lluvia acumulada, aumenta la tensión de cizallamiento en la pendiente, pero en general el efecto de la carga es pequeño debido a que el peso se distribuye de manera uniforme, y por lo general de manera que la fuerza por unidad de área puede ser insignificante. Incluso su efecto puede mejorar la estabilidad del talud, cuando la cohesión del suelo es baja, el nivel freático alto, o el ángulo de la pendiente es bajo.

Los factores mecánicos y eventos asociados con árboles que pueden aumentar la tensión de cizallamiento o reducir resistencia al corte incluyen: la carga del viento y la fractura de la roca madre por las raíces (Fig. 6.16). Sin embargo cabe aclarar que la carga del viento no da lugar a deslizamientos de tierra directamente, sino que en conjunto con lluvias torrenciales puede generar caída de árboles que favorece la posibilidad de deslizamientos (Forbes y Broadhead 2011).



Figura 6.16. Caída de rocas condicionada por la fractura de rocas por acción de las raíces de un ciprés en la costa este del lago Guillermo.

Para finalizar es importante mencionar que, como señalan Forbes y Broadhead (2011), los árboles y los bosques también proporcionan una barrera protectora contra las avalanchas o deslizamientos de rocas, escombros y deslizamientos de suelo más pequeños, así como la limitación de las distancias de descentramiento de material con respecto a los arroyos, caminos y líneas de infraestructura. No impiden los deslizamientos de tierra pero el efecto de los árboles en pie que obstruyen el movimiento hacia abajo del material de deslizamiento de tierra o desprendimiento de rocas, pueden mitigar algunos o la totalidad de los daños potenciales. El efecto de barrera del bosque dependerá de la anchura, el espaciamiento y el diámetro del árbol. La eficacia en la protección contra la caída de rocas puede variar según la especie de árbol.

7. USOS DE LA TIERRA

Introducción

En este capítulo se realizará una breve mención al uso de la tierra de la región en el pasado, con el fin de analizar aquellas actividades humanas que pudieron actuar como factores condicionantes indirectos de algunos tipos de movimientos en masa. Por otro lado se analiza el uso actual de la tierra para evaluar que zonas presentan algún tipo de riesgo o peligro, en función del mapa de susceptibilidad que se presentará en otro capítulo.

La magnitud del impacto y el potencial para el desastre se incrementa en gran medida por factores contribuyentes, tales como el uso del suelo y la proximidad a los asentamientos o infraestructura (Forbes y Broadhead 2011).

Uso de la tierra y los incendios forestales

Como se mencionó en los capítulos precedentes, los incendios forestales juegan un rol fundamental en algunos tipos de movimientos en masa a partir de la pérdida del bosque y de la degradación del suelo.

Antes de la inmigración de colonos europeos, la región los bosques andinos se caracterizaba por una alta recurrencia de fuego en la zona de transición entre el bosque y la estepa, asociado principalmente con el sistema de cacería por parte de las comunidades originarias de la región y de una muy baja recurrencia de fuegos en las zonas boscosas más húmedas (>150 años). A partir de mediados del 1800, la creciente afluencia de colonos de origen europeo a la región del PNNH implica un cambio en la interacción del hombre con el paisaje que caracterizaba a la zona actualmente delimitada con el PNNH. El establecimiento de colonos europeos estuvo acompañado por un período de grandes incendios que permitían generar espacios para las

pasturas destinadas al ganado. Este período llega a su fin a principios del siglo XX. En ese momento los bosques dominados por ciprés y en menor medida por coihues, debieron ser los más afectados. Los bosques de coihues son los que más se han expandido en áreas incendiadas, en tanto que los bosques dominados por ciprés y lenga muestran una mayor regeneración en áreas cubiertas históricamente por matorral (Gowda *et al.* 2012).

El PNNH mantiene un registro de incendios que se inicia en 1939. Los últimos 70 años se caracterizan por períodos de precipitaciones relativamente altas y ausencia de grandes incendios alternados con períodos de precipitaciones bajas y grandes incendios. Los grandes incendios de matorral y bosques están asociados con primaveras con precipitaciones inferiores a la media. Entre los años 1987 y 1999 se registra la mayor superficie afectada por incendios desde la creación del PNNH. Una revisión de las principales variables asociadas con incendios recientes indica que los matorrales en exposición norte y áreas de precipitación intermedia son más afectados que otras comunidades del PNNH. Por otra parte, la mayoría de los focos de incendio están asociados a caminos, siendo en gran medida de origen antrópico directo. El número de focos ha aumentado entre los años 1996-1999, lo que incide en la probabilidad de inicio de grandes incendios (Gowda *et al.* 2012).

Durante los últimos sesenta a cien años, los bosques andino-patagónicos han sido intensamente utilizados como áreas de pastoreo, particularmente en los hábitats más secos y en las áreas de mejor acceso. En varios sitios el ganado ha impedido la recuperación post-fuego y, quizás, ha producido un impacto significativo sobre la calidad y la cantidad de los combustibles. Si bien las principales especies arbóreas son relativamente resistentes al pastoreo, una vez que alcanzaron la etapa de árbol joven, la alta presión del ganado vacuno durante la regeneración post-fuego temprana, puede impedir localmente la regeneración de especies leñosas para, en su lugar,

permitir la formación de estepas degradadas (con abundantes especies exóticas) o matorrales de arbustos espinosos y árboles bajos (Veblen *et al.* 2003).

Asentamientos humanos

A la fecha de creación del PNNH en su configuración actual, unas 40 familias habitaban la zona considerada hoy como PNNH, bajo un esquema de permisos precarios de ocupación y otras tantas mantenían títulos de propiedad. Desde entonces la población rural del PNNH no ha experimentado cambios significativos pero sí los centros urbanos y periurbanos, así como el desarrollo turístico. En particular, las ciudades de Bariloche y Villa La Angostura basan gran parte de sus economías turísticas asociadas al PNNH, en tanto que Villa Traful, Mascardi y Villegas se han consolidado como pequeños centros urbanos de actividades múltiples (Gowda *et al.* 2012).

En el área de estudio varios sectores están ocupados con diferentes fines. Algunos sitios corresponden a viviendas particulares (casas particulares, casas de guardaparques, comunidad mapuche) mientras que otros se relacionan con servicios al turista (cabañas para alquiler, campamentos pertenecientes a diferentes instituciones, campings (Fig. 7.1). La influencia que algunas de estas ocupaciones podrían tener en algunos movimientos de ladera no se consideran en este trabajo pero si es importante mencionar que podrían estar localizadas en sectores con algún tipo de riesgo a movimientos en masa que pudiesen ocurrir en sectores cercanos más altos.

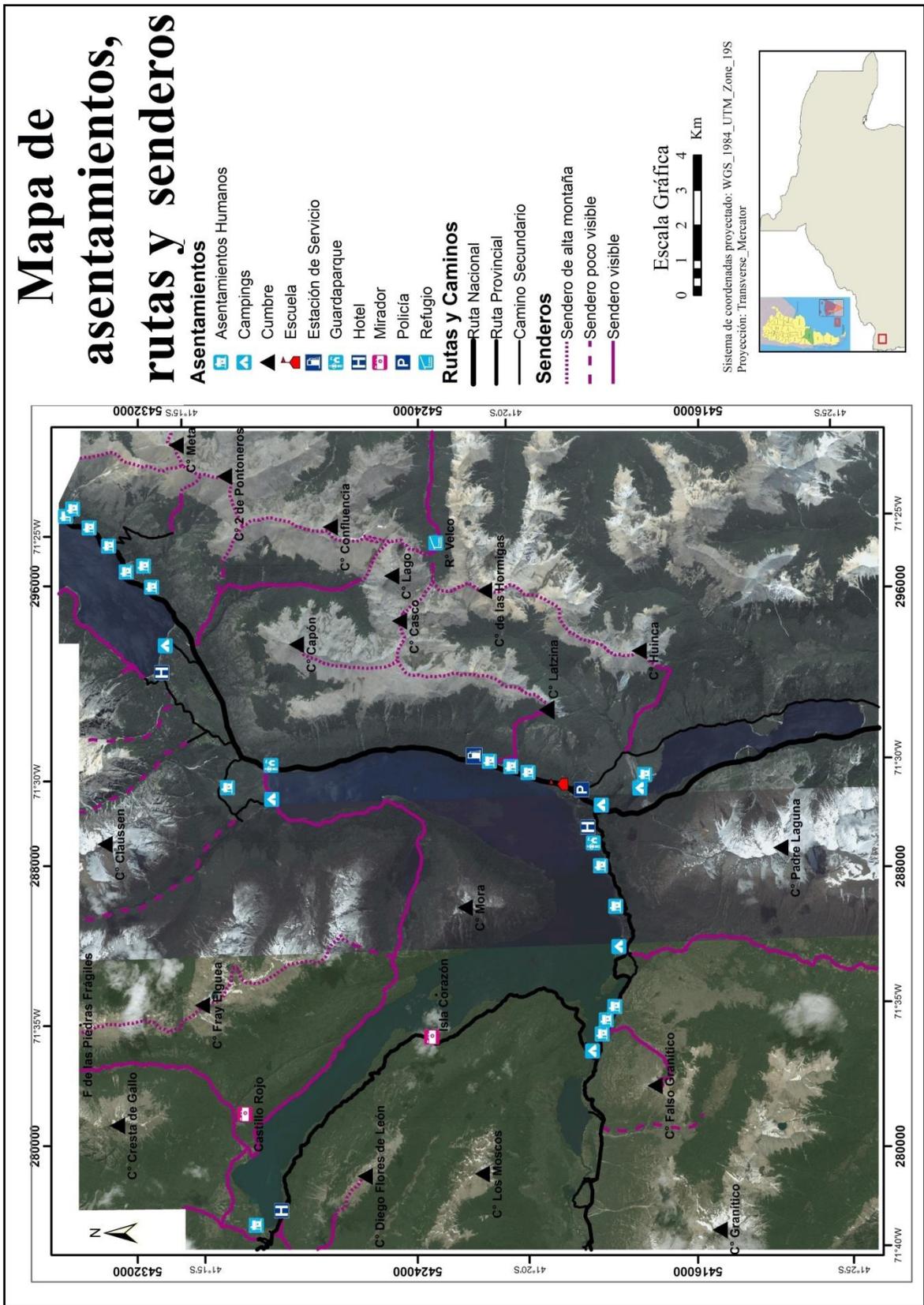


Figura 7.1. Mapa del uso actual del suelo

Por otro lado, la región se encuentra atravesada por algunas rutas y caminos. La principal ruta que atraviesa el área de estudio es la R.N. 40 que se encuentra asfaltada y que une las localidades de Bariloche con El Bolsón la cual es utilizada con diversos fines (particulares, turísticos, comerciales, etc.) y por diversos tipos de vehículos (autos, camionetas, camiones, motos, bicicletas, etc.). La ruta provincial 81 es un camino de ripio que une la R.N. 40 con Pampa Linda y se utiliza con fines turísticos y por pobladores al igual que el camino que une Los Rápidos con la cascada Los Alerces. Existen otros caminos que conducen a propiedades particulares, a la costa de lagos o ríos y algunos caminos actualmente cerrados al tránsito vehicular, como el viejo camino a El Bolsón que transcurre por la margen oriental del Lago Guillermo.

La influencia antropogénica en los deslizamientos es muy delicada. En lo que respecta a las rutas y caminos muchos autores establecen un impacto significativo del empinamiento artificial de laderas, adicionando peso a la ladera, removiendo soporte en los cortes de camino, re dirigiendo y concentrando la superficie de drenaje (Rickli 2001 en Steinacher *et al.* 2009). Como consecuencia, en varios cortes de camino se producen caídas de rocas o deslizamientos de algunos sectores ubicados un poco más arriba de la ruta. A su vez, la vibración producida principalmente por vehículos de gran porte puede actuar como factor condicionante en aquellos sectores donde la ruta transcurre sobre un material poco consolidado.

La actividad del trekking es muy común en la región. El área de estudio presenta un gran número de senderos que conducen a algunos de los refugios o a un gran número de montañas. Algunos de estos senderos son muy transitados, en tanto que otros son recorridos en escasas ocasiones.

8. ANÁLISIS DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS LOCALES

El propósito de este capítulo es realizar una descripción general de los aspectos climáticos del área de estudio, para intentar comprender como estas características podrían influir en los procesos de remoción en masa.

Las interacciones entre la topografía, la circulación atmosférica y la proximidad a los océanos introducen grandes complejidades en los patrones espaciales de la temperatura de la Tierra y de las precipitaciones en el norte de la Patagonia. La Cordillera de los Andes actúa como una barrera formidable a la circulación atmosférica en Sudamérica y genera fuertes gradientes climáticos (Bianchi *et al.* 2015)

A lo largo de la región se reconocen varios tipos de clima, determinados por las variaciones que muestran los diferentes elementos climáticos (temperatura, precipitación, humedad, etc.). Los cambios más importantes se reconocen en los registros de precipitación y temperatura, en sentido longitudinal y altitudinal respectivamente. La zona -según la clasificación de Thornthwaite- se encuadra dentro de la región climática definida como:

- AC´ 2ra´: equivale a un clima perhúmedo microtermal, con poca o ninguna deficiencia de agua y baja concentración térmica en verano.
- B3C´ 2sa´+: corresponde a un clima húmedo microtermal, de moderada deficiencia de agua y baja concentración térmica en verano.

Temperatura

El régimen de temperatura de la zona muestra una gran diversidad debido a la existencia de diferentes factores que la influyen, siendo los más importantes en este caso la altitud, topografía y la presencia de masas de agua interiores (Muñoz *et al.* 1985).

Para el área de San Carlos de Bariloche, durante el período 1999-2011 la temperatura media fue de 8°C mientras que la temperatura mínima media y máxima media fue de 3.9°C y 12.7°C respectivamente (Fig. 8.1)

TEMPERATURA MEDIA MENSUAL [°C] PERÍODO 1999-2011

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	media anual
Media	14.2	14.8	12.1	8.2	5.5	3.1	2.7	3.1	4.2	7.3	9.0	12.4	8.0

TEMPERATURA MÍNIMA MEDIA Y ABSOLUTA [°C] PERÍODO 1999-2011

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	media anual
Media	8.8	8.9	6.7	4.3	2.4	0.3	-0.2	0.4	0.8	3.0	4.3	7.3	3.9
Absoluta	1.9	-3.1	-1.6	-2.1	-4	-6.5	-12.5	-8.2	-6.4	-5.8	-3.3	-2.5	

TEMPERATURA MÁXIMA MEDIA Y ABSOLUTA [°C] PERÍODO 1999-2011

Meses	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	media anual
Media	20.1	21.1	17.3	12.9	9.4	5.5	6.2	6.8	8.8	12.2	14.2	17.9	12.7
Absoluta	31.2	31.7	31.1	25	20	14.4	14.7	17.9	18.7	25	28	31.2	

Figura 8.1. Temperaturas medias, máximas y mínimas para Bariloche (tomado de Informe técnico DPA Bariloche).

A partir de mediciones realizadas en diferentes estaciones, se pueden observar las diferencias en valores de temperatura para sitios ubicados a diferentes alturas (Fig. 8.2).

Localidad	Tronador	Cerro Catedral	Bariloche	El Bolsón	Bariloche Aero
Altitud (msnm)	800	2000	825	310	836
Tm anual (°C)	7,4	2,4	8,4	9,8	8
Tm mes más cálido (°C)	12,8	8	14,4	16,2	14,2
Tm mes más frío (°C)	6,4	-2,8	3	3,6	2,3

Figura 8.2 Temperaturas medias, máximas y mínimas para sitios ubicados a diferentes altitudes (tomado de Pereyra *et al.* 2009).

En la figura 8.2 se puede observar que los lugares ubicados alrededor de los 1700 m s.n.m. experimentan temperaturas mínimas medias de alrededor de 0°C.

Precipitaciones

Existe en la región, un marcado gradiente de precipitación en sentido longitudinal, ubicándose las mayores precipitaciones hacia el oeste (cerca de 3500 mm anuales en Puerto. Blest) y disminuyendo hacia el este (1000 mm anuales cerca de Bariloche) lo que genera un gradiente de 52 mm por Km. Esta diferencia genera un cambio en la vegetación, la cual fue analizada y descripta en capítulos anteriores. La diferencia en las precipitaciones también produce un distinto nivel de saturación de agua en el suelo, aunque toda el área de estudio está comprendida dentro de la zona de los bosques andino patagónicos y se especula que las variaciones de saturación del suelo están más vinculados al tipo de suelo y vegetación.

La concentración de las precipitaciones se da en el semestre más frío (Abril-Septiembre), destacándose los meses de mayo, junio, julio y agosto (Pereyra *et al.* 2009).

A partir de información extraída de la Subsecretaría de Recursos Hídricos del Ministerio del Interior y del trabajo de Pereyra *et al.* (2009) se realizó un cuadro (Fig. 8.3) con diferentes estaciones meteorológicas con su correspondiente ubicación y precipitación media anual.

	Latitud	Longitud	Altura (snm)	Precipitación media anual (mm)	Período de observación
Lago Stefen	41° 30' 22,20" S	71° 32' 31,30" W	545	1219	1987-1990 1993-2015
Lago Los Moscos	41° 20' 51,70" S	71° 38' 28,90" W	811	1601.6	1964-1978
Río Manso (sup)	41° 15' 18,60" S	71° 39' 07,10" W	816	1904.7	1970-1982
Lago Mascardi	41° 21' 28,60" S	71° 33' 46,50" W	814	1443.1	1991-2015
Río Manso (inf)	41° 35' 12,60" S	71° 41' 01,20" W	458	1738.6	1966-1975 1982-1983 1993-2015
Los Alerces	41°22'29.49" S	71°44'57.12" W	775	1580.7	1955-1961 1973-1981 1993-2015
Bariloche	41° 8'1.64" S	71°19'55.50" W	825	1034.9	1901-1950
Bariloche (Aer)	41° 8'45.78" S	71° 9'56.11" W	836	799.8	1951-1980
Ea. El Cóndor	41° 11'00" S	71° 05'00" W	819	694.7	1936-1980
Ea. San Ramón	41° 04'00" S	71° 00'00" W	960	585.9	1953-1981
Ea. Pilcañeu	41° 10'00" S	70° 41'00" W	920	307.6	1953-1981
Ea. Las Bayas	41° 28'00" S	70° 40'00" W	1000	316.5	1928-1974 1977-1982

Figura 8.3. Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para la confección del mapa de isohietas con los datos correspondientes.

A partir de estos datos se construyó un mapa de precipitaciones (Fig. 8.4). Es importante destacar que debido al fuerte gradiente en las precipitaciones y al bajo número de estaciones meteorológicas del norte de la Patagonia, el mapa de precipitaciones mostrado en el presente trabajo podría no tener un grado de exactitud elevado. Sin embargo, a los fines de este trabajo y en virtud de la equidistancia utilizada (100 mm) se considera que dichos datos pueden utilizarse para el modelado.

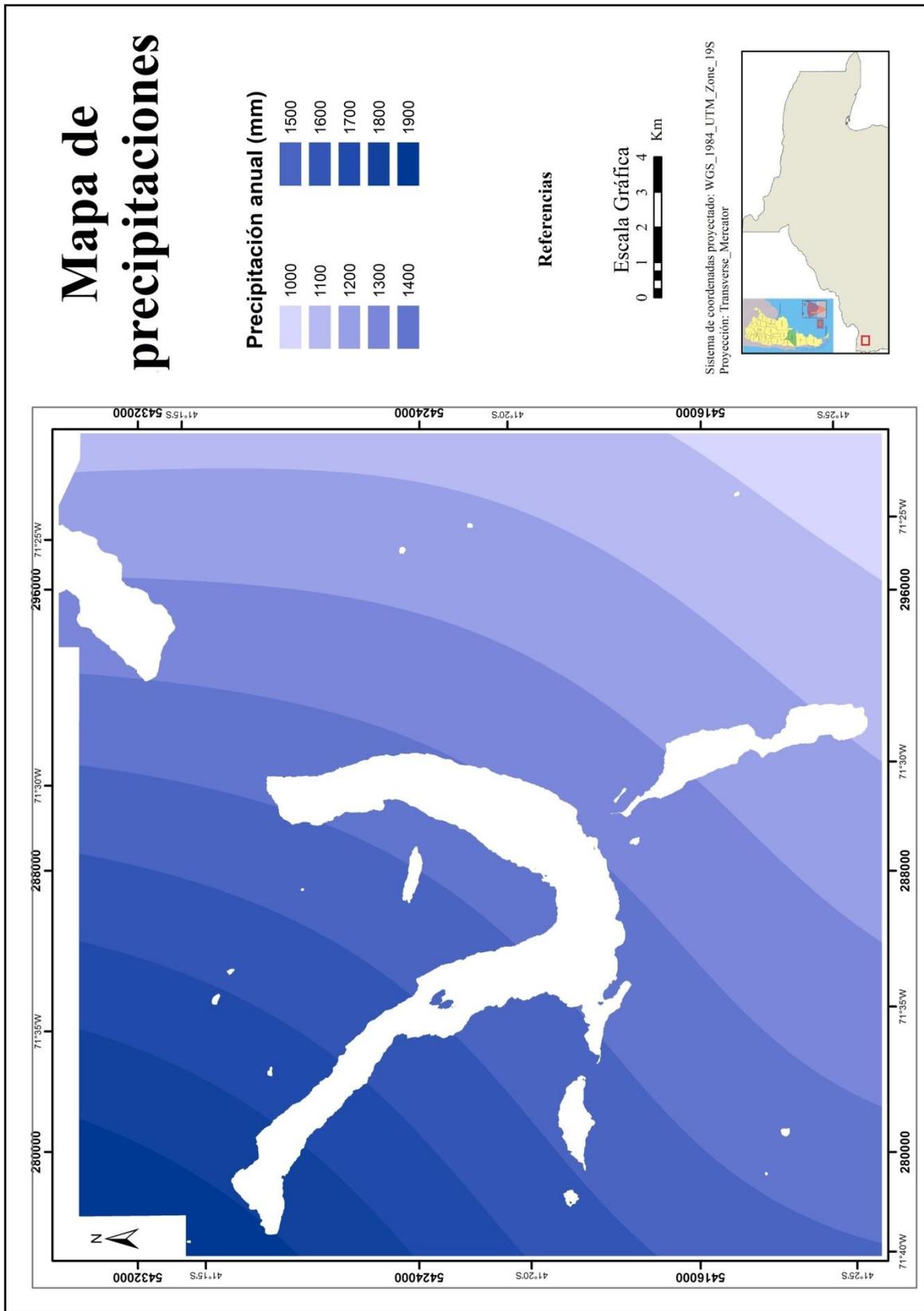


Figura 8.4. Mapa de precipitaciones

Esta marcada diferencia en las precipitaciones se debe al efecto orográfico ya que los vientos procedentes del Pacífico descargan el mayor contenido de humedad en la cordillera y, en tanto que hacia el este y debido a la disminución de la humedad, las precipitaciones son menores.

Vientos

Los vientos son predominantemente del cuadrante noroeste y suroeste (Fig. 8.5) y se caracterizan por su persistencia y alta velocidad. Las velocidades medias anuales de los vientos a 10 m de altura, varían entre 10 y 34 km/h. Las velocidades medias mensuales muestran una uniformidad a lo largo del año, aunque los meses más ventosos son los de primavera-verano (Pereyra *et al.* 2009).

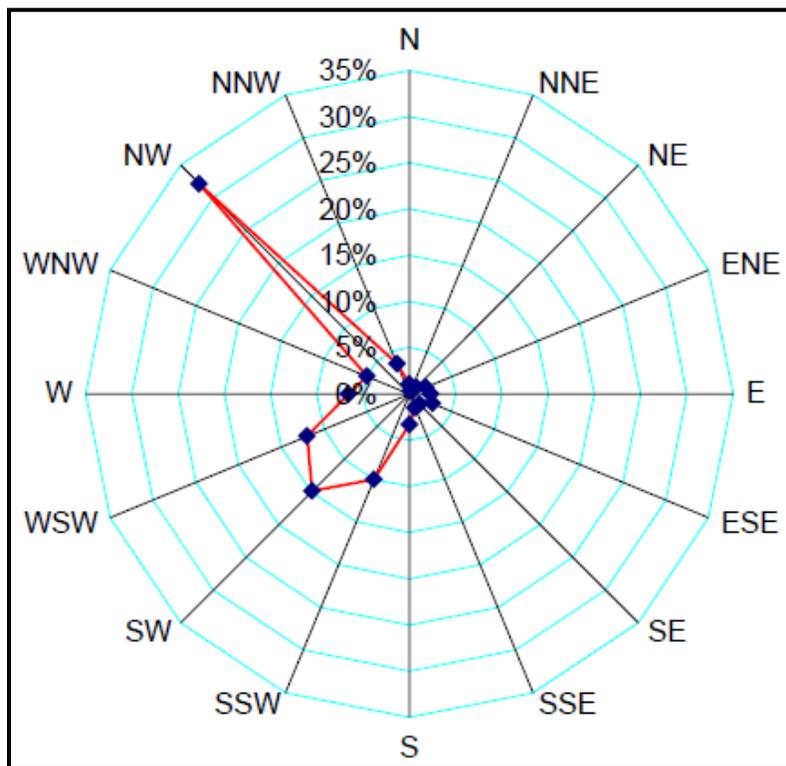


Figura 8.5. Frecuencia de direcciones de viento para el área de Bariloche (tomador de Informe técnico DPA Bariloche).

La dirección predominante de los vientos, genera que las laderas noreste y sudeste reciban mayor cantidad de nieve lo que genera mayores condiciones de humedad y mayor disponibilidad de agua para esas laderas. Como se mencionó en otro capítulo, el viento no da lugar a deslizamientos de tierra directamente, sino que en conjunto con lluvias torrenciales puede generar caída de árboles que favorece la posibilidad de deslizamientos (Forbes y Broadhead 2011).

Fluctuación y cambio climático

Teniendo en cuenta el alto grado de variabilidad climática a escalas de tiempo de unos pocos años, hasta varias décadas en el siglo XX (Villalba *et al.* 1997), ésta probablemente ha influido en la tasa y tal vez la naturaleza de las transiciones de tipo de vegetación (Kitzberger *et al.* 1999).

La alternancia de períodos bianuales extremadamente húmedos y secos parecería ser una receta ideal para la existencia de una alta frecuencia de fuego en la región. Más del 90% de los incendios se presentan en la estación cálida y seca entre Octubre y Marzo (Kitzberger *et al.* 1997).

En virtud de la clara vinculación entre los incendios y algunos procesos de remoción en masa, es importante mencionar el fenómeno de El Niño Oscilación Sur (ENSO), que es un fenómeno oscilatorio global cuya frecuencia (de entre dos a seis años) coincide con los tiempos requeridos para los procesos de acumulación y desecación de los combustibles (Kitzberger *et al.* 2001). En particular en el área de estudio, un aumento en la amplitud de la oscilación induciría a la desecación de combustibles en los bosques húmedos (occidentales y de altura) y en los bosques relativamente sensibles al fuego, de modo que los haría más vulnerables y propensos al fuego (Premoli *et al.* 2006).

La región entre los 39° S y los 42° S en la Patagonia norte, se encuentra cerca del límite sur de la influencia de la posición de verano del anticiclón subtropical del Pacífico este que gobierna fuertemente la afluencia de aire húmedo del Pacífico en el continente. Año tras año las variaciones de los patrones de circulación a escala continental influyen el clima local en Patagonia norte. Cuando el anticiclón del Pacífico es fuerte y se sitúa más al sur, bloquea la entrada de vientos húmedos del oeste en el norte de la Patagonia y produce condiciones más secas que las normales. El bloqueo de los vientos húmedos del oeste, no sólo crea condiciones favorables para impulsar la desecación, sino que también permite la incursión de masas de aire tropical desde el noreste que promueven las actividades convectivas e ignición por relámpagos (Kitzberger *et al.* 1997). El número de igniciones por rayo/década relacionadas a estas incursiones de masas húmedas e inestables se triplicó entre los períodos 1938-1976 y 1977-2004 (Kitzberger *et al.* 2003).

Los bosques de *N. pumilio* son menos susceptibles al fuego e impiden la propagación del mismo. Sin embargo, durante la sequía extrema, la ocurrencia de incendios no fue influenciada significativamente por la presencia de este tipo de bosque (Fig. 8.6). Del mismo modo, las diferencias de orientación de la ladera parecen influir en la propagación del fuego durante años climáticamente no extremos, pero no durante años de sequía extrema (Mermoz *et al.* 2005). Por otro lado, en las últimas décadas se ha registrado un aumento en la frecuencia de eventos climáticos extremos como sequías y lluvias torrenciales (Gowda y Kitzberger 2013).



Figura 8.6. Laderas incendiadas de bosque de lenga a uno y otro lado del arroyo Blanco desde el cerro Falso Granítico.

A su vez, los factores abióticos son controles importantes en la ocurrencia de incendios en ambas escalas espaciales. Existe un pico de ocurrencia de incendios en las precipitaciones intermedias (1500- 1800 mm/año). Esto probablemente refleja una limitación en la ocurrencia de incendios por la baja productividad de combustible asociado con sitios más secos (orientales), y la falta de desecación de combustible en los sitios más húmedos (occidentales). Por lo tanto, los picos de la ocurrencia de incendios se dan donde la lluvia es suficiente para la producción de cargas de combustible continuas, pero donde la sequía ocasional genera periódicamente grandes áreas de combustibles secos (Mermoz *et al.* 2005).

Los factores climáticos y meteorológicos y su relación con los movimientos en masa

Si bien en los sectores con mayores precipitaciones el contenido de agua en el suelo es mayor, la mayoría de los deslizamientos está más vinculado a precipitaciones intensas, antes que a zonas con mayores niveles de precipitación anual.

En las zonas montañosas, las precipitaciones abundantes (a menudo en combinación con un rápido derretimiento de la nieve) han sido descritas como el principal factor desencadenante de las crecidas repentinas. Estas pueden desplazarse valle abajo para llegar a zonas pobladas o transitadas, con ninguno o escaso tiempo para la alerta (Canelli *et al.* 2012).

En un trabajo realizado al norte del lago Nahuel Huapi, Casteller *et al.* (2015) demostraron que eventos de precipitaciones intensas de más de tres días consecutivos (>60 mm) resultan en altas probabilidades (>40%) de ocurrencia de crecidas repentinas, pero que las relaciones más importantes se observan cuando se produjo la precipitación en su forma líquida sobre toda la zona de captación (es decir, con el 100% de la captación contribuyendo a la escorrentía). Para el estudio de estos casos sería importante además, contar con información sobre la presencia de la nieve acumulada en la cuenca con anterioridad a la ocurrencia de eventos de lluvia, es decir, los eventos de lluvia sobre nieve (Casteller *et al.* 2015). En el área de trabajo no se pudo obtener información sobre fechas en las que ocurrieron flujos de detritos, pero por lo general estos han tenido lugar en el transcurso o con posterioridad a eventos de fuertes precipitaciones, sobre todo en sitios que han sufrido incendios forestales.

Crecidas de arroyos

Las precipitaciones intensas, aunque no son muy frecuentes, generan crecidas de arroyos y ríos. Estas crecidas pueden ser intensificadas por una serie de factores asociados, ya sea con la captación en sí misma o con la red de drenaje. La mayoría de estos operan para acelerar el movimiento del agua dentro de la cuenca. Sin embargo, pocos de estos factores, operan unidireccionalmente o de forma independiente. El área de captación, por ejemplo, es claramente importante en el sentido de que cuanto mayor sea su tamaño, más grande será la crecida producida a partir de un evento de lluvia en toda la cuenca. Sin embargo, cuando el evento de lluvia cubre sólo una parte de la zona de captación, la atenuación de la crecida resultante es probable que sea mayor en una gran zona de captación, que en una pequeña.

La forma de la cuenca y el diseño de la red de drenaje, se combinan para influir en el tamaño y forma de los picos de crecida en la salida de la cuenca (Fig. 8.7). Un ejemplo de esto se puede observar en el área de estudio. En la figura 8.8 se muestra la cuenca de drenaje de dos arroyos: en A el arroyo Casalata y en B un arroyo que desciende del cerro Padre Laguna. El caso del arroyo de la figura 8.8 B es el que presenta mayores intensidades en las crecidas.

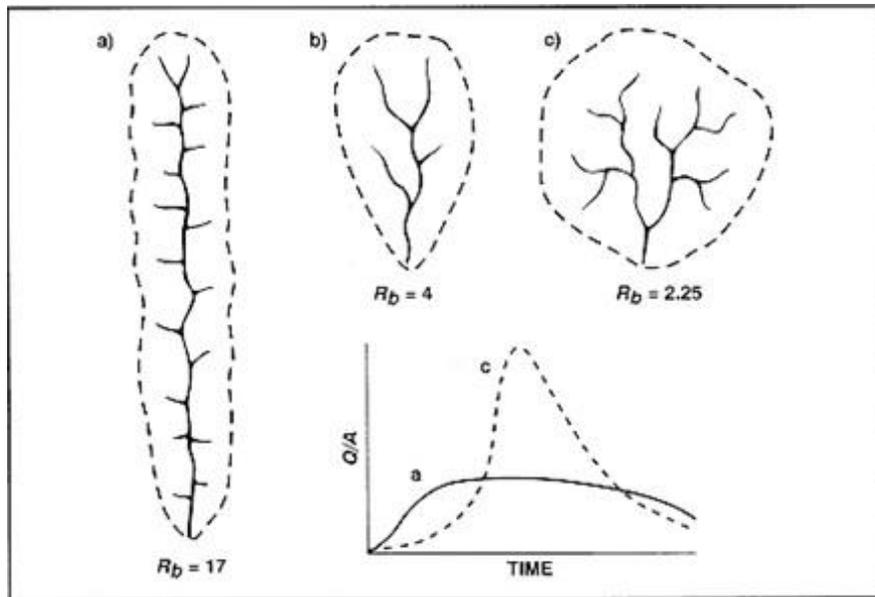


Figura 8.7. Ejemplo de intensificación de erosiones fluviales. Relaciones entre la forma de la cuenca, relación de bifurcación (R_b) y máximos de inundación. (Tomado de Smith y Ward 1998).

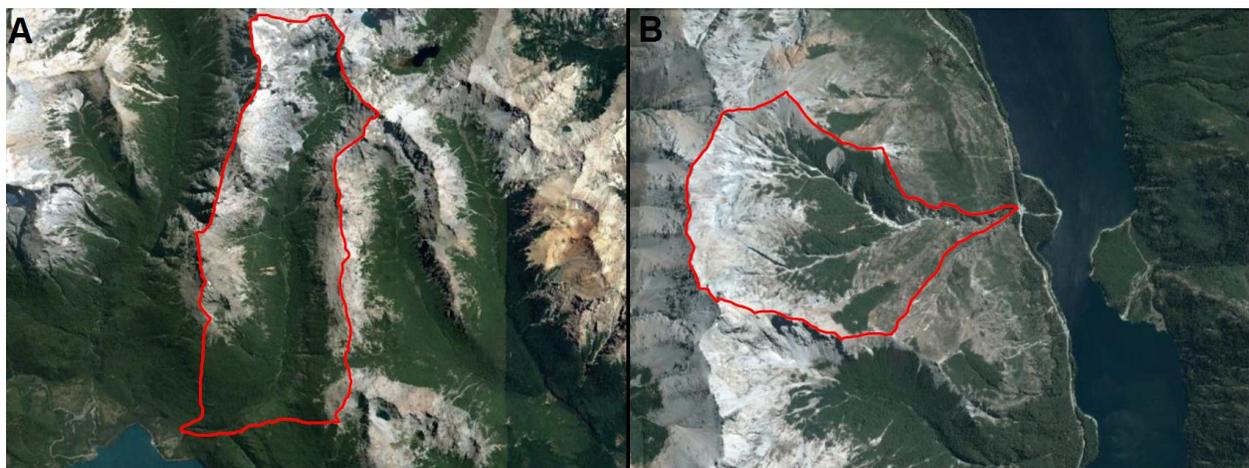


Figura 8.8. A. Cuenca de drenaje del arroyo Casalata. B. Cuenca de drenaje de un arroyo que desciende del cerro Padre Laguna. (Imagen tomada del Google Earth).

En el área de estudio hay evidencia de crecidas importantes algunas de las cuales produjeron caídas y transporte de árboles de tamaño considerable (Fig. 8.9).



Figura 8.9. A. Barrera de troncos de árboles que fueron transportados por la crecida de un arroyo tributario del arroyo Guillermo. B. Fragmentos de troncos y ramas depositados por la crecida del mismo arroyo.

Por otro lado, en algunos sectores las lluvias torrenciales han generado avalanchas de suelos y detritos que formaron aguas abajo flujos de detritos y barro (Fig. 8.10). La intensidad de estos flujos, estuvo condicionada en algunos casos por la morfología de la cuenca de drenaje como se explico más arriba



Figura 8.10. Flujo de detritos en el arroyo Melgarejo. Nótese la altura que alcanzó el flujo observable en las marcas del barro en los troncos de los árboles.

9. MOVIMIENTOS DE REMOCIÓN EN MASA

Introducción

Los movimientos de remoción en masa son procesos en los que se movilizan materiales por la acción de la gravedad y pueden ser peligrosos o incluso desastrosos cuando afectan a la vida y las infraestructuras (Bromhead 1986).

Las causas de los movimientos en masa son muchas y a menudo muy complejas, ya que actúan en escalas temporales que van de minutos a milenios. Los deslizamientos en particular, ocurren cuando la fuerza de la gravedad hace que las laderas cedan y a menudo se asocian con las regiones que experimentan levantamiento geológico intenso, y a una fuerte erosión relacionada con el agua. La ocurrencia de un deslizamiento es por lo general una respuesta directa a uno o más factores desencadenantes o eventos externos de gran magnitud que hacen que la pendiente falle. La lluvia y los terremotos son los eventos desencadenantes más comunes (Forbes y Broadhead 2011)

Si bien existen varios tipos de clasificaciones según diversos criterios, en el presente trabajo se utilizará la clasificación de Varnes (1978) y Hutchinson (1988) basadas en el tipo de movimiento y el tipo de material. A continuación se definen brevemente los tipos de remoción en masa que se observaron en el área de estudio y que forman parte del análisis del presente trabajo, al mismo tiempo que se presentan los datos correspondientes a los trabajos de campo y del análisis de las imágenes.

Un deslizamiento es un movimiento de ladera de una masa de suelo o roca que tiene lugar fundamentalmente sobre superficies de rotura o sobre estrechas zonas de intensa deformación por cizallamiento (Cruden y Varnes 1996).

Deslizamientos traslacionales

Los deslizamientos traslacionales son un tipo de deslizamiento en el que la masa progresa hacia afuera y abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y la componente rotacional es mínima (Varnes 1978). La masa deslizada se desplaza sobre la superficie del terreno. El deslizamiento se produce a favor de los planos de discontinuidad de las rocas y en depósitos con variaciones claras en la resistencia al cizallamiento (Dikau *et al.* 1996a).

Los deslizamientos traslacionales se encuentra ubicados en gran parte del área de estudio (Fig. 9.1). Es importante destacar que muchos de estos deslizamientos presentan un tamaño muy pequeño lo que dificulta su observación e identificación en el mapa del área de estudio. Por tal motivo los puntos del mapa, que identifican la localización y tamaño de los deslizamientos traslacionales, fueron aumentados de tamaño, razón por la cual los deslizamientos mostrados en el mapa se visualizan con dimensiones mayores a las reales. Sin embargo, esta visualización permite identificar claramente, la distribución espacial de los deslizamientos, el tamaño y brinda la posibilidad de reconocer aquellos sitios donde la concentración de deslizamientos es mayor. Un análisis de los datos (Fig. 9.2) nos muestra que se han identificado un total de 490 deslizamientos traslacionales teniendo el de menor tamaño un área de $60,39 \text{ m}^2$ y el más grande un área de $47.718,72 \text{ m}^2$. Este tipo de movimiento en conjunto suma un total de $851.572,47 \text{ m}^2$.

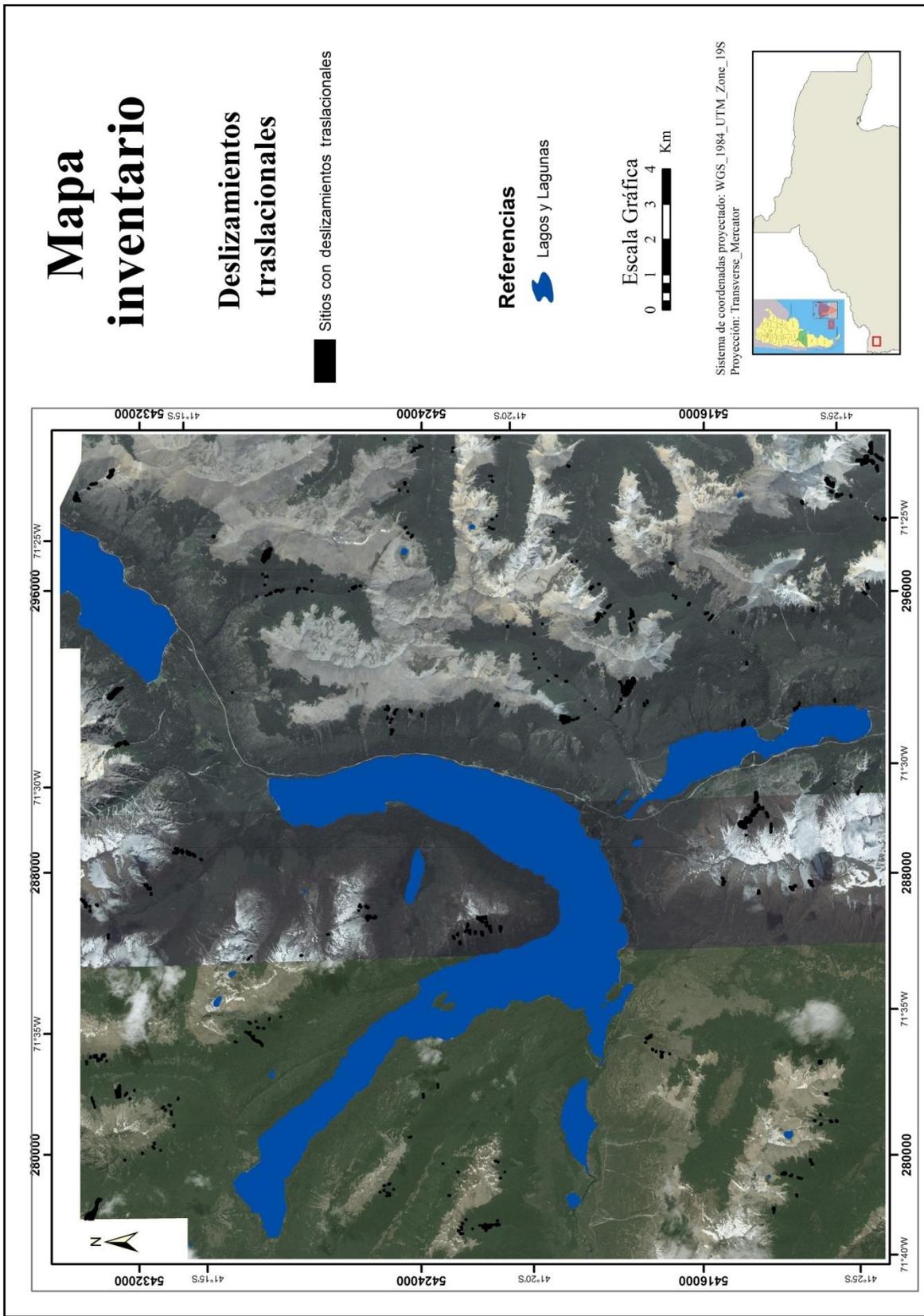


Figura 9.1. Mapa de deslizamientos traslacionales.

Deslizamientos Traslacionales - Área en m2								
60.39	182.15	307.62	449.29	654.87	870.71	1174.98	1997.23	3502.05
61.27	182.95	309.77	450.93	661.54	877.57	1192.52	1999.67	3614.94
61.98	183.34	315.02	452.85	663.28	877.96	1212.52	2012.63	3652.59
62.36	184.90	316.77	453.72	673.19	881.78	1246.37	2013.51	3662.12
62.71	186.61	316.98	455.84	674.96	887.64	1246.96	2045.89	3795.78
63.28	187.57	324.21	456.47	677.95	889.22	1254.83	2048.51	4006.01
63.65	188.85	325.51	457.87	678.48	892.85	1260.14	2090.73	4056.07
63.77	190.86	328.37	458.04	680.72	915.21	1281.92	2145.29	4095.13
66.39	192.65	328.80	467.01	685.35	915.53	1284.58	2221.24	4198.76
67.65	194.83	332.19	468.81	689.41	919.80	1289.38	2237.59	4387.43
68.66	197.44	335.48	469.70	691.41	923.84	1289.84	2257.23	4417.07
74.34	198.42	336.02	469.85	699.35	929.05	1292.71	2270.72	4478.68
74.74	203.57	343.22	471.54	701.73	929.41	1300.13	2275.37	4496.54
82.71	203.78	344.67	476.45	703.84	932.60	1389.54	2290.11	4657.93
88.98	203.85	345.65	478.83	706.36	937.24	1401.69	2310.52	4696.89
89.12	205.78	351.28	478.98	709.29	945.30	1417.59	2313.09	4704.09
90.87	214.39	351.42	483.64	713.92	958.84	1430.75	2318.44	4749.75
91.83	217.92	353.93	490.25	715.25	959.24	1432.01	2333.99	5062.56
96.95	222.80	357.71	497.18	719.66	960.32	1439.91	2346.36	5414.02
100.03	224.07	360.66	502.32	720.39	960.46	1440.85	2352.02	5475.02
100.91	227.23	361.18	502.99	720.83	967.18	1458.94	2382.82	5503.24
101.88	227.52	362.76	504.03	720.85	973.50	1466.82	2430.23	5561.06
102.35	228.39	364.24	504.42	721.47	977.32	1471.30	2437.18	5620.84
103.01	228.78	365.14	512.43	724.55	977.43	1472.05	2449.48	6002.30
103.88	244.14	365.35	519.92	729.41	978.10	1503.35	2450.16	6116.54
105.83	251.58	367.84	520.60	732.98	982.47	1525.88	2528.57	6135.66
106.63	251.96	376.49	522.54	733.95	984.75	1543.09	2543.87	6196.07
110.10	252.41	378.19	528.39	737.01	1000.35	1565.48	2665.64	6509.55
113.59	252.89	378.24	530.72	737.07	1002.16	1582.94	2675.27	6516.39
113.80	260.24	381.41	535.33	740.08	1015.77	1590.34	2703.81	7065.64
115.23	261.64	383.71	542.31	759.77	1026.97	1619.73	2764.06	7134.64
116.09	263.04	386.56	551.96	765.85	1028.07	1626.06	2828.41	7145.70
116.87	263.39	388.34	562.84	772.75	1031.26	1632.00	2845.03	7432.81
119.61	263.50	395.31	573.87	773.72	1038.31	1635.48	2859.69	7515.00
123.07	264.54	398.59	575.86	776.91	1040.44	1638.82	2902.84	7621.12
130.33	270.37	401.55	577.26	787.52	1042.36	1670.32	2909.90	7658.79
133.23	271.71	402.44	577.75	790.40	1045.48	1680.85	3042.08	7964.29
134.41	274.06	403.07	580.61	792.45	1057.52	1703.63	3121.54	8446.97
138.37	276.97	404.71	585.09	800.90	1072.33	1712.27	3130.74	8493.24
139.55	282.29	405.12	586.92	804.87	1076.98	1716.64	3133.59	8550.64
139.79	282.63	408.21	592.24	808.89	1080.52	1717.96	3140.13	8928.21
145.93	284.57	411.97	595.48	809.81	1083.05	1731.63	3161.83	9588.30
150.09	285.17	412.36	596.16	809.84	1088.13	1747.49	3165.19	11238.54
151.76	291.71	418.16	597.84	812.93	1092.49	1756.24	3192.87	12529.73
156.29	294.70	422.00	602.08	813.87	1099.73	1814.52	3211.89	15771.64
157.44	298.22	429.13	611.14	817.80	1104.39	1851.53	3220.46	22349.52
163.91	298.64	429.33	614.80	818.77	1109.77	1882.85	3245.34	24036.61
169.21	299.42	430.20	619.48	839.40	1120.08	1897.20	3252.83	27718.89
169.27	299.48	431.73	623.26	846.36	1129.03	1904.80	3293.72	44548.14
170.11	304.24	432.17	635.89	849.68	1137.36	1906.67	3312.13	47718.72
170.35	304.38	436.98	640.17	850.67	1140.42	1907.41	3328.06	
171.51	306.84	438.65	641.47	855.09	1145.70	1910.29	3346.31	
174.73	307.13	446.63	648.71	861.17	1146.54	1920.37	3361.10	
175.39	307.53	448.87	652.51	861.49	1157.26	1926.67	3391.87	
179.96	307.60	449.15	653.98	862.18	1170.17	1970.41	3396.54	

Figura 9.2. Tabla de datos con las áreas de los deslizamientos traslacionales expresadas en metros cuadrados.

Sin embargo, tal como se muestra en la figura 9.2 y 9.3 el mayor número de deslizamientos traslacionales tiene un tamaño pequeño contándose 421 con un tamaño inferior a 3000 m², 42 con áreas entre 3000 m² y 6000 m², 18 con áreas entre 6000 m² y 9000 m² y finalmente 9 con áreas mayores a 9000 m². De este modo se puede concluir que si bien el área de estudio presenta un gran número de deslizamientos traslacionales casi la totalidad de ellos son de tamaño muy pequeño y solo algunos pocos presentan tamaños mayores.

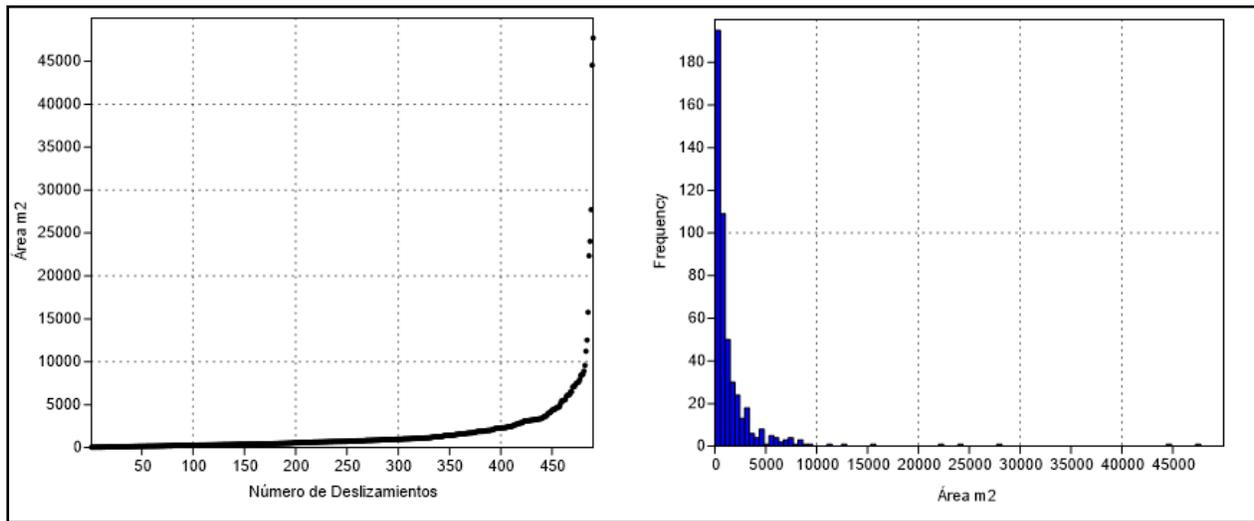


Fig. 9.3. A. Deslizamientos traslacionales en función del área. B. Histograma de frecuencia de los deslizamientos traslacionales en función del área

En algunos deslizamientos solo está involucrado el suelo (Fig. 9.4 A), mientras que en otros el plano de fractura se produjo sustrato rocoso (Fig. 9.4 B). En algunos casos, la erosión lateral de los arroyos generó el deslizamiento (Fig. 9.4 C), mientras que otros estuvieron influenciados por la pérdida del bosque y la degradación del suelo (Fig. 9.4 D). Algunos presentan tamaños considerables (Fig. 9.4 E) y otros están vinculados a las altas pendientes de algunos valles (Fig. 9.4 F).

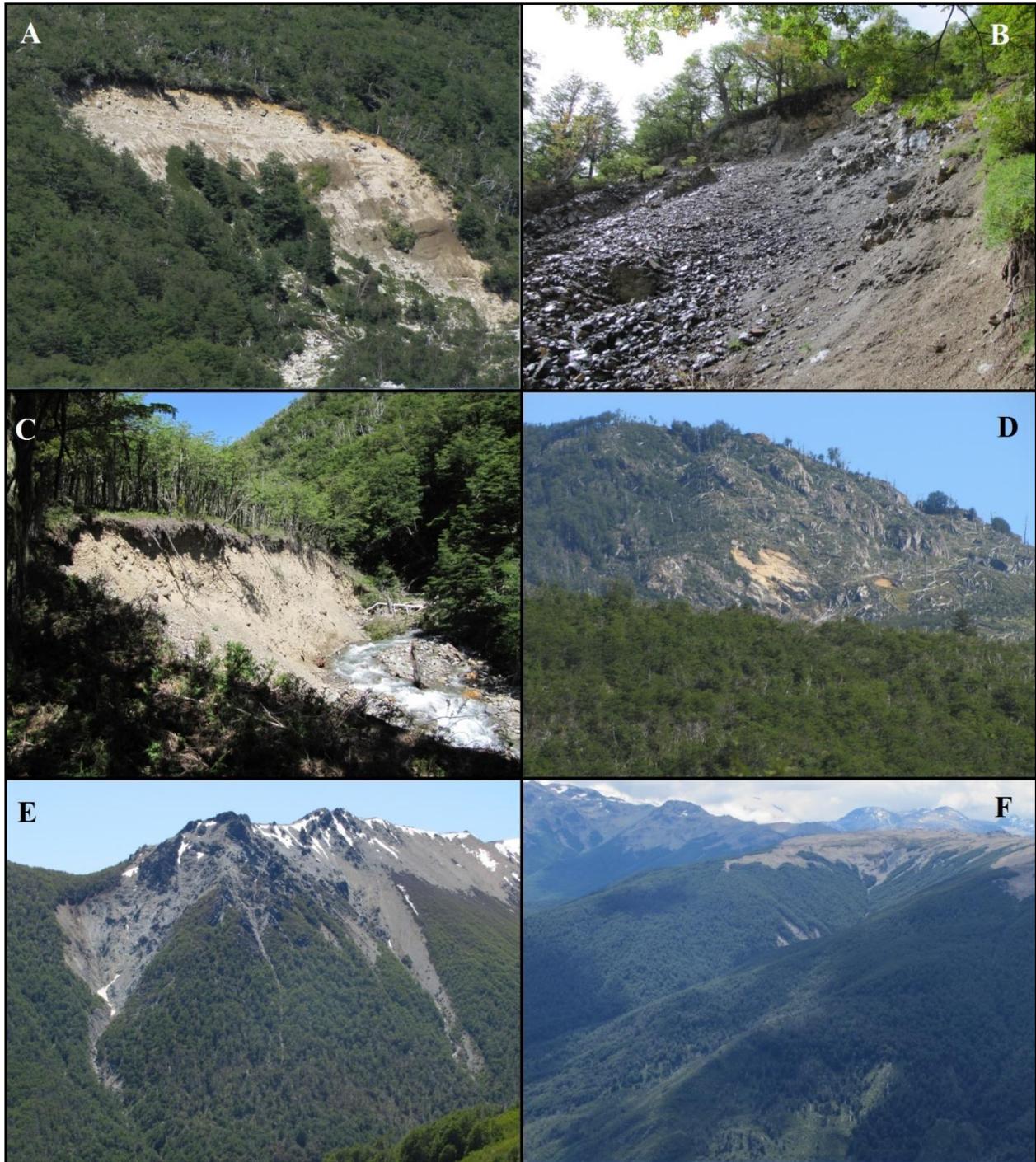


Figura 9.4. Deslizamientos Traslacionales (descripción en el texto). A: ubicado en el filo oriental del cerro Granítico; B y C: ubicados en el arroyo Torrontegui; D: ubicado en el cerro Falso Granítico; E: ubicado en inmediaciones del cerro Latzina; F: ubicado en el cerro Los Moscos.

En cuanto a los riesgos que generan este tipo de movimientos, se puede mencionar que la gran mayoría se encuentran en zonas alejadas de viviendas, rutas o senderos de montaña. Sin embargo se han observado algunos deslizamientos traslacionales de gran tamaño en el valle de un arroyo que baja del cerro padre Laguna (Fig. 9.5 A). Aunque por comparación de imágenes actuales con otras más antiguas, no se han observado grandes modificaciones en las últimas décadas, es una zona sobre la que se debería prestar especial atención por los efectos que puede producir en la R.N. 40. Otro sector donde se presentan algunos deslizamientos, es en el valle del arroyo Torrontegui (Fig. 9.5 B y C), algunos de los cuales transcurren en el sendero al refugio Velco y cuyos depósitos se encuentran en el lecho del arroyo. Otro sitio de interés es el cordón al este del lago Mascardi donde se han observado deslizamientos en las nacientes del arroyo La Escalera y otros ubicados más al sur en el mismo filo (Fig. 9.5 D y E), así como también en las nacientes y en el valle del arroyo Melgarejo (Fig. 9.5 F). Este último no solo podría afectar a la R.N. 40 sino a algunas viviendas ubicadas cerca del valle de dicho arroyo.

Por otro lado, en la ladera oriental del pico D'Agostini (cerro Catedral), en el lago Gutiérrez, existe evidencia de un deslizamiento ocurrido hace unos pocos años atrás, el que no se observa en las imágenes del Google Earth del año 2011, pero sí es visible en la imagen del año 2013 (Fig. 9.6 A y B). En la parte media de la ladera se observan zonas de caídas de rocas y en la parte baja, un gran depósito caótico de rocas de diverso tamaño junto con troncos y suelo (Fig. 9.6 C y D).

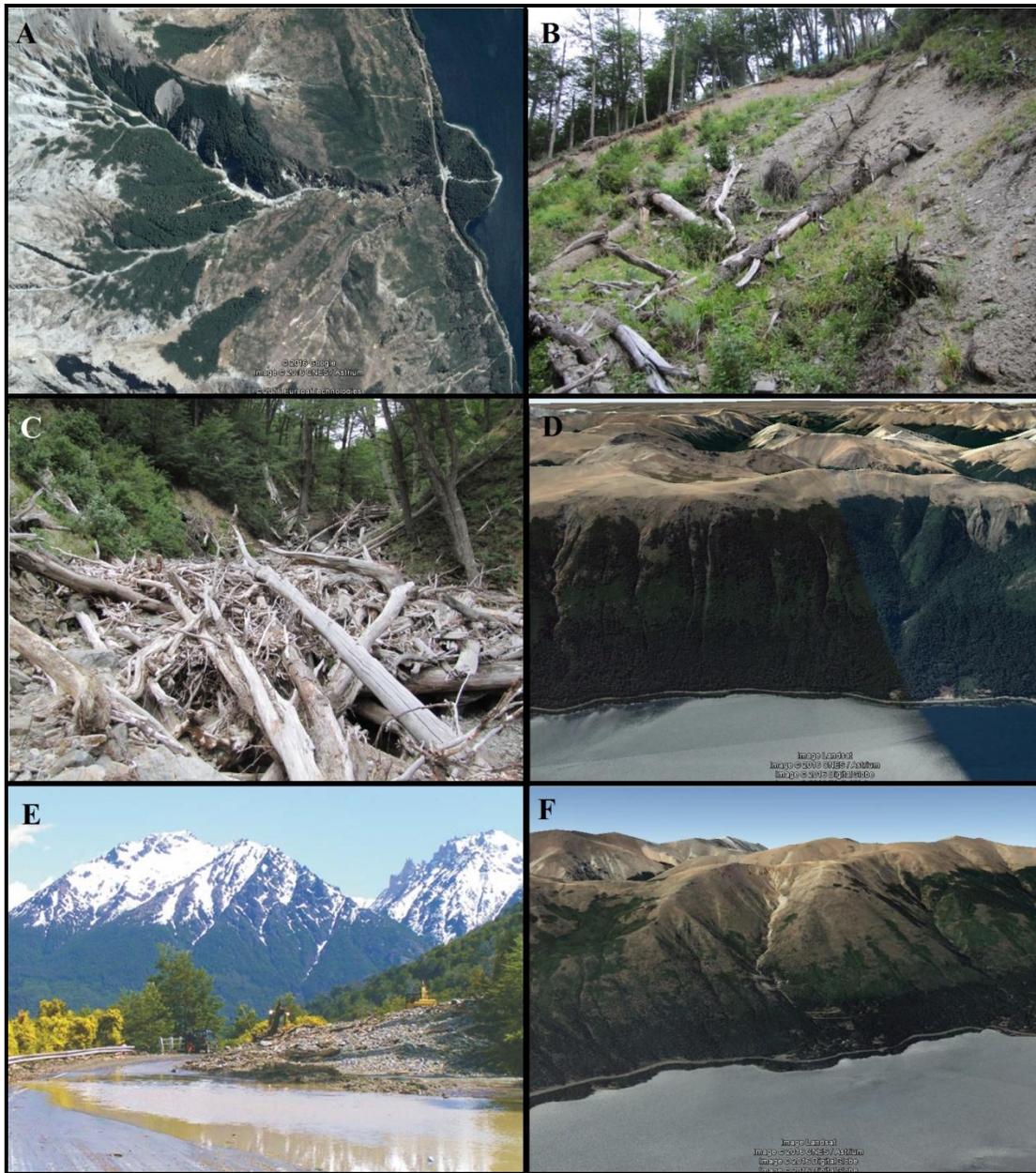


Figura 9.5. Deslizamientos Traslacionales (descripción en el texto). Imágenes A, D y F tomadas desde el Google Earth. Imagen E tomada de Pereyra *et al.* (2009).

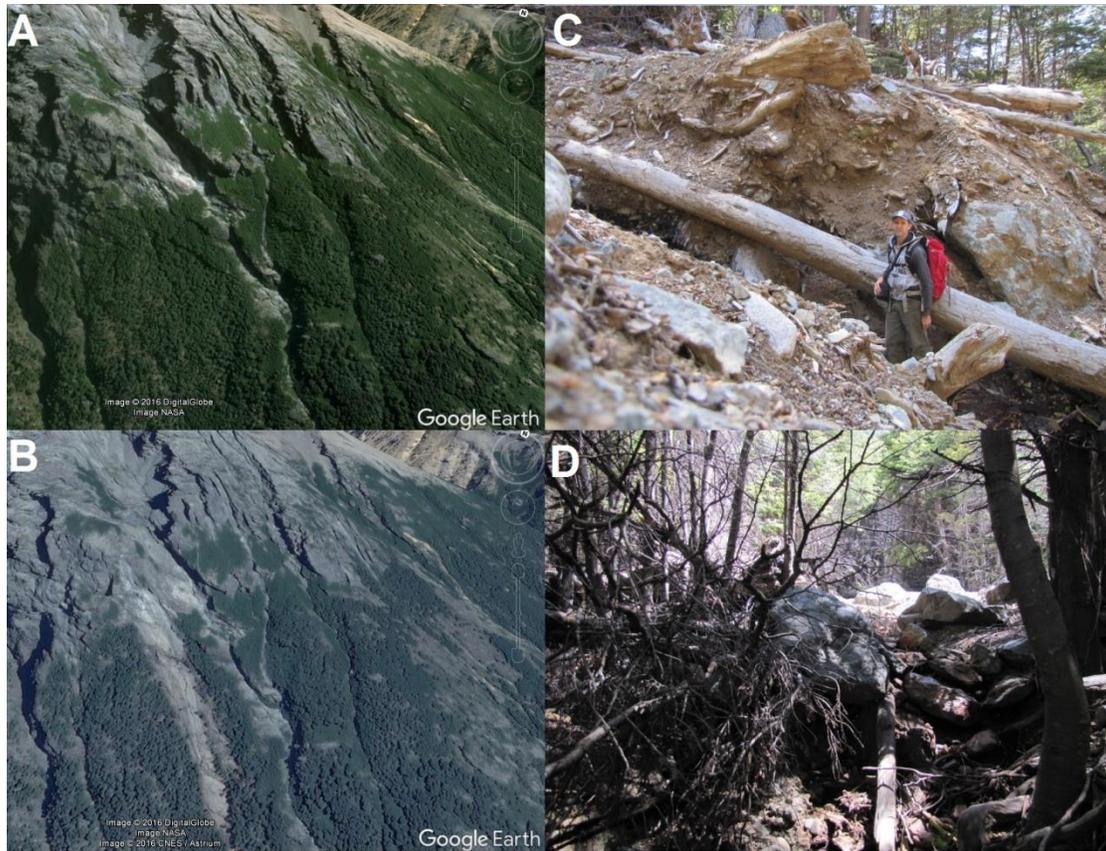


Figura 9.6. Deslizamiento en la ladera oriental del pico D'Agostini en el cerro Catedral. A. Imagen del año 2011. B. Imagen del año 2013 (Fotos tomadas del Google Earth). C y D. Depósitos del deslizamiento.

Deslizamiento de suelos y detritos

Este tipo de deslizamiento son roturas en material no consolidado que en su avance se rompe en pequeñas partes (Varnes 1978). La geometría del deslizamiento se caracteriza por ser poco profunda y tener una elevada relación entre la longitud y la anchura (Hutchinson 1988). El material afectado suele ser coluviones y material de alteración, y la rotura con frecuencia se origina a favor del contacto roca-regolito (Corominas 1996). Se desencadenan por terremotos e intensas precipitaciones que aumentan la presión de agua en los poros y reducen la resistencia al

cizallamiento (Caine 1980). Pueden ser el origen a partir del cual se desarrollen avalanchas de detritos y flujo de detritos.

Las avalanchas de detritos son flujos no canalizados de detritos saturados o parcialmente saturados, poco profundos, que comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable distorsión interna y toma la condición del flujo. En comparación con los flujos de detritos, presentan un menor grado de saturación y que no tienen un ordenamiento de la granulometría del material en sentido longitudinal, ni tampoco un frente de material grueso en la zona distal (Hungar *et al.* 2001).

Los flujos de detritos son un tipo de movimiento en masa que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido y que puede ser rápido o lento, saturado o seco. En muchos casos se originan a partir de otro tipo de movimiento, ya sea un deslizamiento o una caída (Varnes 1978). Es importante establecer la diferencia entre flujo de detritos (movimiento en masa canalizado) y avalancha de detritos (movimiento sobre áreas abiertas en laderas de alta pendiente). El flujo de detritos es un flujo que transcurre principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce con pendiente pronunciada. Incorporan una gran cantidad de material saturado en su trayectoria al descender en el canal y finalmente los depositan en abanicos de detritos.

En la figura 9.7 se muestran los deslizamientos de suelos y detritos. Estos deslizamientos se caracterizan por tener un tamaño muy pequeño en relación al área total de estudio, por lo que, al igual que en el caso de los deslizamientos traslacionales, se optó por aumentar de tamaño los puntos que señalan los deslizamientos de suelos y detritos para permitir una mejor visualización de su ubicación y su distribución espacial. Esto permite reconocer aquellos sitios donde la concentración de deslizamientos es mayor, siempre teniendo en cuenta que su representación se encuentra aumentada.

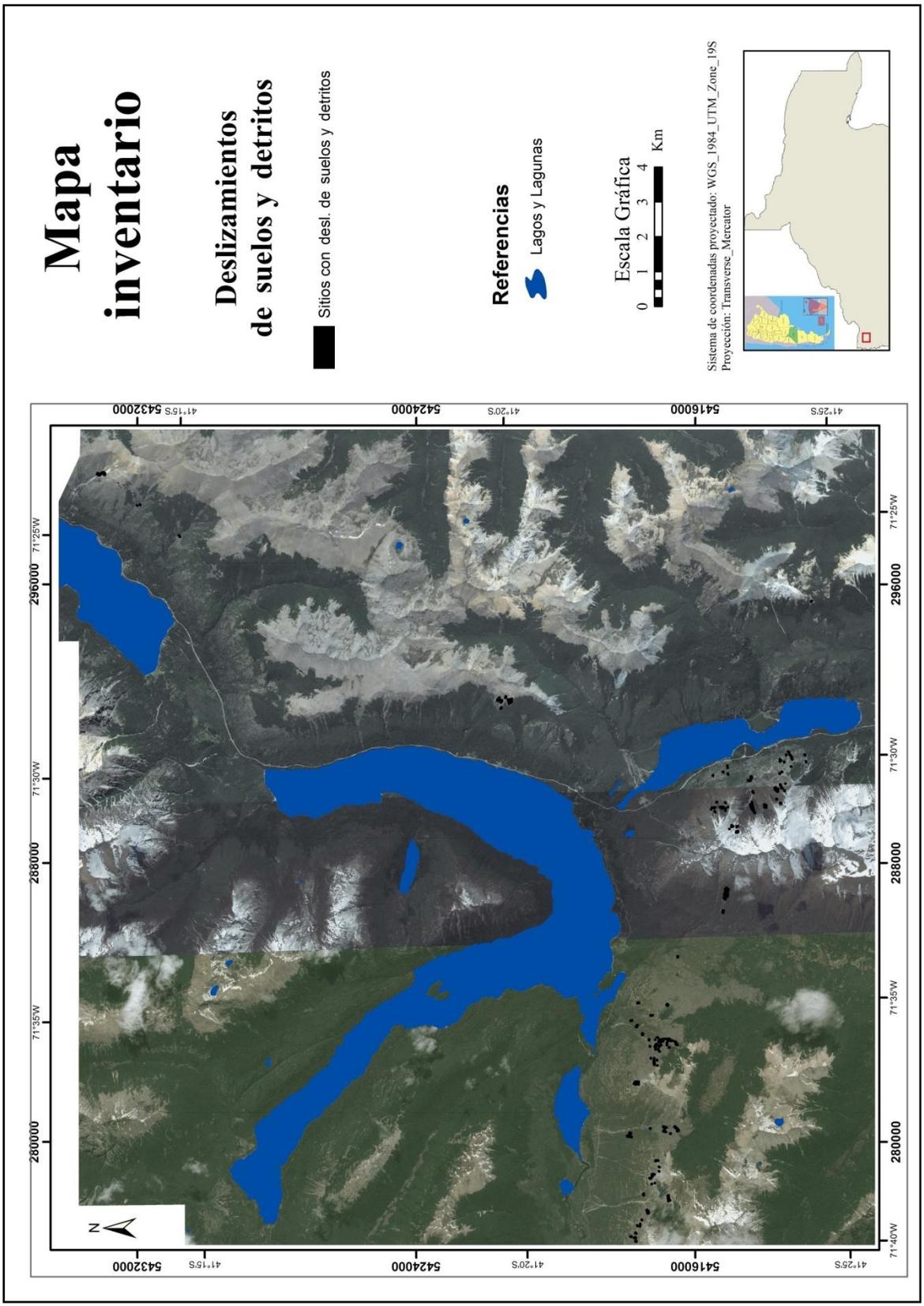


Figura 9.7. Mapa de deslizamientos de suelos y detritos.

A partir del análisis de los datos (Fig. 9.8) se observa que se han identificado un total de 184 deslizamientos de suelos y detritos cuyos tamaños varían entre los 60,83 m² y los 6557,50 m². Este tipo de movimiento en conjunto suma un total de 109.071,46 m².

Es interesante observar como la gran mayoría de estos deslizamientos se ubica en las laderas norte del cerro Falso Granítico y Granítico y en la ladera este del cerro Padre Laguna.

Deslizamientos de suelos y detritos - Área en m2									
60.83	101.77	174.14	235.32	301.08	393.46	546.04	847.79	1417.81	
61.35	104.51	176.18	235.63	301.86	411.96	564.63	847.80	1479.72	
62.32	110.81	179.25	242.92	310.51	417.40	576.12	875.50	1492.41	
62.43	122.84	183.54	247.70	312.92	417.79	580.29	925.18	1554.59	
62.71	136.81	191.30	247.82	322.40	441.79	580.58	925.39	1716.96	
63.82	136.95	193.21	247.86	326.36	442.43	581.88	930.78	1798.02	
64.58	141.92	201.30	248.52	327.22	449.67	585.80	967.31	1928.57	
66.12	143.23	201.93	248.55	329.91	452.68	597.59	1009.28	1979.65	
67.94	143.84	204.11	253.14	332.96	466.88	606.85	1024.91	2158.44	
72.94	152.00	207.95	257.37	334.00	467.07	611.50	1035.30	2195.99	
82.22	152.08	208.10	258.79	334.87	469.03	616.34	1044.61	2786.72	
82.46	152.39	210.12	266.58	335.15	483.20	652.95	1070.88	3163.09	
82.46	156.53	210.78	269.66	335.15	490.80	703.05	1163.69	3349.58	
83.95	157.23	211.13	270.29	336.24	507.53	750.80	1171.92	3469.64	
89.61	161.01	211.55	271.27	342.03	508.44	752.37	1187.18	3849.55	
92.54	162.24	222.92	273.67	345.43	520.00	760.59	1187.94	6557.50	
95.44	166.33	224.11	277.77	348.33	523.07	761.54	1196.24		
96.61	168.01	226.42	277.83	358.49	529.41	767.96	1202.96		
96.71	171.29	226.95	285.21	362.90	532.10	804.35	1225.30		
97.50	171.95	228.78	288.98	365.42	535.15	816.85	1341.75		
98.61	174.05	233.12	291.08	378.18	536.32	840.24	1341.81		

Figura 9.8. Tabla de datos con las áreas de los deslizamientos de suelos y detritos expresadas en metros cuadrados.

Sin embargo, tal como se muestra en la figura 9.8 y 9.9, el mayor número de deslizamientos de suelos y detritos tiene un tamaño pequeño, contándose 154 con un tamaño inferior a 1000 m², 22 con áreas entre 1000 m² y 2000 m² y finalmente 8 con áreas mayores a 2000 m². De este modo se puede concluir que la mayoría de los deslizamientos de suelos y detritos presenta un tamaño muy pequeño y solo algunos son de tamaños mayores.

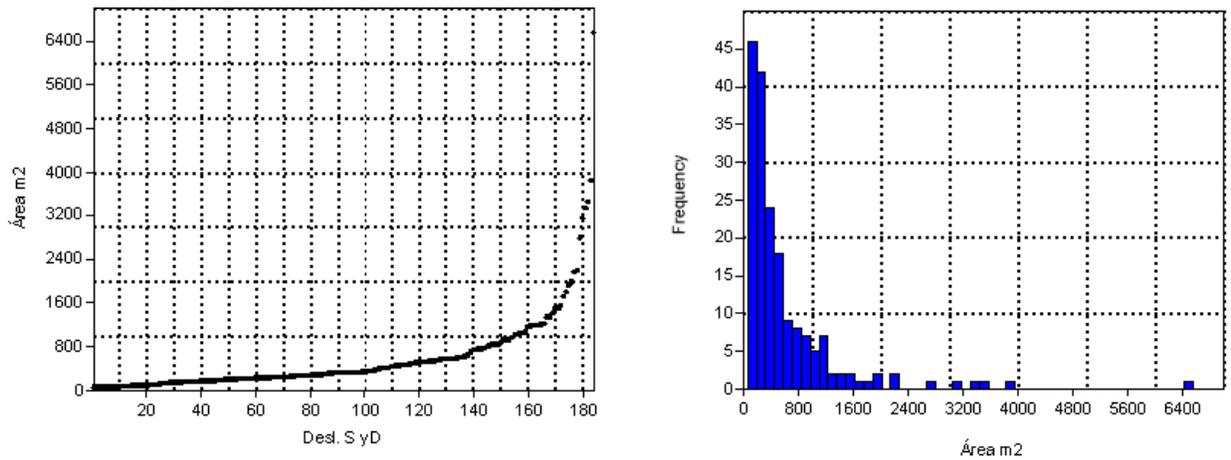


Fig. 9.9. A. Deslizamientos de suelos y detritos en función del área. B. Histograma de frecuencia de los deslizamientos de suelos y detritos en función del área

A partir de los trabajos de campo, se pudo determinar que los deslizamientos de suelos y detritos se presentan casi en su totalidad en las áreas que sufrieron incendios forestales (Fig. 9.10 A) y se encuentran asociados a sectores con altas pendientes (Fig. 9.10 B). Si bien en algunos sectores se presentan de manera aislada (Fig. 9.10 C), en otros casos se observa la presencia de varios deslizamientos agrupados en un sector (Fig. 9.10 D).

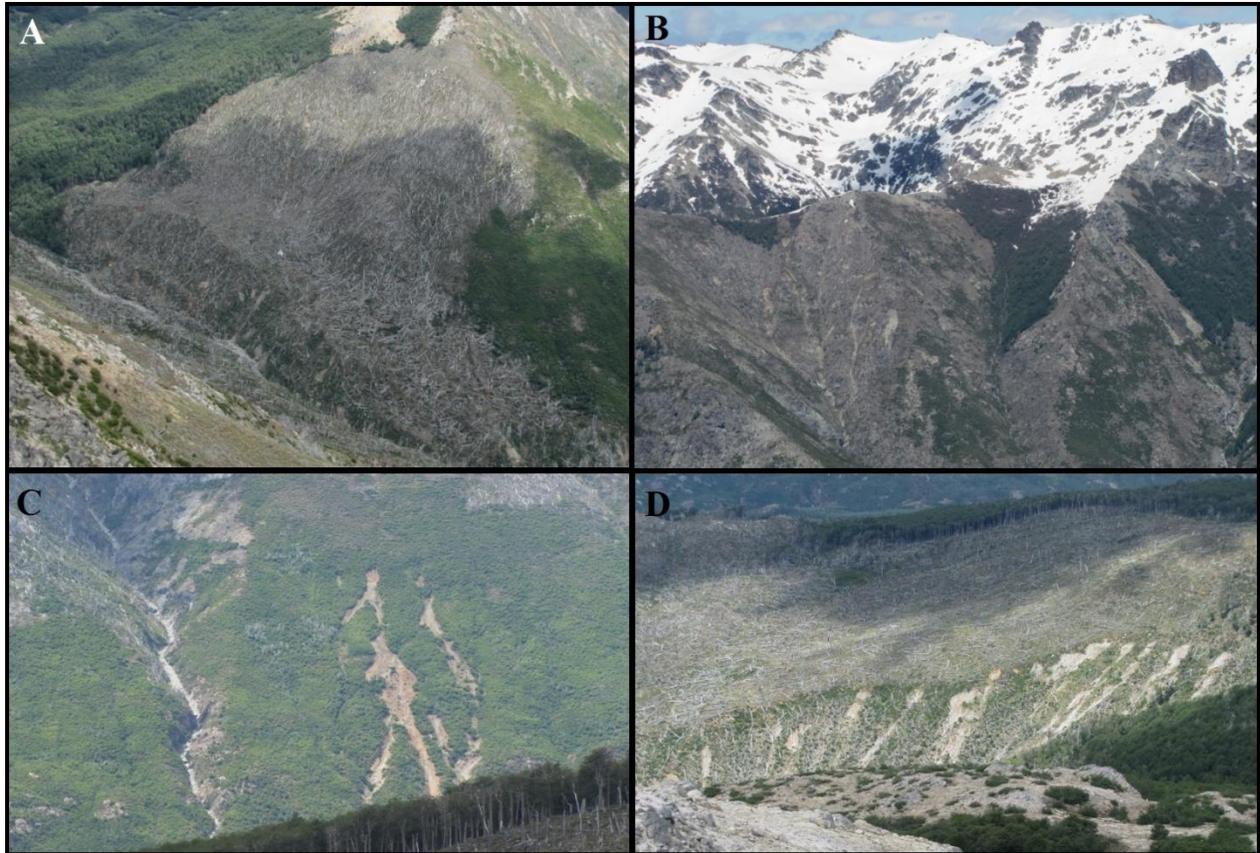


Figura 9.10. Deslizamientos de Suelos y Detritos (descripción en el texto). A: vista en la ladera oriental del cerro Granfítico; B: vista de la ladera oriental del cerro Padre Laguna; C: vista de la ladera occidental del cerro Padre Laguna; D: vista en un arroyo que proviene del cerro Falso Granfítico.

En cuanto a los riesgos que generan este tipo de movimientos, se puede mencionar que muchos de estos se originan en el transcurso de fuertes lluvias y que pueden generar flujos de detritos algunos de los cuales han alcanzado rutas y caminos. A esto se le suma el hecho de que al desarrollarse mayormente en laderas que sufrieron incendios forestales, existe mucho material (ramas, troncos y fragmentos rocosos) que es incorporado con facilidad al flujo aumentando el poder destructivo del mismo. Es conocido el caso de los flujos de detritos que en varias ocasiones se generan en la ladera oriental del cerro Padre Laguna (Fig. 9.11) y que descargan sobre la ruta.

Estos no solo trae dificultades al tránsito, sino que constituyen un verdadero riesgo para las personas que pudieran estar transitando la ruta en los momentos donde estos flujos la interceptan.



Figura 9.11. Flujos de detritos originados a partir de deslizamientos de suelos y detritos en la parte alta de la montaña, en diferentes sectores de la ladera oriental del cerro Padre Laguna. A. Imagen tomada de Noticias del Bolsón B. Imagen tomada de Bari Noticias (15/07/08). C. Imagen tomada del diario Río Negro (18/05/15). D. Imagen tomada de anbariloche del (22/05/09).

Es de destacar que sobre la ladera oriental del cerro Padre Laguna, se identificaron un total de 66 deslizamientos de suelos y detritos que, en conjunto, suman un área de 30.708 m². De estos deslizamientos un total de 30, que suman un área de 19.598 m², confluyen en un mismo arroyo que es el que genera más riesgos en la ruta cuando se producen los flujos de detritos. A esto hay

que sumarle la morfología circular de la cuenca de drenaje (ver grafico 8.7 y 8.8, Capítulo 8) de dicho arroyo, lo que contribuye a picos de crecida con mayor caudal.

Otro sector donde se producen deslizamientos de suelos y detritos que generan flujos es, en un valle que desciende del cerro Falso Granítico y que desagua en el lago Mascardi a la altura del campamento de los Hermanos Maristas. En este caso la morfología de la cuenca es alargada y el cauce del arroyo pierde pendiente mucho antes de llegar al camino. Cerca del ápice del abanico aluvial se generan varios cauces con gran cantidad de fragmentos rocosos dispersos. Este ensanchamiento y aumento del número de cauces se produjo con posterioridad a los incendios, como producto de una gran cantidad de fragmentos de roca y troncos que eliminaron la vegetación existente (Fig 9.12).

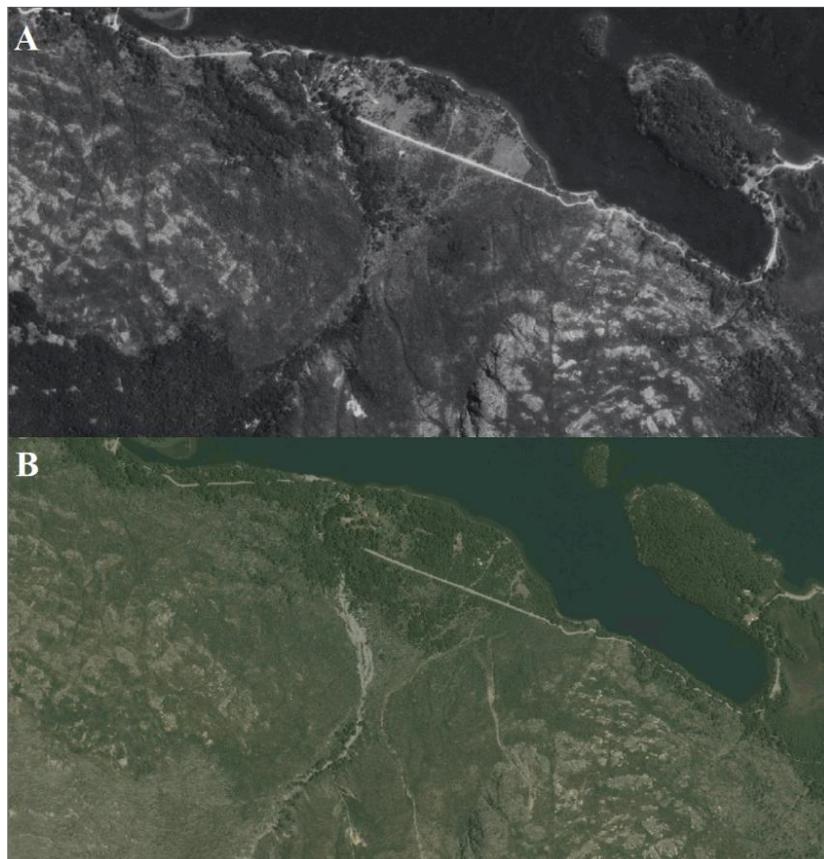


Figura 9.12. A. Fotografía aérea década del 80. B. Imagen actual del Google Earth. Se observa un ensanchamiento y aumento del número de cauces cerca del ápice del abanico aluvial con posterioridad a los incendios de 1998/99.

Aunque hay evidencia de que muchos fragmentos rocosos llegaron al camino, como producto de importantes crecidas, una parte de los fragmentos rocosos grandes y troncos fueron depositados aguas arriba. En esos sectores se observó la presencia de un dique natural (sin laguna asociada) formado por un depósito de grandes bloques y troncos. Sería importante tener en cuenta la posibilidad de que una crecida pudiera movilizar todo ese material (Fig. 9.13).

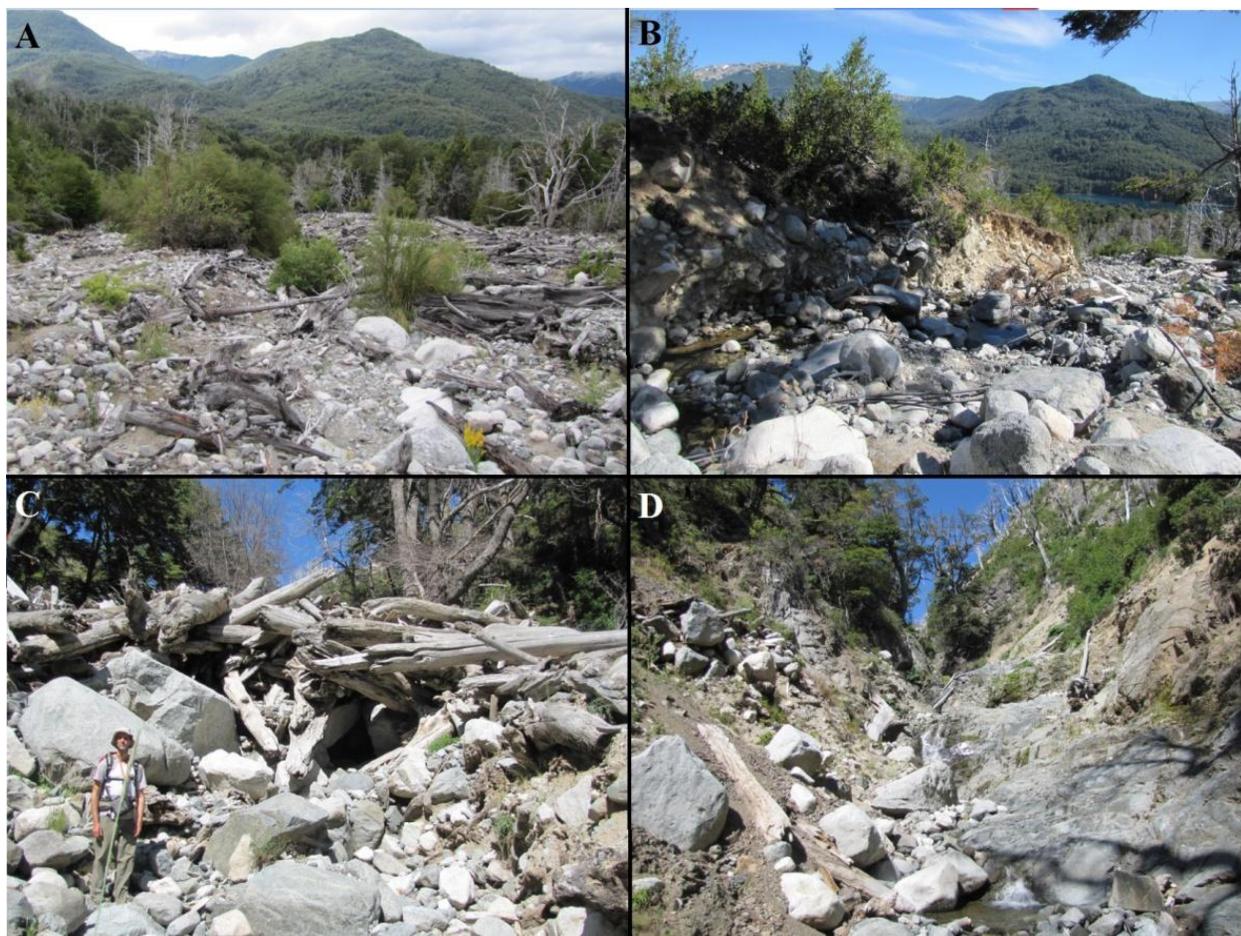


Figura 9.13. A. Ensanchamientos y aumento del número de cauces aguas en sectores cercanos al camino. B. Presencia de till en los laterales del arroyo que puede ser incorporado al cauce en eventos de crecida. C. Dique natural (sin laguna asociada) en el cauce del arroyo. D. Laderas empinadas en los laterales del arroyo desde donde se producen los deslizamientos de suelos y detritos.

Otro de los sitios donde los flujos de detritos han llegado hasta una ruta, es en el camino de acceso a la cascada Los Alerces. Desde los rápidos hacia la cascada, existen dos arroyos importantes que cruzan el camino de ripio, el arroyo Blanco y el arroyo Negro. Estos dos cursos fluviales atraviesan zonas que sufrieron incendios y que presentan altas pendientes por lo que han recibido, en algunas ocasiones materiales provenientes de deslizamientos de suelos y detritos que formaron flujos de detritos que alcanzaron la ruta (Fig. 9.14).

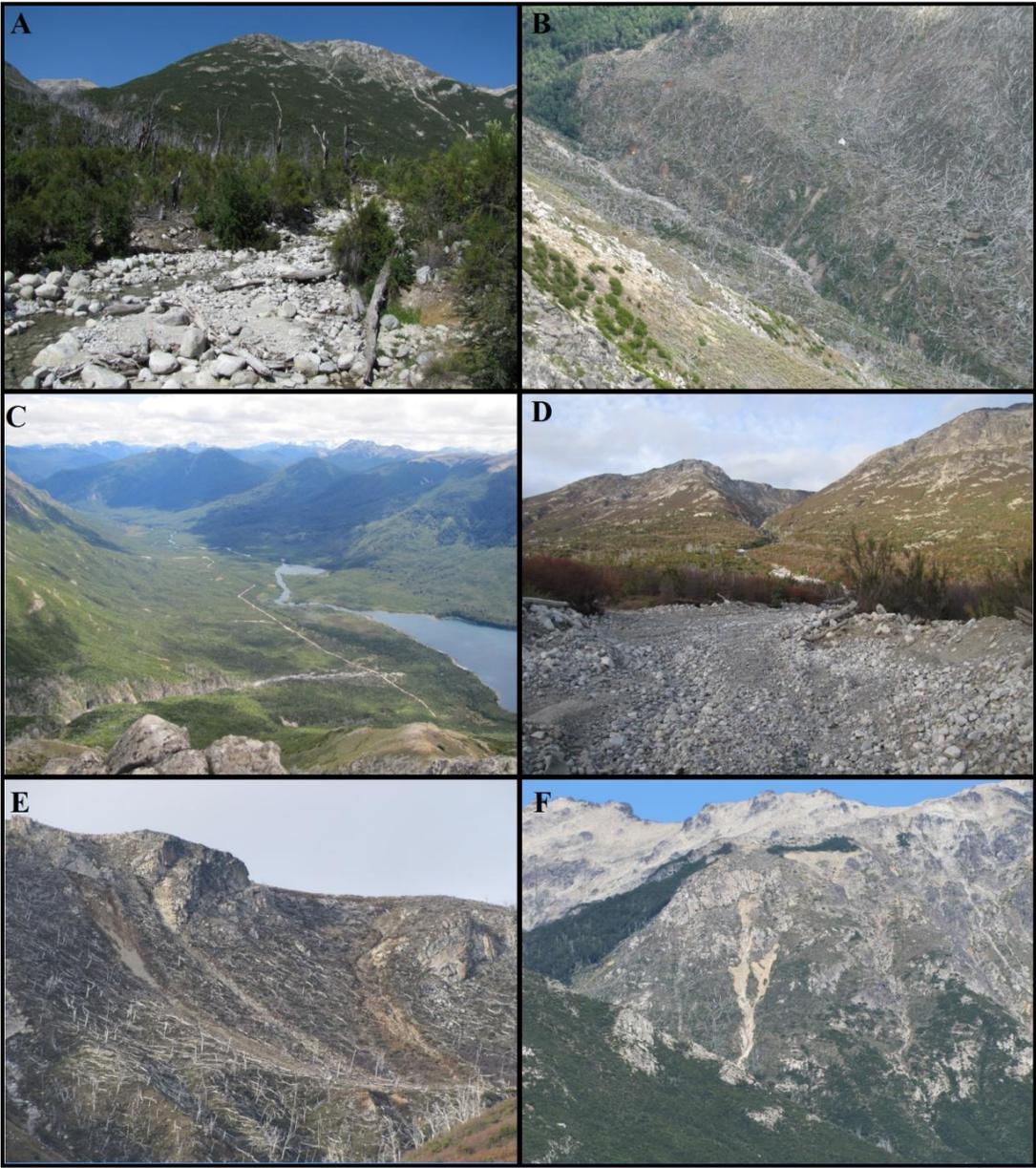


Figura 9.14. A, B y C. Valle del arroyo Blanco. D, E y F. Valle del arroyo Negro.

Otros movimientos de remoción en masa

A continuación se describen otros tipos de movimientos en masa que, aunque no forma parte del modelado del presente trabajo, es importante analizar sus características y mencionar algunos casos en particular a partir de las observaciones de campo realizadas.

Caídas de rocas

Es un movimiento en masa, en el cual uno o varios bloques de roca se desprenden de una ladera, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento apreciable. Una vez desprendido, el material cae desplazándose principalmente por el aire, pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento (Varnes 1978).

Las causas son muy variadas, pero entre las más importantes se incluyen el ensanchamiento de diaclasas por gelifracción, lluvias intensas, socavación de la ladera por erosión fluvial, las sacudidas sísmicas, etc (Gutiérrez Elorza 2008). También entran en juego características intrínsecas de las rocas como por ejemplo planos de debilidad, número y espaciamiento entre las diaclasas, etc.

Las caídas de roca no forman parte del análisis numérico en el presente trabajo debido a lo extensa que es el área de estudio y a la imposibilidad de tener datos estructurales de diaclasas y planos de fallas mesoscópicas y planos de debilidad debido a la foliación en un área tan grande. En base a los trabajos de campo y la observación de fotografías aéreas e imágenes del Google Earth, se confeccionó un mapa de caída de rocas (Fig. 9.15), donde se señalan los sitios donde se ha observado una mayor evidencia de este tipo de movimientos.

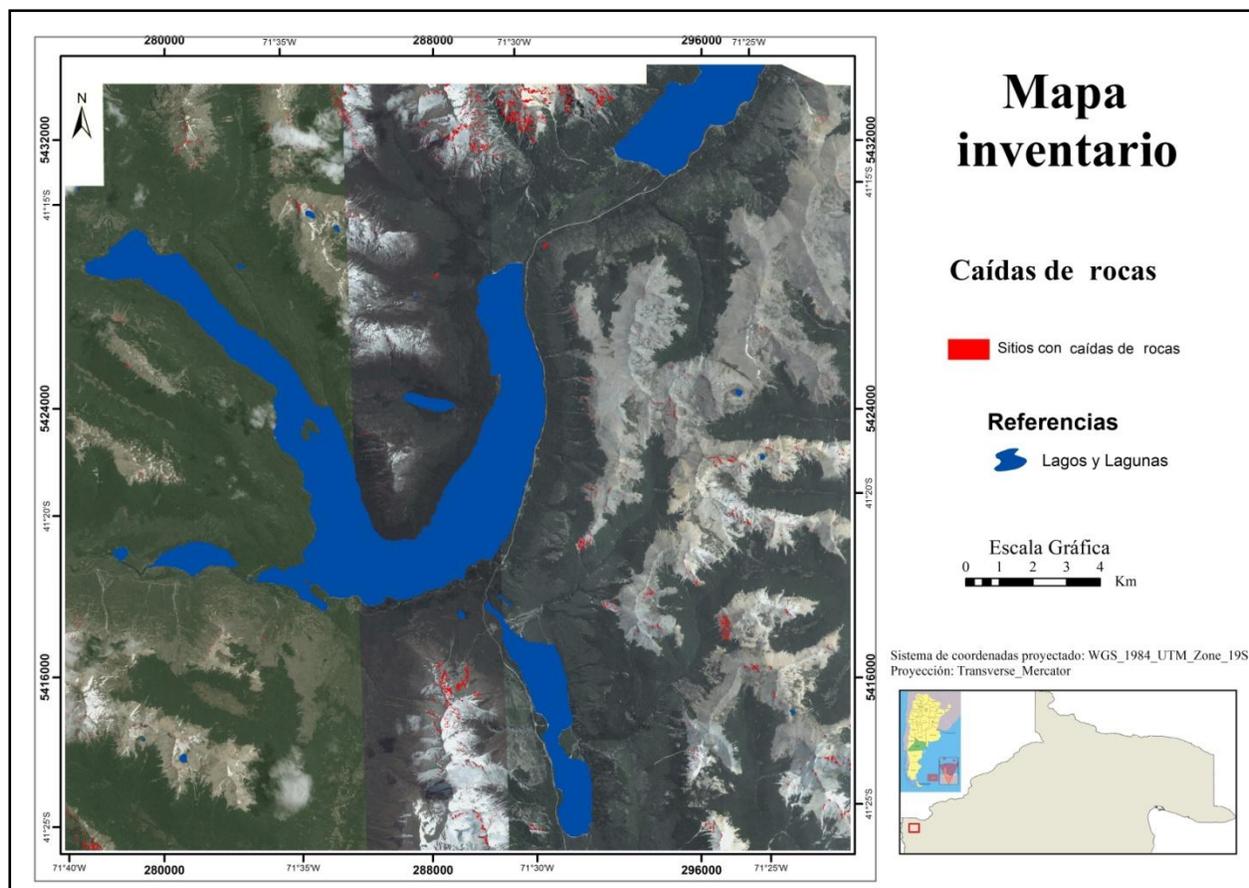


Figura 9.15. Principales sitios donde se han observado caídas de rocas.

A partir de la observación de la figura 9.15 se evidencian algunos sitios donde los procesos de caídas de roca son más habituales como, por ejemplo en el Catedral Sur, pico D'Agostini, cerro Claussen, cerro Padre Laguna, filo del cerro Donat, el filo sur del cerro Constructores, cerro Latzina, y en menor medida en algunos sitios del cerro Fray Elguea, Cresta de Gallo, cerro Meta, cerro Lago, cerro Granítico.

En muchos sectores, las caídas de roca se manifiestan por surcos erosivos en la roca firme, por la presencia de montículos de derrubio coluvial, y por la destrucción parcial de la cubierta arbórea.

Por encima de los 1600 m s.n.m., en las laderas predomina roca firme, libre de vegetación arbórea y parcialmente cubierta por un coluvio delgado de grano grueso hasta fragmentos de

tamaño bloque. En aquellas zonas donde predomina el bosque existen áreas elongadas, carentes de vegetación arbórea que reflejan cicatrices de caídas de rocas desde sectores superiores (Fig. 9.16).

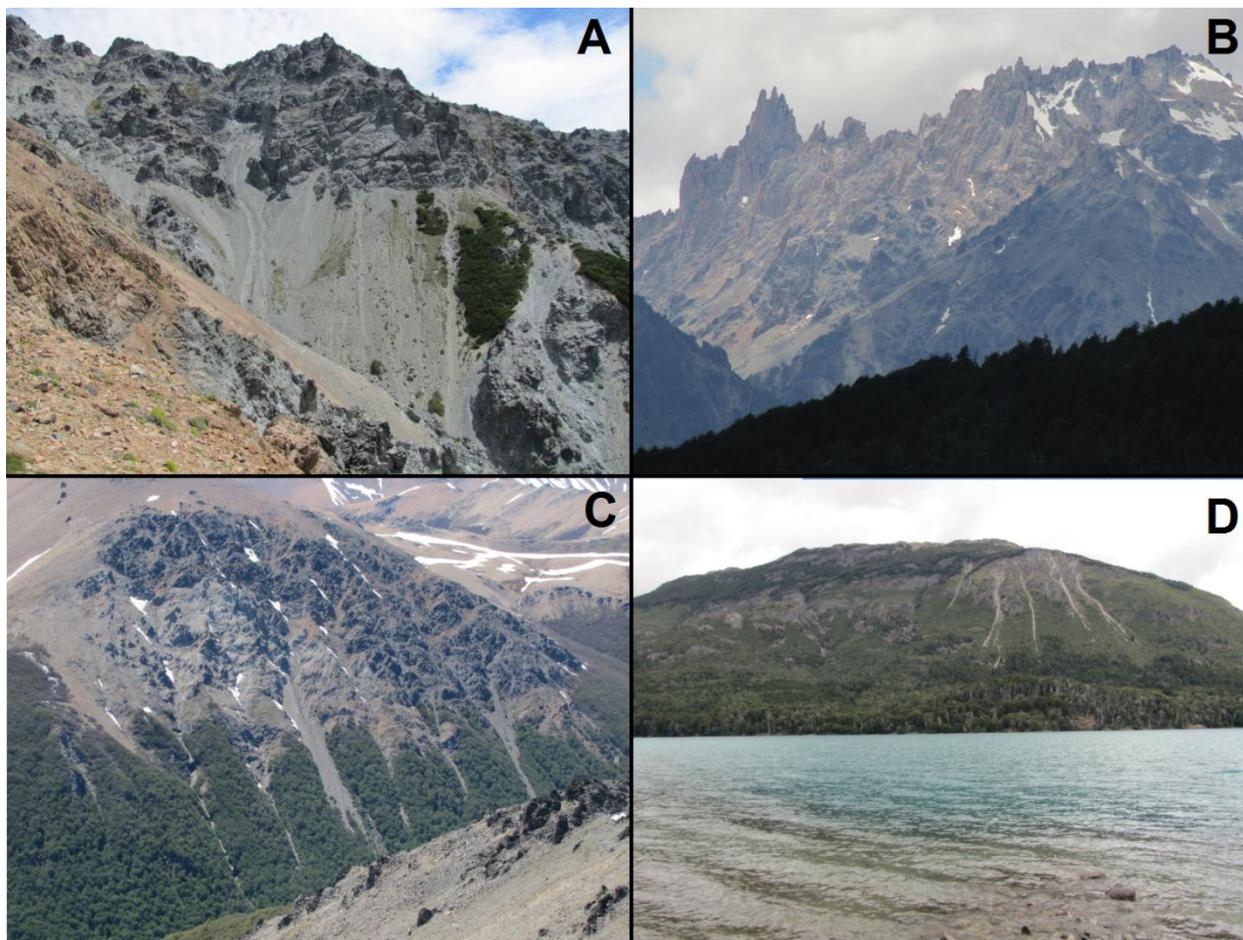


Figura 9.16. Algunos sitios donde se producen las caídas de rocas. A. Ladera norte del cerro Padre Laguna. B. Ladera suroeste del pico Catedral Sur. C. Ladera oeste del cerro ubicado al este del arroyo del Cajón. D. Ladera norte del cerro Diego Flores de León.

A partir de la figura 9.15 donde se muestran los sitios donde predominan las caídas de rocas y su comparación con el mapa geológico, donde se representan las distintas formaciones y litología y, el mapa de suelos donde se muestran los sitios con afloramientos, se muestra a continuación (Fig.

9.17) algunos datos que permiten obtener algunas conclusiones con respecto a las caídas de rocas en el área de estudio.

Caídas de Rocas				
Formación - Litología	% Formaciones	% Afloramientos	% Caídas de Rocas AT	% Caídas de Rocas F
Formación Coluco	0.14	42.98	4.38	32.21
Formación Ventana	0.60	0.03	0.00	0.00
Bat. Pat. Cord	23.52	4.28	8.96	3.91
Compl. Volc. Sed.	0.95	2.56	0.00	0.00
Bat. Pat. Subcord	9.06	3.49	9.76	13.53
Gneisses, Anfibolitas e Intrusivos	9.56	12.40	25.35	9.40
Anfibolitas grano grueso	27.62	3.71	29.37	12.58
Anfibolitas Grano Fino	0.05	1.25	0.00	0.00
Esquistos, Gneisses y Anfib.	22.79	3.89	22.17	10.99

Figura 9.17. Relaciones entre las Formaciones, las superficies de afloramientos y las caídas de rocas (se excluyeron del análisis los datos correspondientes a los depósitos cuaternarios).

La figura 9.17 muestra en la segunda columna, el porcentaje que cada formación presenta en el área de estudio. En la tercera columna se presenta el porcentaje de afloramiento que tiene cada una de las formaciones en relación a la superficie que ocupa cada una de ellas dentro del área de estudio. En la cuarta columna se observa para cada una de las formaciones, el porcentaje de caídas de rocas en relación a toda el área total de estudio (AT). Finalmente, en la quinta columna se muestra el porcentaje de caídas de rocas en relación a esa formación en particular (F). Así por ejemplo la formación Coluco solo representa el 0.14% del área de estudio. Sin embargo el 42.98% de su superficie se presenta en forma de afloramiento. A su vez, la caída de rocas de esta formación representa el 4.38% del total de caída de rocas del área de estudio pero constituye el 32.21% para esa formación (siempre en relación al área de afloramiento). Por tal motivo, si bien la formación Coluco tiene una superficie pequeña, presenta un alto porcentaje de caída de rocas en relación a su superficie aflorante y a la superficie que ocupa en el área de estudio. De este modo se puede evaluar cuales son las litologías que presentan mayores porcentajes de caídas de

rocas. Como fue mencionado, cabe aclarar que no se realizaron estudios estructurales de detalle sino solo observaciones generales. Esto introduce un cierto grado de incertidumbre en los valores numéricos, por lo que los resultados solo tienen una lectura cualitativa.

Remoción en masa asociada a cortes de rutas y caminos

Los procesos de remoción en masa vinculados a los cortes de rutas y caminos no forman parte del modelado a desarrollar en el próximo capítulo. Sin embargo, es oportuno describir algunas consideraciones al respecto, así como también mencionar algunos sitios que presentan algún tipo de riesgo.

Las rutas y vías férreas son importantes contribuyentes al aumento de la incidencia de deslizamientos. La construcción de rutas, con frecuencia, consiste en el corte de pendientes y eliminación del suelo de las laderas. Los árboles se quitan incluso cuando no hay ninguna excavación del suelo. La eliminación del suelo y los árboles se traduce en una reducción significativa en el apoyo lateral, y los deslizamientos se producen con frecuencia. Las rutas a mitad de la ladera y en la base de la colina, constituyen un aumento en el riesgo de deslizamientos, debido a la intercepción del agua sub-superficial y a la sobrecarga de la ladera. La construcción de rutas y caminos se asocia con muchas actividades económicas y, por lo tanto, los efectos desestabilizadores de la tala de bosques y la excavación del suelo se producen a menudo en grandes áreas, aumentando el riesgo si no se emplean medidas para la estabilización del suelo; por otro lado aquellas rutas construidas con rapidez a menudo no alcanzan los estándares requeridos de ingeniería. Los caudales de aguas pluviales se pueden concentrar en los senderos y conducen a menudo al desarrollo de cárcavas, erosión y deslizamientos. Los

deslizamientos de tierra se pueden desarrollar, donde se forman los barrancos, debido a las tasas aceleradas de infiltración (Forbes y Broadhead 2011).

La adición de peso, en particular en la parte superior de la pendiente o el corte, en o cerca de la base de la pendiente, también aumentan la susceptibilidad a los deslizamiento de tierra. Los ejemplos más comunes incluyen la construcción de estructuras añadiendo rellenos de tierra, piedras, desechos de la minería y también la plantación de árboles en las laderas más altas y escarpadas. Sin embargo, el peso adicional en la base de una pendiente, añade resistencia a la cizalladura y mejora la estabilidad. La pérdida de árboles en la parte inferior de la pendiente afecta gravemente a la estabilidad de taludes, eliminando el efecto de fijación del peso extra, el soporte lateral y el efecto contrafuerte, eliminando también la protección contra la barricada de deslizamientos pequeños y caídas de rocas (Forbes y Broadhead 2011).

A lo largo de la R.N. 40, existen numerosos sitios donde son frecuentes los pequeños deslizamientos y caída de bloques, tanto de afloramientos como de depósitos de till. Si bien en el área de estudio no se han evidenciado movimientos de laderas importantes sobre la ruta, producto de los cortes de la misma, existen numerosos sitios donde se podrían generar algunos deslizamientos de tamaño considerable y caídas de rocas.

Sin embargo, cabe aclarar que se han realizado obras de estabilización de la ladera sobre la R.N. 40 desde el sector norte del lago Gutiérrez hasta el sector sur del lago Mascardi

La figura 9.18 A muestra un sitio donde en ocasiones se produce la caída de algún bloque, favorecido por planos de debilidad en la roca mientras, que en la figura 9.18 B se observa un

pequeño deslizamiento sobre la banquina (este tipo de deslizamiento pequeño es bastante común en varios sectores de esta ruta. Ambas fotografías corresponden a sitios ubicados sobre la R.N. 40.

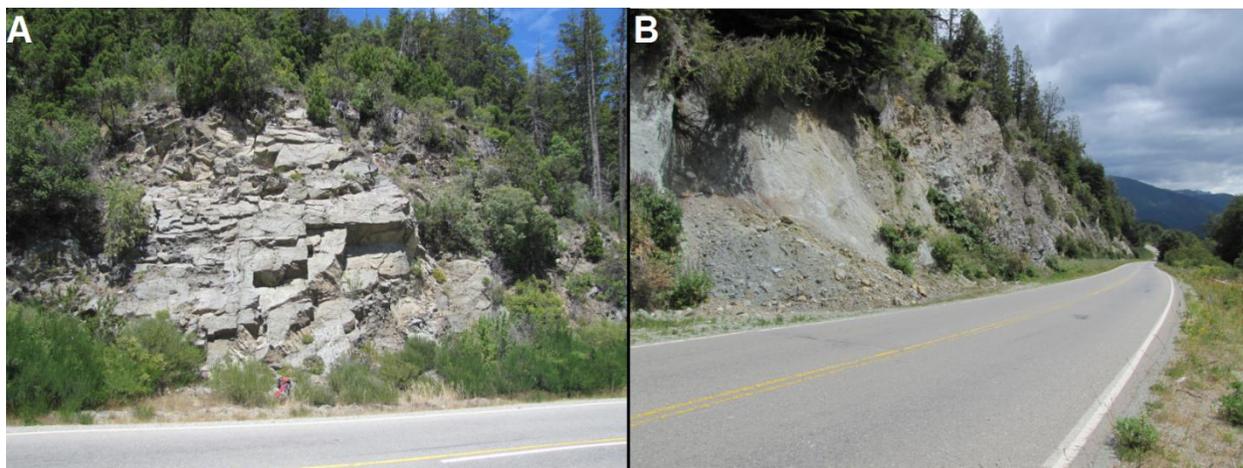


Figura 9.18. A. Caída de rocas en las inmediaciones de la divisoria de aguas. B. Deslizamiento en el sector del lago

Guillermo.

Por otra parte, sobre la costa occidental del lago Guillermo existen sitios donde la ruta transcurre sobre depósitos de till y en algunos sectores hay una fuerte pendiente entre la ruta y el lago. En una ocasión se produjo un importante deslizamiento de este material en uno de estos sectores, lo que generó serios daños sobre la ruta (Fig. 9.19).



Figura 9.19. Deslizamiento ocurrido en la lago Guillermo (Imagen tomada del Diario Río Negro 10/09/13).

A su vez, en algunos sitios donde la pendiente entre la ruta y el lago es muy elevada, se han construido murallas pero, se han observado grietas sobre la ruta que podrían estar vinculadas a un proceso de desestabilización de la ladera (Fig. 9.20).

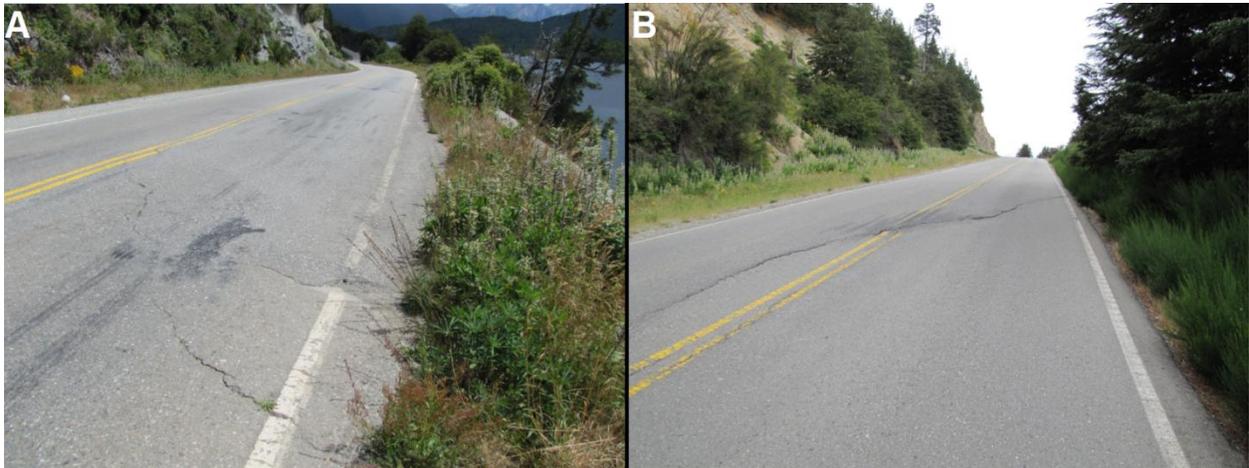


Figura 9.20. Grietas en la ruta en diferentes sectores con fuerte pendiente entre la ruta y el lago Guillermo.

Los caminos a Pampa Linda y a la cascada Los Alerces no presentan tantos sitios con cortes en el camino, pero en algunos sectores se produce en ocasiones, alguna caída de bloque o pequeños deslizamientos sobre el camino (Fig. 9.21).



Figura 9.21. Sectores en las rutas al oeste de la R.N. 40 donde se observan algunos sitios con ocasionales caídas de rocas sobre la ruta. A y B. Camino entre la R.N. 40 y Los Rápidos. C. Camino entre Los Rápidos y Pampa Linda. D. Camino entre Los Rápidos y cascada Los Alerces.

Finalmente, en el viejo camino a El Bolsón, en la costa oriental del lago Guillermo, se han encontrado numerosos sitios con deslizamientos y a algunas caídas de rocas (Fig. 9.22).

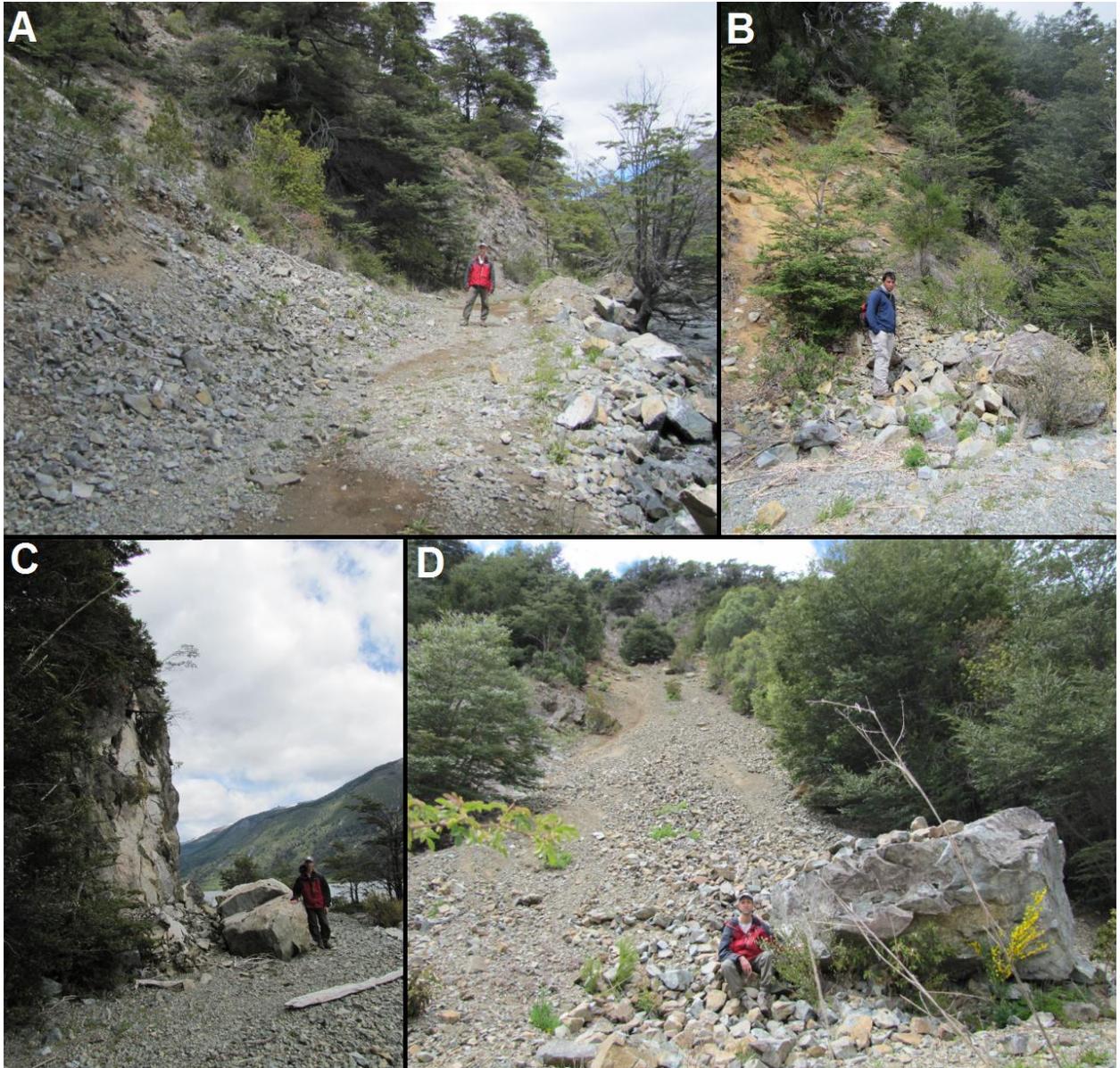


Figura 9.22. Diversos sitios con deslizamientos y caídas de rocas en el camino oriental del lago Guillermo.

10. ANÁLISIS DE LOS FACTORES CONDICIONANTES DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y MODELADO ESPACIAL DE ESTOS PROCESOS

En la primera parte de este capítulo, se presentan los factores condicionantes a utilizar en el modelado y se realiza un análisis preliminar de la relación existente entre las variables independientes y los distintos tipos de movimientos de remoción en masa. Como se mencionó en otros capítulos, el modelado se realizará para los deslizamientos traslacionales y los deslizamientos de suelos y detritos. Cabe destacar, que tanto los lagos como las lagunas no forman parte del modelado. Luego se realizará un análisis preliminar de la relación entre las variables dependientes y las independientes, procurando reconocer *a priori*, la existencia de algún control sobre los movimientos en masa analizados. Posteriormente se procederá a la elaboración y validación del modelo predictivo de la distribución espacial de los movimientos en masa analizados. El propósito de esta validación, es intentar comprender cuales son los factores topográficos y ambientales que controlan su presencia y/o ausencia, aplicando el método estadístico de valor informativo (VI) que permite determinar el peso específico de cada variable independiente y posibilita la validación de los resultados obtenidos.

Factores condicionantes de los procesos de remoción en masa

Pendiente

La pendiente es una variable de gran importancia, ya que no solo condiciona la posibilidad de generación de los deslizamientos, sino que además afecta a los procesos hidrológicos,

condicionando la dirección del escurrimiento de las aguas y el poder erosivo de los cursos fluviales. En el mapa de pendientes (Fig. 10.1) se realizó una clasificación de pendientes en 4 categorías. Este número de clasificaciones y el intervalo elegido para esta división, se basó en el hecho de que el DEM fue confeccionado a partir de fotografías aéreas, por lo que el modelo toma como base la copa de los árboles y no la superficie del suelo. De esta manera, la pendiente resultante otorga un valor un poco menor al real, en virtud de que la altura de los árboles se modifica a lo largo de la pendiente de una montaña. Sin embargo, a partir de los cálculos realizados en función de la distancia entre el límite de la vegetación y el fondo de los valles, el ángulo de la pendiente otorgado por el DEM y la diferencia de altura entre las copas de los árboles, permitió corroborar que el DEM solo presenta una variación de unos pocos grados con respecto a la pendiente real. Por tal motivo, las cuatro categorías elegidas permiten que el mapa de pendientes presentado no difiera sustancialmente de las pendientes reales.

Este mapa muestra que las mayores pendientes se encuentran en el sector norte y suroeste de la zona de estudio. También permite reconocer otros sectores con altas pendientes, como por ejemplo en el cerro Padre Laguna y en el filo del cerro Donat. Hacia el este el mapa muestra que las pendientes disminuyen.

Por otro lado, se reconocen altas pendientes en los fondos encajonados de algunos arroyos. Son escasos los filos y/o aristas que presentan pendientes muy bajas. Las pendientes de bajo ángulo por lo general se presentan en el fondo de los valles fluviales amplios y los valles glaciares en las inmediaciones de los cuerpos lacustres.

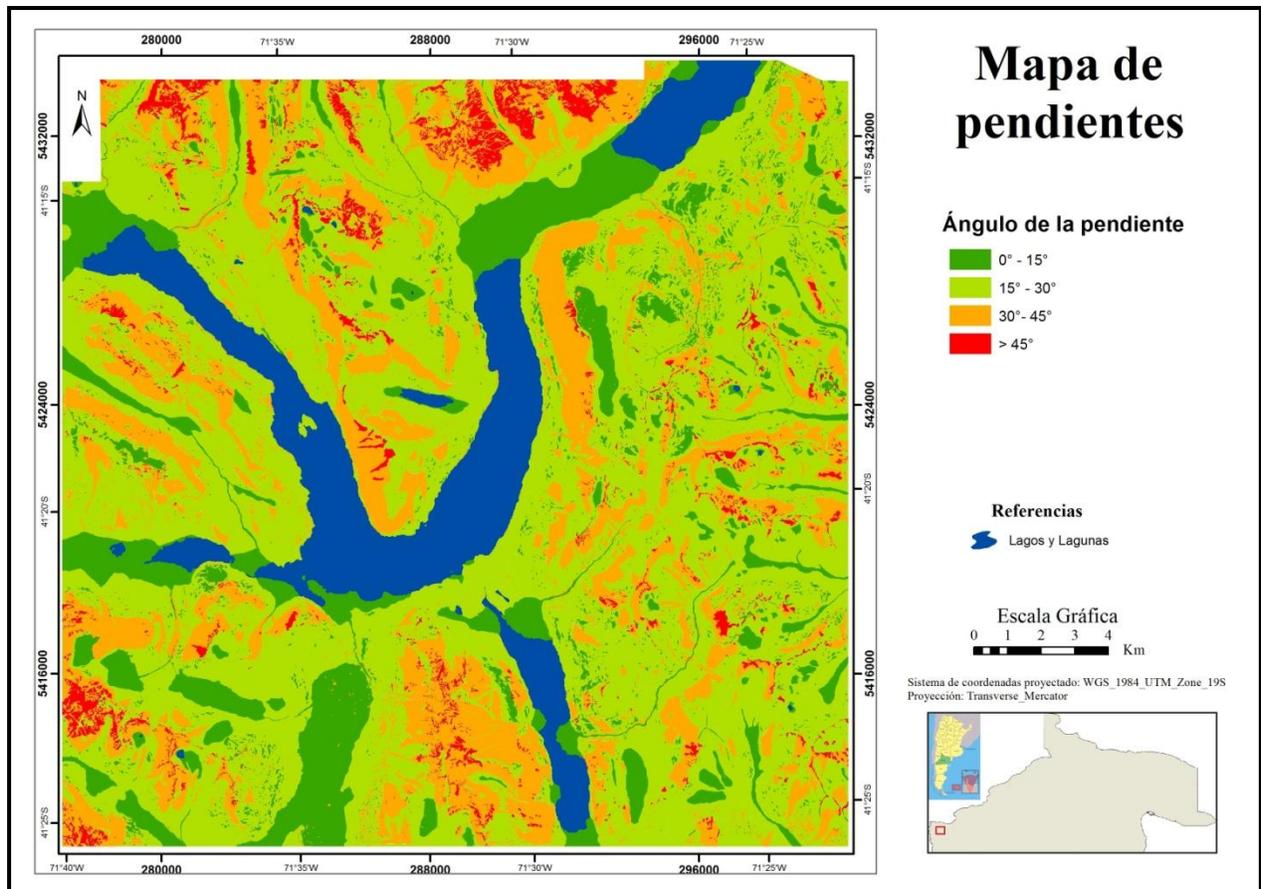


Figura 10.1 Mapa de pendientes.

Exposición

La exposición de laderas es otra de las variables independientes a utilizar en el modelado. Esta variable es, en cierta forma, un indicador de la humedad del suelo ya que las laderas que presentan una orientación hacia el norte reciben mayor insolación, por lo que las laderas con orientación sur suelen ser más húmedas, situación que se refleja además, en las diferencias de vegetación que presentan ambas laderas.

Por otro lado, el viento predominante del oeste, transporta la nieve de la ladera oeste hacia la ladera este, en la parte alta de las montañas, resultado de la cual esta última suele tener más nieve. Esta situación condiciona la cantidad de agua en los cursos fluviales en las laderas este, sobre

todo en la época de deshielo. La figura 10.2 muestra el mapa de exposición de laderas, las que han sido divididas, de acuerdo a las direcciones de la roseta de los vientos, en 8 clases, adicionando una más para aquellas superficies horizontales (planas).

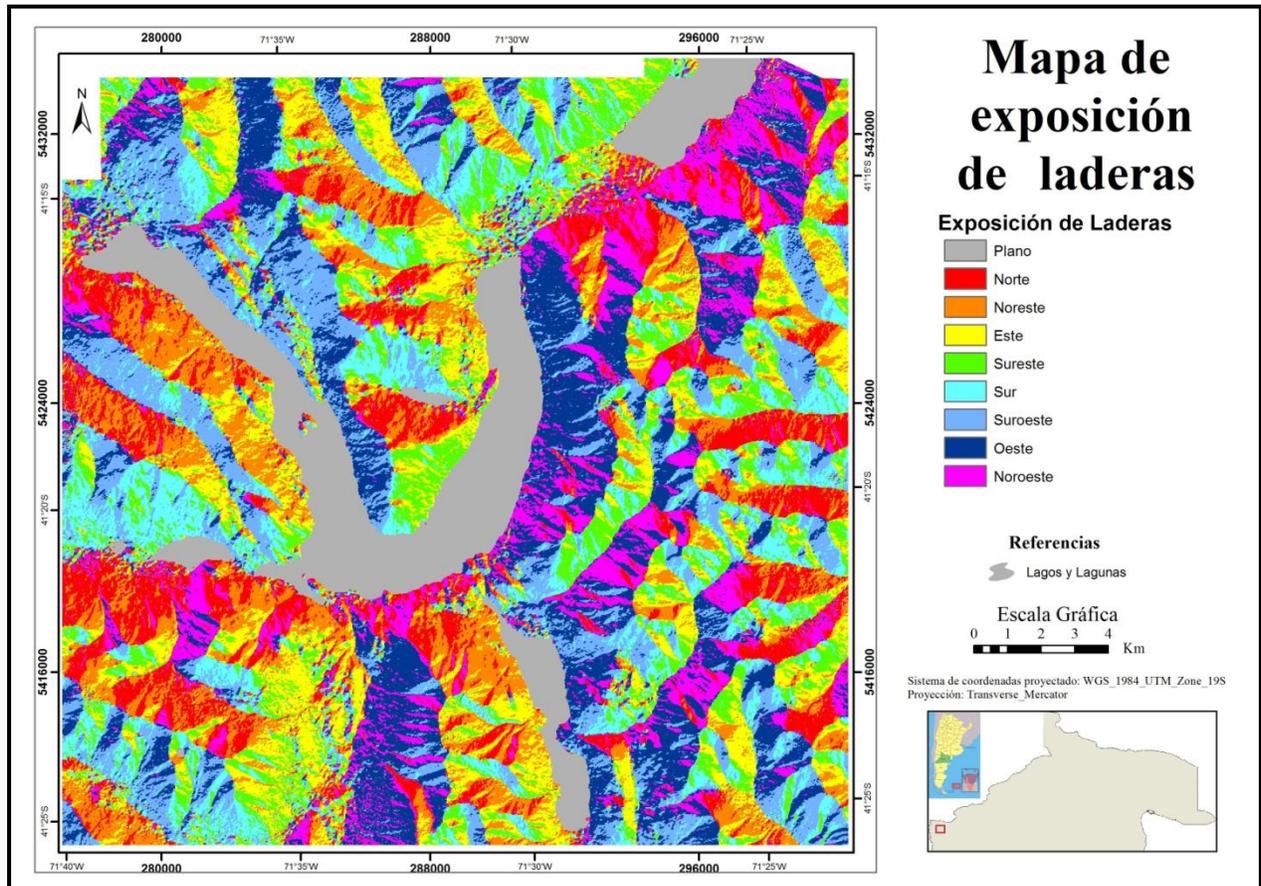


Figura 10.2 Mapa exposición de laderas.

Curvatura total

La concavidad o convexidad del terreno condiciona la acumulación de nieve y sedimento y la dirección de escurrimiento del agua.

En general las pendientes convexas son reconocidas como más estables, mientras que las cóncavas concentran agua sub-superficial y por lo tanto son propensas a la erosión y los movimientos en masa (Steinacher *et al.* 2009). Por este motivo, la curvatura será otra de las

variables a tratar. La figura 10.3 muestra el mapa de esta variable, siendo el resultado de la reclasificación de los valores en tres clases: cóncava (para los valores negativos), plano (para los valores próximos a 0) y convexa (para los valores positivos). Se observa claramente que las zonas convexas se corresponden con los filos y las zonas cóncavas se corresponden a los fondos de los valles fluviales. Cabe destacar que este mapa fue obtenido a partir de un DEM en base a fotografías aéreas, por lo que existe un suavizado de la curvatura ejercido por el bosque, motivo por el cual, algunos sectores que se muestran como planos podrían ser ligeramente cóncavos o convexos.

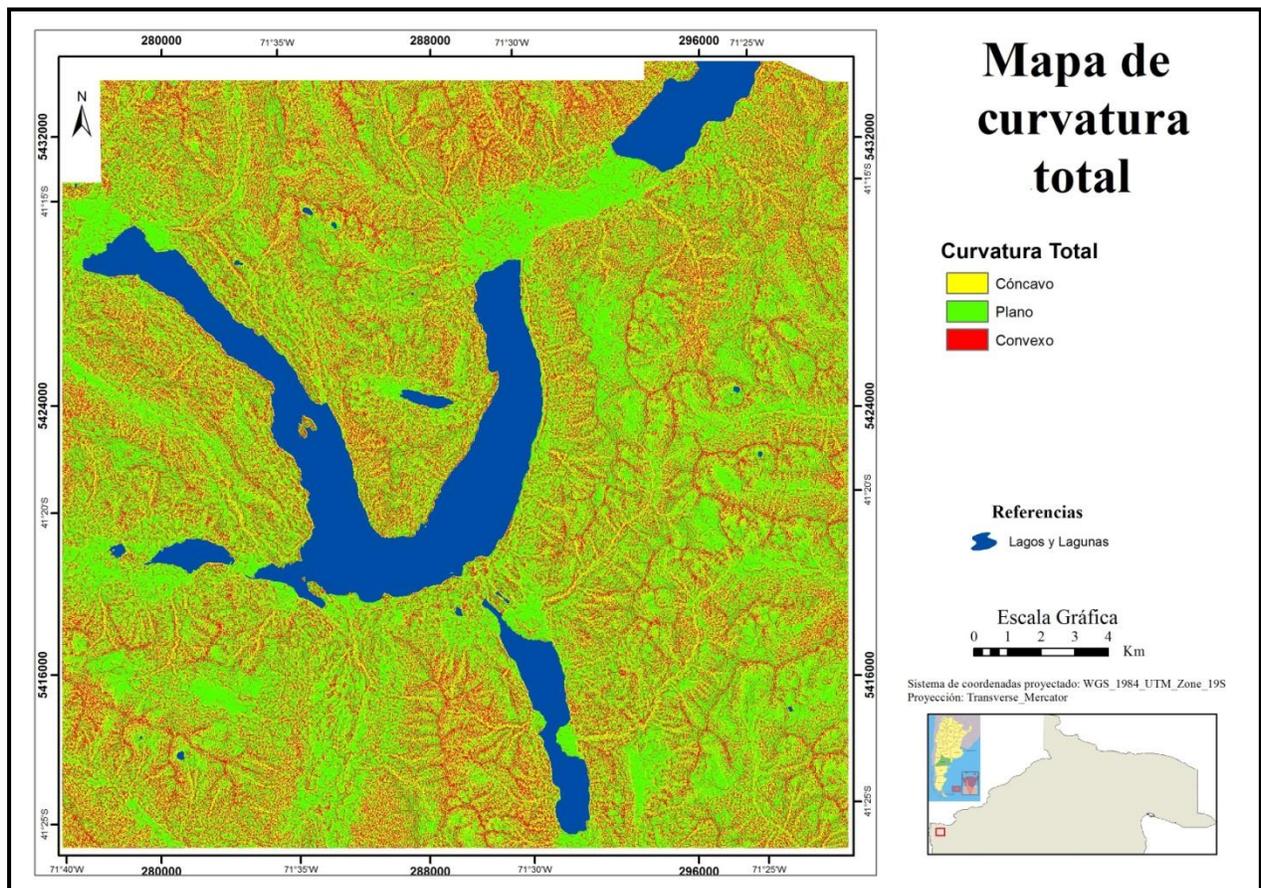


Figura 10.3 Mapa de curvatura total.

Litología

Como se mencionó en el capítulo 3, las diferentes litologías pueden responder de modo diferente frente a la dinámica geomorfológica, en virtud de los planos de debilidad que pudieran presentar y la distinta respuesta a los agentes meteorológicos, etc. Por tal motivo, el mapa geológico presentado oportunamente será utilizado como otra variable independiente (Fig. 10.4).

En toda el área se observa claramente una predominancia de rocas del basamento ígneo metamórfico y del batolito andino patagónico (cordillerano y subcordillerano).

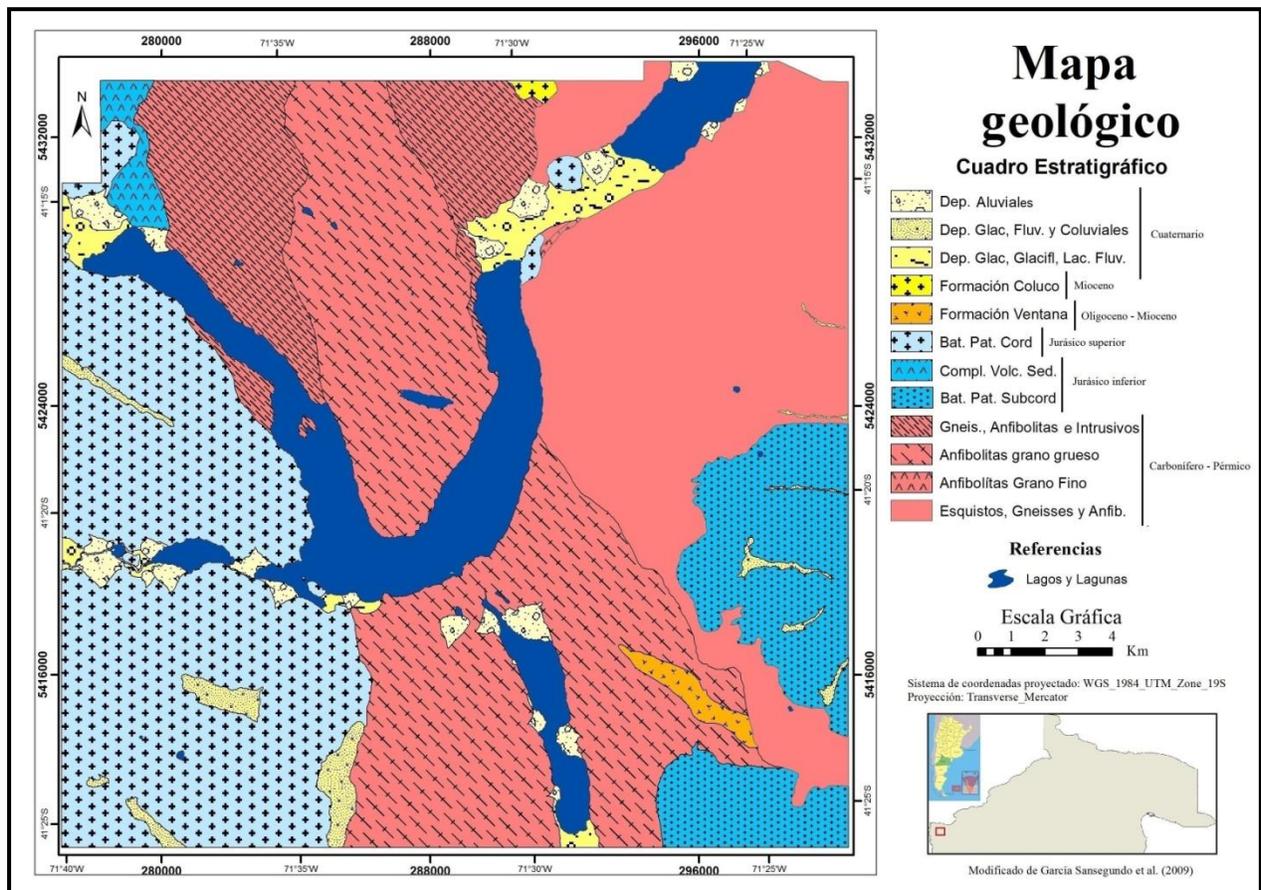


Figura 10.4 Mapa geológico (Modificado de García Sansegundo *et al.* 2009).

Suelos

Los distintos tipos de suelos tienen diferente porosidad y permeabilidad, por lo que presentan diferentes capacidades de absorber, retener y permitir el paso del agua a través de sus poros. El agua puede actuar como lubricante entre la roca y el suelo suprayacente. Además, el agua ante una imposibilidad de infiltrarse, aumenta la escorrentía superficial con un aumento del poder erosivo. Por otro lado, los suelos degradados a causa de los incendios forestales son más proclives a sufrir deslizamientos motivo por el cual los suelos conforman otro factor a analizar en el modelado. El mapa de suelos se muestra en la figura 10.5.

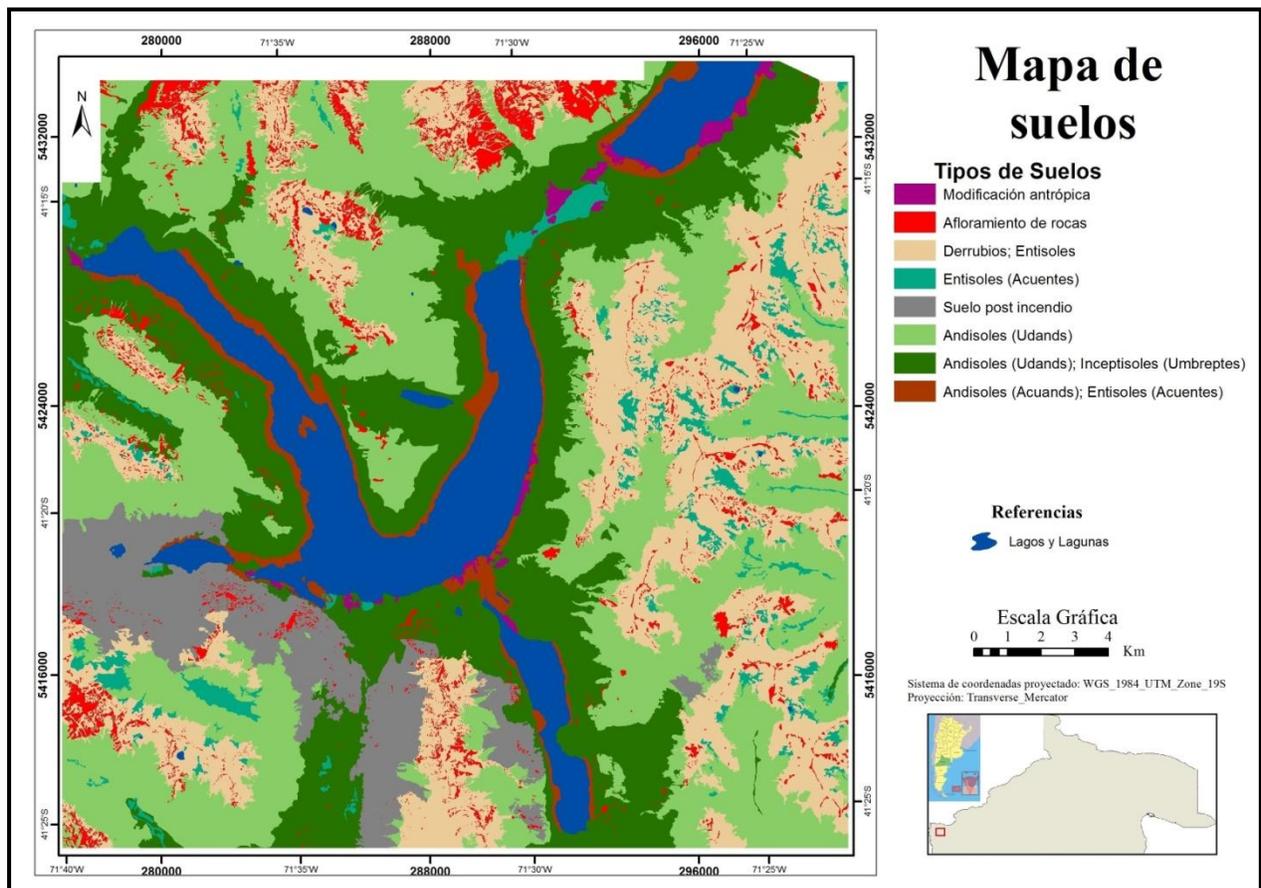


Figura 10.5. Mapa de Suelos.

Vegetación

Si bien se reconoce que la vegetación tiene un efecto positivo en la estabilidad de laderas, los distintos tipos de vegetación pueden contribuir en mayor o menor medida a la estabilidad de las pendientes. Por otro lado, la pérdida de vegetación (de las raíces y el refuerzo que estas proporcionan) debido a los incendios forestales, puede aumentar significativamente la probabilidad de falla de la ladera (Forbes y Broadhead 2011). Producto de los incendios forestales que afectaron una gran parte del área de estudio, se ha observado el desarrollo en esos sitios de numerosos movimientos en masa sobre todo del tipo deslizamientos de suelos y detritos. La figura 10.6 muestra el mapa de vegetación que fue presentado en el capítulo 6.

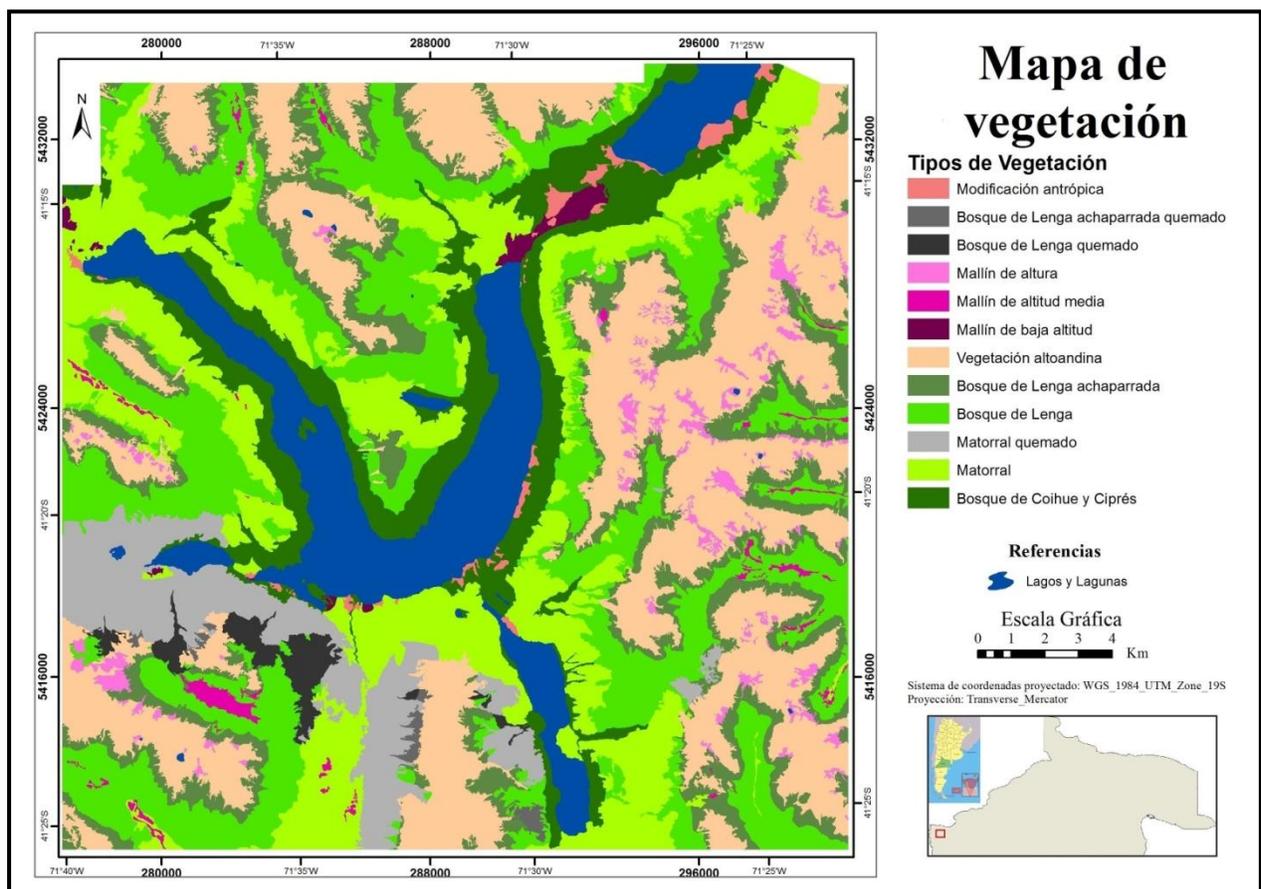


Figura 10.6. Mapa de vegetación.

Precipitaciones

Existe un marcado gradiente de precipitación que disminuye desde el oeste hacia el este. Se especula que este gradiente produciría un distinto nivel de saturación de agua en el suelo, que también estaría condicionado por el tipo de suelo y vegetación.

Por tal motivo, es interesante observar si existe alguna correlación entre las precipitaciones y los movimientos en masa, debido a lo cual este es otro aspecto a analizar en el modelado. Es importante aclarar que lo que aquí se analiza, es la precipitación media anual y no las lluvias torrenciales ocasionales que pudieran ocurrir, las cuales tienen la capacidad de saturar el suelo con mucha más facilidad y actuar como lubricante en un plano de debilidad o aumentando el poder erosivo por escorrentía superficial.

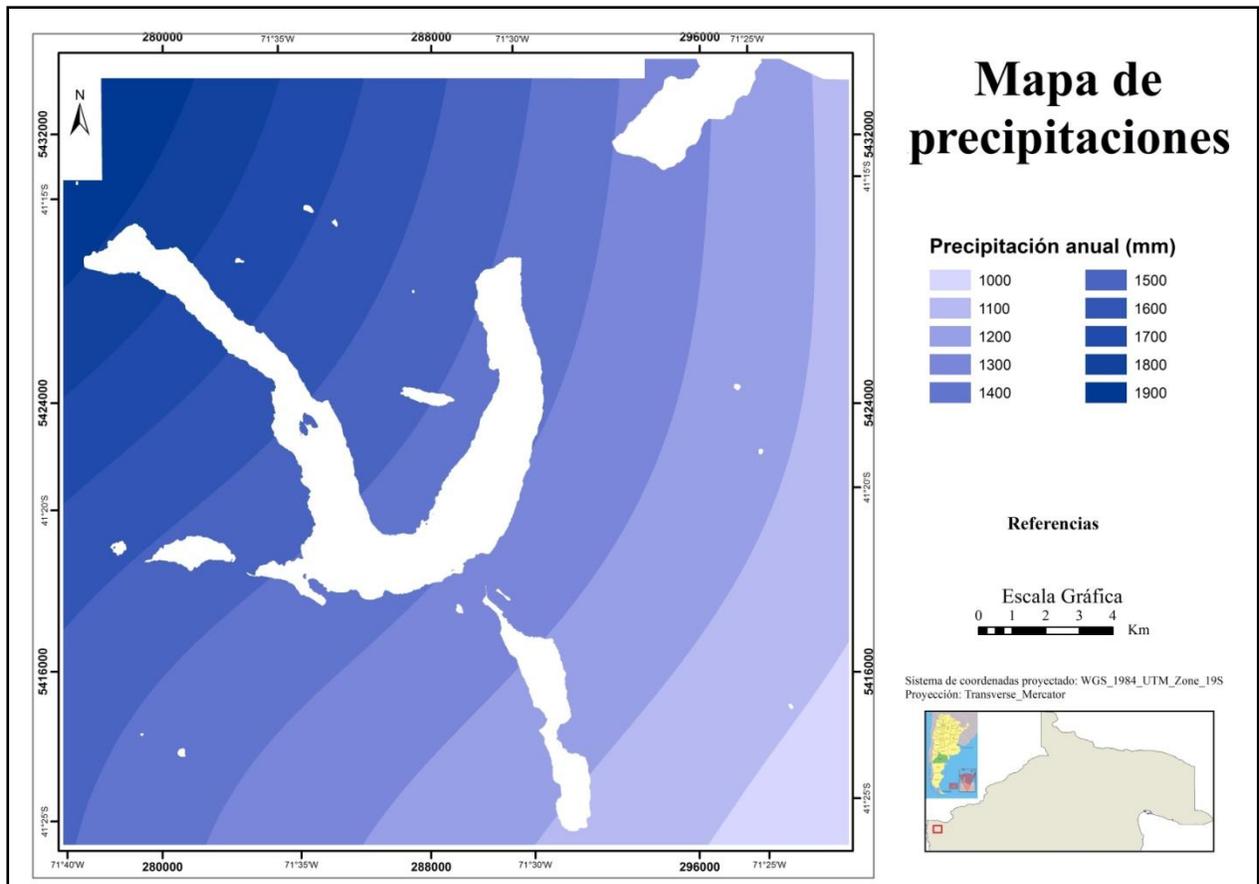


Figura 10.7. Mapa de precipitaciones.

Ponderación de los factores condicionantes

Uno de los temas centrales de este trabajo es la identificación de los factores condicionantes (variables independientes) que controlarían el desarrollo de los movimientos de remoción en masa cartografiados (variables dependientes). Como variables dependientes, se considerarán a los deslizamientos traslacionales y los deslizamientos de suelos y detritos. Las variables independientes utilizadas, por su parte, fueron descriptas anteriormente en este mismo capítulo. Las variables continuas debieron ser clasificadas en categóricas, de forma de limitar el número de condiciones únicas generadas en los modelos aplicados. Por otro lado, debido a que muchas variables presentan nombres excesivamente largos, se optó por asignarle un código a cada variable a los efectos de facilitar la elaboración de los gráficos y tablas que se presentan en este capítulo. El total de las variables independientes analizadas y el código asignado a cada una de ellas se muestra en la figura 10.8

Exposición de Laderas	Código	Litología	Código
Plana	Expo_1	Dep. Aluviales	Litol_1
Norte	Expo_2	Dep. Glac, Glacifl, Lac. Fluv.	Litol_2
Noreste	Expo_3	Dep. Glac, Fluv. y Coluviales	Litol_3
Este	Expo_4	Formación Coluco	Litol_4
Sureste	Expo_5	Formación Ventana	Litol_5
Sur	Expo_6	Bat. Pat. Cord	Litol_6
Suroeste	Expo_7	Compl. Volc. Sed.	Litol_7
Oeste	Expo_8	Bat. Pat. Subcord	Litol_8
Noroeste	Expo_9	Gneis., Anfibolit e Intrusivos	Litol_9
		Anfibolitas grano grueso	Litol_10
		Anfibolitas Grano Fino	Litol_11
		Esquistos, Gneisses y Anfib.	Litol_12
Precipitación (mm)	Código	Suelos	Código
1000 - 1100	Precip_1	Modificación antrópica	Suel_1
1100 - 1200	Precip_2	Suelo post incendio	Suel_2
1200 - 1300	Precip_3	Afloramiento de rocas	Suel_3
1300 - 1400	Precip_4	Derrubios; Entisoles	Suel_4
1400 - 1500	Precip_5	Entisoles (Acuentes)	Suel_5
1500 - 1600	Precip_6	Andisoles (Udands)	Suel_6
1600 - 1700	Precip_7	Andisoles (Acuands); Entisoles (Acuentes)	Suel_7
1700 - 1800	Precip_8	Andisoles (Udands); Inceptisoles (Umbreptes)	Suel_8
1800 - 1900	Precip_9		
1900 - 2000	Precip_10		
Vegetación	Código	Pendiente de Laderas (en grados)	Código
Modificación antrópica	Veget_1	0° a 15°	Pend_1
Bosque de Lengua achaparrada quemado	Veget_2	15° a 30°	Pend_2
Bosque de Lengua quemado	Veget_3	30° a 45°	Pend_3
Matorral quemado	Veget_4	> 45°	Pend_4
Vegetación altoandina	Veget_5		
Mallín de altura	Veget_6		
Mallín de altitud media	Veget_7	Curvatura Total	Código
Mallín de baja altitud	Veget_8	Cóncavo	Curv-1
Bosque de Lengua achaparrada	Veget_9	Plano	Curv-2
Bosque de Lengua	Veget_10	Convexo	Curv-3
Matorral	Veget_11		
Bosque de Coihue y Ciprés	Veget_12		

Figura 10.8. Total de las variables independientes analizadas y códigos asignados a cada una de ellas.

Con esta clasificación y como fuera descrito en el capítulo de metodología, se procedió al cálculo del área (en porcentaje) ($A\%$) y del peso de los datos (en porcentaje) ($W\%$) para cada clase (i) de cada variable (j) de un determinado tipo de movimiento en masa (m):

$$A_{ij}\% = \frac{a_{ij} \cdot 100}{\sum_{i=1}^n a_{ij}}$$

Entiéndase A (en porcentaje) como el área relativa de una clase de una variable independiente de un tipo de movimiento, donde a_{ij} es el área que ocupa la clase i de la variable independiente j de cada movimiento y n es el total de clases de la variable j del mismo tipo de movimiento. Con los resultados obtenidos se construyeron los histogramas correspondientes de frecuencias en porcentaje (A%) para cada variable independiente para deslizamientos traslacionales y deslizamientos de suelos y detritos respectivamente (Figuras 10.10. y 10.11).

Posteriormente se realizó el cálculo del peso de los datos (Vieira y Ramos 2003), expresado como el cociente entre el área de una determinada clase de una variable independiente de un determinado tipo de movimiento y el área total de esa clase de la variable independiente considerada a partir de la siguiente ecuación:

$$W_{ij}\% = \frac{a_{ij}}{\sum_{i=1}^m a_{ij}} \cdot 1000$$

En esta ecuación, a_{ij} es el área que ocupa la clase i de la variable independiente j de cada movimiento y m es el área de estudio. El término $\sum_{i=1}^m a_{ij}$ también puede ser considerado como el área total que ocupa la clase i de la variable independiente j . El multiplicar por 1000 la ecuación se debe a que facilita la observación de los datos aumentando el valor del cociente. Los resultados numéricos de A% y W%, para deslizamientos traslacionales y deslizamientos de suelos y detritos, se muestran en las figuras 10. 9 y 10.10 respectivamente.

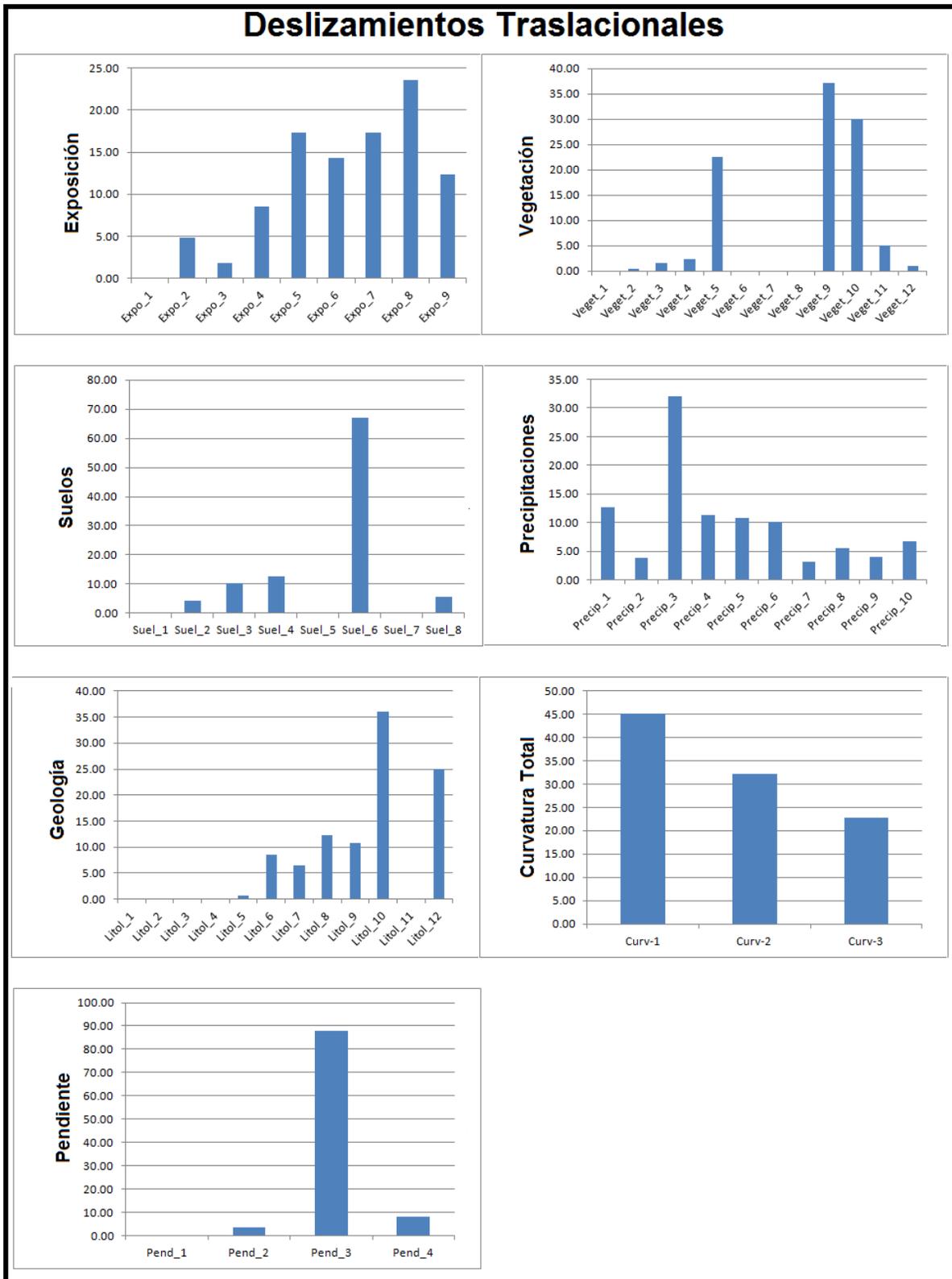


Figura 10.9. Histogramas de frecuencias en porcentaje para cada variable independiente para deslizamientos traslacionales.

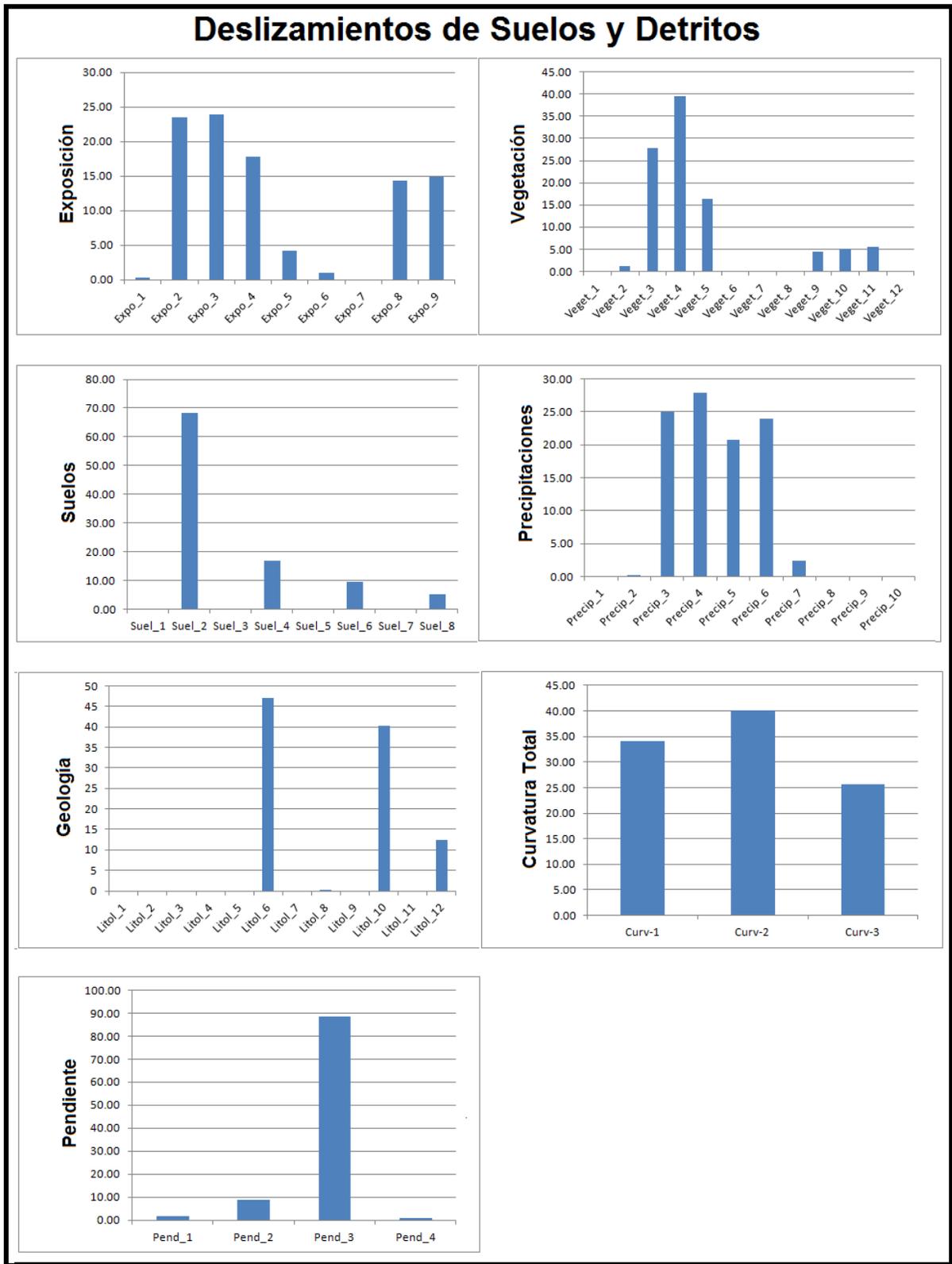


Figura 10.10. Histogramas de frecuencias en porcentaje para cada variable independiente para deslizamientos de suelos y detritos.

Deslizamientos Traslacionales							
	Código	A%	W%		Código	A%	W%
Exposición	Expo_1	0	0	Geología	Litol_1	0	0
	Expo_2	4.78	0.75		Litol_2	0	0
	Expo_3	1.88	0.24		Litol_3	0	0
	Expo_4	8.50	1.17		Litol_4	0	0
	Expo_5	17.33	2.81		Litol_5	0.70	2.07
	Expo_6	14.30	2.39		Litol_6	8.50	0.64
	Expo_7	17.32	2.11		Litol_7	6.52	12.25
	Expo_8	23.59	2.67		Litol_8	12.36	2.42
	Expo_9	12.30	2.17		Litol_9	10.84	2.02
Precipitaciones	Precip_1	12.66	8.54		Litol_10	36.11	2.32
	Precip_2	3.77	0.56		Litol_11	0	0
	Precip_3	32.07	3.13		Litol_12	24.96	1.95
	Precip_4	11.25	1.13	Vegetación	Veget_1	0	0
	Precip_5	10.75	1.37		Veget_2	0.45	2.30
	Precip_6	10.04	1.36		Veget_3	1.53	2.17
	Precip_7	3.10	0.59		Veget_4	2.37	0.65
	Precip_8	5.60	1.51		Veget_5	22.47	1.56
	Precip_9	4.09	1.72		Veget_6	0	0
	Precip_10	6.68	5.33		Veget_7	0	0
Suelos	Suel_1	0	0		Veget_8	0	0
	Suel_2	4.37	0.98		Veget_9	37.16	5.62
	Suel_3	10.24	4.04		Veget_10	30.09	2.35
	Suel_4	12.52	1.02		Veget_11	4.99	0.48
	Suel_5	0	0		Veget_12	0.94	0.18
	Suel_6	67.03	3.42	Pendiente	Pend_1	0.23	0.03
	Suel_7	0.28	0.19		Pend_2	3.67	0.11
	Suel_8	5.65	0.41		Pend_3	87.79	6.62
Curvatura Total	Curv-1	45.16	3.27		Pend_4	8.31	4.28
	Curv-2	32.11	1.13				
	Curv-3	22.73	1.63				

Figura 10.11. Resultados finales de A% y W%, para deslizamientos traslacionales.

Deslizamientos de Suelos y Detritos							
	Código	A %	W %		Código	A %	W %
Exposición	Expo_1	0.26	0.33	Geología	Litol_1	0	0
	Expo_2	23.45	0.49		Litol_2	0	0
	Expo_3	23.86	0.41		Litol_3	0	0
	Expo_4	17.77	0.32		Litol_4	0	0
	Expo_5	4.25	0.09		Litol_5	0	0
	Expo_6	1.08	0.02		Litol_6	46.96	0.47
	Expo_7	0.00	0.00		Litol_7	0	0
	Expo_8	14.39	0.21		Litol_8	0.20	0.01
	Expo_9	14.95	0.35		Litol_9	0	0
Precipitaciones	Precip_1	0	0		Litol_10	40.36	0.34
	Precip_2	0.21	0.00		Litol_11	0	0
	Precip_3	24.97	0.31		Litol_12	12.48	0.13
	Precip_4	27.81	0.36	Vegetación	Veget_1	0	0
	Precip_5	20.72	0.34		Veget_2	1.13	0.76
	Precip_6	23.92	0.42		Veget_3	27.82	5.19
	Precip_7	2.37	0.06		Veget_4	39.60	1.43
	Precip_8	0	0		Veget_5	16.44	0.15
	Precip_9	0	0		Veget_6	0.00	0
	Precip_10	0	0		Veget_7	0.00	0
Suelos	Suel_1	0.00	0		Veget_8	0.00	0
	Suel_2	68.19	1.97		Veget_9	4.41	0.09
	Suel_3	0.00	0		Veget_10	5.07	0.05
	Suel_4	17.03	0.18		Veget_11	5.53	0.07
	Suel_5	0.00	0		Veget_12	0.00	0
	Suel_6	9.62	0.06	Pendiente	Pend_1	1.69	0.03
	Suel_7	0.00	0		Pend_2	8.86	0.04
	Suel_8	5.15	0.05		Pend_3	88.53	0.88
Curvatura Total	Curv-1	34.15	0.33		Pend_4	0.92	0.06
	Curv-2	40.14	0.19				
	Curv-3	25.70	0.24				

Figura 10.12. Resultados finales de A% y W%, para deslizamientos de suelos y detritos.

Deslizamientos Traslacionales

Las figuras 10.9 y 10.11 muestran que el 72% de los deslizamientos traslacionales se desarrollan en las laderas SE, S, SO y O, en el rango de precipitaciones medias, ocurriendo el 67% de los mismos en bosques de lenga (en su forma arbórea y achaparrada). En cuanto a la curvatura, estos se producen en las tres categorías, pero predominan las curvaturas cóncavas. Con respecto a la geología, las litologías con mayores implicancias son las anfibolitas de grano grueso (36,11%), seguido de esquistos, gneises y anfibolitas (24,96%), los granitoides del Batolito Patagónico Subcordillerano (12,36%) y finalmente gneises, anfibolitas e intrusivos (10,84%). En cuanto a los suelos, el mayor número de estos deslizamientos están vinculados a la categoría Andisoles (Udands) (67,03%), aunque existe un 22,76% relacionado con los sectores altoandino, donde predominan los derrubios y afloramientos de rocas. Finalmente, el 87,79% ocurre en pendientes con inclinaciones entre 30° y 45°.

Al considerar el peso de las clases, se observa que las laderas SE y O son las que presentan mayor importancia. En cuanto a las precipitaciones adquieren importancia los valores mínimos y máximos. Esto se debe a la poca superficie que ocupan estas categorías y a que en esos sectores en particular hay un importante número de deslizamientos. A partir de la observación a nivel regional, se considera que estos valores carecen de sentido ya que no se observa que las precipitaciones máximas y mínimas favorezcan los deslizamientos traslacionales. Por tal motivo no se utilizarán los datos de precipitación para el modelado ya que se considera que los altos valores de importancia de las precipitaciones máximas y mínimas están vinculados a factores locales donde la precipitación no ejerce ningún tipo de influencia. En cuanto a la vegetación el mayor peso corresponde al bosque de lenga achaparrada. Sin embargo también adquieren peso el bosque de lenga, el bosque de lenga achaparrada quemado y el bosque de lenga quemado. Estas últimas dos categorías si bien no presentan un gran porcentaje de deslizamientos, la relación entre

la superficie deslizada y la superficie total de esta categoría es bastante alta. En cuanto a la curvatura, la concavidad del terreno adquiere claramente una mayor importancia respecto de las otras categorías. En cuanto a la litología adquieren importancia las rocas del Complejo Volcánico Sedimentario, las anfibolitas de grano grueso, esquistos, gneises y anfibolitas, las del Batolito Patagónico Subcordillerano, gneises, anfibolitas e intrusivos y las rocas de la Formación Ventana. Con respecto a los suelos y pendientes los pesos mayores corresponden a las mismas categorías mencionadas con anterioridad.

Deslizamientos de Suelos y Detritos

Las figuras 10.10 y 10.12 muestran que el 65% de los deslizamientos de suelos y detritos se desarrollan en las laderas N, NE y E y en menor medida en las laderas O y NO, en el rango de precipitaciones medias entre 1200 mm y 1600 mm. Casi el 40% de los mismos ocurren en los bosques de lenga que han sufrido incendios forestales, presentándose también en la zona altoandina y en los matorrales que estuvieron sometidos a incendios forestales. En cuanto a la curvatura, estos se producen en las tres categorías. Con respecto a la geología, la litología con mayores implicancias son los granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano (46,96%) y las anfibolitas de grano grueso (40,36%), y en menor medida esquistos, gneises y anfibolitas (12,48%). En cuanto a los suelos, el mayor número de estos deslizamientos están vinculados a los suelos que sufrieron incendios forestales (68,19%), aunque existe un 17,03% relacionado con los sectores altoandino, donde predominan los derrubios y entisoles. Finalmente, el 88,53% ocurre en pendientes con inclinaciones entre 30° y 45°.

Al considerar el peso de las clases se observa que las laderas NO, N y NE son las que presentan mayor importancia. En cuanto a las precipitaciones los pesos se correlacionan bastante bien con los porcentajes mencionados anteriormente. En lo que respecta a la vegetación el mayor peso

corresponde al bosque de lenga quemado y en menor medida a los matorrales que han sufrido incendios forestales. En cuanto a la curvatura, la concavidad del terreno adquiere claramente una mayor importancia respecto de las otras categorías. Para el caso de la litología, los suelos y pendientes los pesos se correlacionan bastante bien con los porcentajes mencionados anteriormente.

Es importante destacar entonces, algunas relaciones que se observan entre diferentes variables independientes como en el caso de las precipitaciones, la exposición de laderas y los incendios forestales que afectan la vegetación y los suelos y los deslizamientos de suelos y detritos. En primer lugar está claro que existe una vinculación entre este tipo de deslizamientos y los incendios forestales. Pero estos, como se mencionó en otros capítulos, se presentan en un rango de precipitaciones medias y en laderas norte. Esto es debido a que los picos de la ocurrencia de incendios ocurren donde la lluvia es suficiente para la producción de cargas de combustible continuas, pero donde la sequía ocasional genera periódicamente grandes áreas de combustibles secos (Mermoz *et al.* 2005). Por otro lado las laderas norte son más secas que las otras laderas. De este modo se puede observar como las precipitaciones y la orientación de las laderas son factores condicionantes directos de los incendios forestales e indirectamente también lo son de los deslizamientos de suelos y detritos, ya que el 68 % de estos está vinculado a zonas que fueron afectadas por incendios forestales.

Del análisis de los factores descriptos que influirían en la distribución de las geoformas analizadas, se desprende que todas las variables independientes tratadas en este trabajo parecerían tener incidencia sobre el desarrollo y/o ubicación de los deslizamientos analizados. Por tal motivo todas ellas serán utilizadas en el modelado de la susceptibilidad de ocurrencia de las geoformas mencionadas que se realizará a continuación.

Método estadístico de Valor Informativo

Como se mencionó en el capítulo 2, el método de valor informativo (VI) evalúa los controles de las variables espaciales sobre la distribución de las unidades en el terreno de una variable dependiente, que en este caso de estudio son los píxeles con los diferentes tipos de movimientos en masa. Para cada una de las variables independientes el VI es calculado con la siguiente ecuación (Yin y Yan 1988):

$$I_i = \text{Ln} \frac{S_i/N_i}{S/N}$$

En esta ecuación, I_i es el VI de la variable x_i (variable independiente), S_i es el número de unidades del terreno con la ocurrencia del fenómeno y (variable dependiente) y simultáneamente con la ocurrencia de la variable x_i , N_i es el número de unidades del terreno con la presencia de la variable x_i , S es el número total de unidades del terreno con la ocurrencia de y , y N es el número total de unidades del terreno. Los valores negativos de I_i significan que la presencia de la variable no es relevante en el desarrollo de los movimientos. Los valores positivos de I_i indican una relación relevante entre la presencia de la variable y la distribución de los movimientos y cuanto más alto es este valor, más alta es la relación entre la variable independiente y la dependiente (Yin y Yan 1988). El valor informativo total de una unidad del terreno j es calculado utilizando la siguiente ecuación:

$$I_j = \sum_{i=1}^m X_{ij} I_i$$

En esta ecuación, m es el número de variables, X_{ij} es igual a 0 si la variable se encuentra ausente en la unidad del terreno j e igual a 1 si por el contrario está presente y I_i es el VI de la variable x_i .

De este modo el mapa de susceptibilidad se obtiene mediante la superposición de los mapas de los diferentes factores condicionantes y calculando la suma del valor informativo de cada uno de dichos factores. El mapa de susceptibilidad se obtendrá entonces a partir de la suma en cada píxel, del VI de las variables independiente de cada uno de los mapas presentes en ese píxel. Los valores informativos del mapa final también se agrupan en clases (Sadiki *et al.* 2011).

Deslizamientos traslacionales

En la figura 10.13 se puede observar los resultados de la ecuación del cálculo del Valor Informativo. Las columnas S_i y N_i están expresadas en número de píxeles, por lo que para obtener dicho valor en m^2 es necesario multiplicar el valor de la columna por 57,56 que es la valor en m^2 de cada píxel. Los valores de S y N son 14822 y 8339128 respectivamente.

Variable	Si (n° píxeles)	Ni (n° píxeles)	VI	Variable	Si (n° píxeles)	Ni (n° píxeles)	VI
Litol_7	966	78864	1.93	Suel_4	1858	2048506	-0.55
Pend_3	13011	1966655	1.31	Suel_2	647	2902378	-0.59
Veget_9	5512	981320	1.15	Expo_2	709	942437	-0.86
Pend_4	1232	287695	0.88	Veget_4	352	541236	-1.01
Suel_3	1512	1812179	0.82	Litol_6	1260	1961515	-1.02
Suel_6	9922	658441	0.65	Veget_11	740	1547189	-1.31
Curv-1	6694	2046142	0.61	Suel_8	839	56149	-1.47
Expo_5	2568	914648	0.46	Expo_3	279	1139212	-1.98
Expo_8	3496	1307462	0.41	Suel_7	44	225571	-2.26
Litol_8	1832	755990	0.31	Veget_12	139	782147	-2.30
Expo_6	2120	886835	0.30	Pend_2	544	4867966	-2.77
Veget_10	4464	1898019	0.28	Expo_1	1	15246	-3.30
Litol_10	5351	2303253	0.27	Pend_1	34	1216905	-4.15
Veget_2	67	29107	0.26	Veget_1	0	56446	-4.15
Expo_9	1823	839360	0.20	Veget_6	0	156013	-4.15
Veget_3	227	104712	0.20	Veget_7	0	61796	-4.15
Expo_7	2566	1216743	0.17	Veget_8	0	42290	-4.15
Litol_5	104	50271	0.15	Litol_1	0	184009	-4.15
Litol_9	1607	797208	0.13	Litol_2	0	165978	-4.15
Litol_12	3699	1900647	0.09	Litol_3	0	126181	-4.15
Curv-3	3369	2068322	-0.09	Litol_4	0	11595	-4.15
Veget_5	3334	2138974	-0.13	Litol_11	0	4238	-4.15
Expo_4	1260	1077185	-0.42	Suel_1	0	260324	-4.15
Curv-2	4759	4224664	-0.46	Suel_5	0	375472	-4.15

Figura 10.13. Aplicación del método de VI para el modelado de la susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos traslacionales.

La aplicación de la última ecuación permitió obtener el mapa de susceptibilidad a los deslizamientos traslacionales (Fig. 10.14).

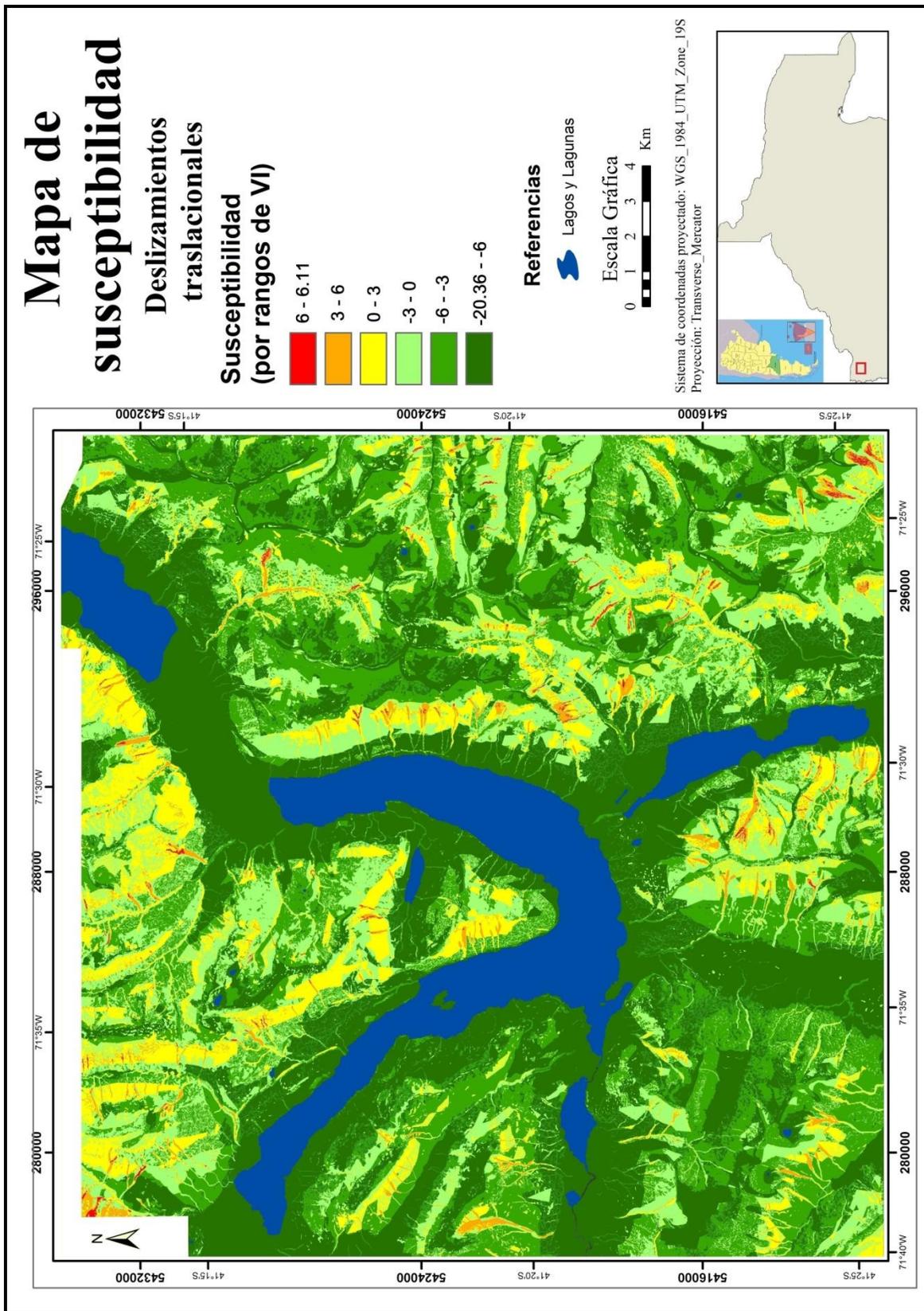


Figura 10.14. Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos traslacionales elaborado en base al método de VI.

El mapa fue clasificado en 6 categorías. En color verde se marcaron aquellos sitios con un VI por debajo de cero agrupados en 3 categorías (valores de VI entre 0 y -3, entre -3 y -6 y entre -6 y el menor valor obtenido de -20,36).

Para los valores positivos de VI se utilizaron, de menor a mayor y agrupados en tres categorías, los colores amarillo, naranja y rojo (valores de VI entre 0 y 3, entre 3 y 6 y entre 6 y el mayor valor obtenido de 6,11.).

El porcentaje de terreno que representa cada categoría se muestra en la figura 9.15.

Categoría	Porcentaje del área de estudio	Porcentaje de deslizamientos
6 - 6.11	0.21%	18.24%
3 - 6	1.80%	49.19%
0 - 3	10.76%	26.37%
-3 - 0	22.26%	4.03%
-6 - -3	29.61%	1.59%
-20.36 - -6	35.36%	0.58%

Figura 10.15. Porcentaje de terreno que representa cada categoría del mapa de susceptibilidad y porcentaje de deslizamientos existentes en cada categoría.

De este cuadro se deduce que del total del área de estudio solo un 12,77 % presenta algún tipo de susceptibilidad a los deslizamientos traslacionales y que la mayor cantidad de deslizamientos se da en las categorías comprendidas entre 3 y 6.11 (valores más altos de susceptibilidad positiva).

A partir de lo observado en la figura 10.15 se pueden identificar algunos sectores donde el desarrollo de este tipo de deslizamientos podría generar inconvenientes o daños a las personas y/o bienes e infraestructuras. Estas áreas de riesgo y peligro no solo incluyen el sitio puntual de un posible deslizamiento traslacional, sino también aquellos sectores que pudieran recibir los depósitos de deslizamientos ocurridos a mayores alturas en las laderas de los cerros circundantes.

Algunos de estos sitios son:

- Las inmediaciones del valle del arroyo Melgarejo donde existen varias viviendas localizadas en sus márgenes y también el cruce de la R.N. 40 cerca del sitio de desagüe del arroyo en el lago Gutiérrez (Fig. 10.16 A).
- La ladera oeste del cordón que une el cerro Capón con el cerro Latzina, también presenta diversos sectores que presentan susceptibilidad y cuyo peligro radica en que el material deslizado se encauce en un valle y produzca daños al momento de interceptar la R.N. 40. Casos históricos muestran algunos eventos ocurridos en el arroyo Escalera (Fig. 10.16 B).
- La ladera oriental del pico D'Agostini también presenta susceptibilidad. El sector evidencia deslizamientos ocurridos en el pasado reciente junto con caídas de rocas (Fig. 10.16 C).
- Otro importante sector es la ladera oriental del cerro Padre Laguna, donde a su vez, existe clara evidencia de deslizamientos en el pasado (Fig. 10.16 D).

Algunos sitios con escasa o nula presencia de pobladores o cercanos a senderos de montaña que presentan valores positivos de susceptibilidad son:

- El valle del arroyo Torrontegui (Fig. 10.16 E1) y del arroyo Casalata (este último es atravesado por un sendero que une el Refugio San Martín con el lago Mascardi) (Fig. 10.16 E2).
- Los valles de los arroyos Claro, Fresco y Clausen (Fig. 10.16 F1, F2 y F3 respectivamente). Cabe aclarar que en muchos de estos casos la susceptibilidad se presenta en la parte alta de la montaña por lo que es factible que el material deslizado no llegue al fondo del valle debido a la acción de la cubierta vegetal.

- Otro sitio a mencionar es la ladera SO del cerro Mora o Justo cuyo material, en caso de producirse un deslizamiento, podría ingresar al lago Mascardi (Fig. 10.16 G).

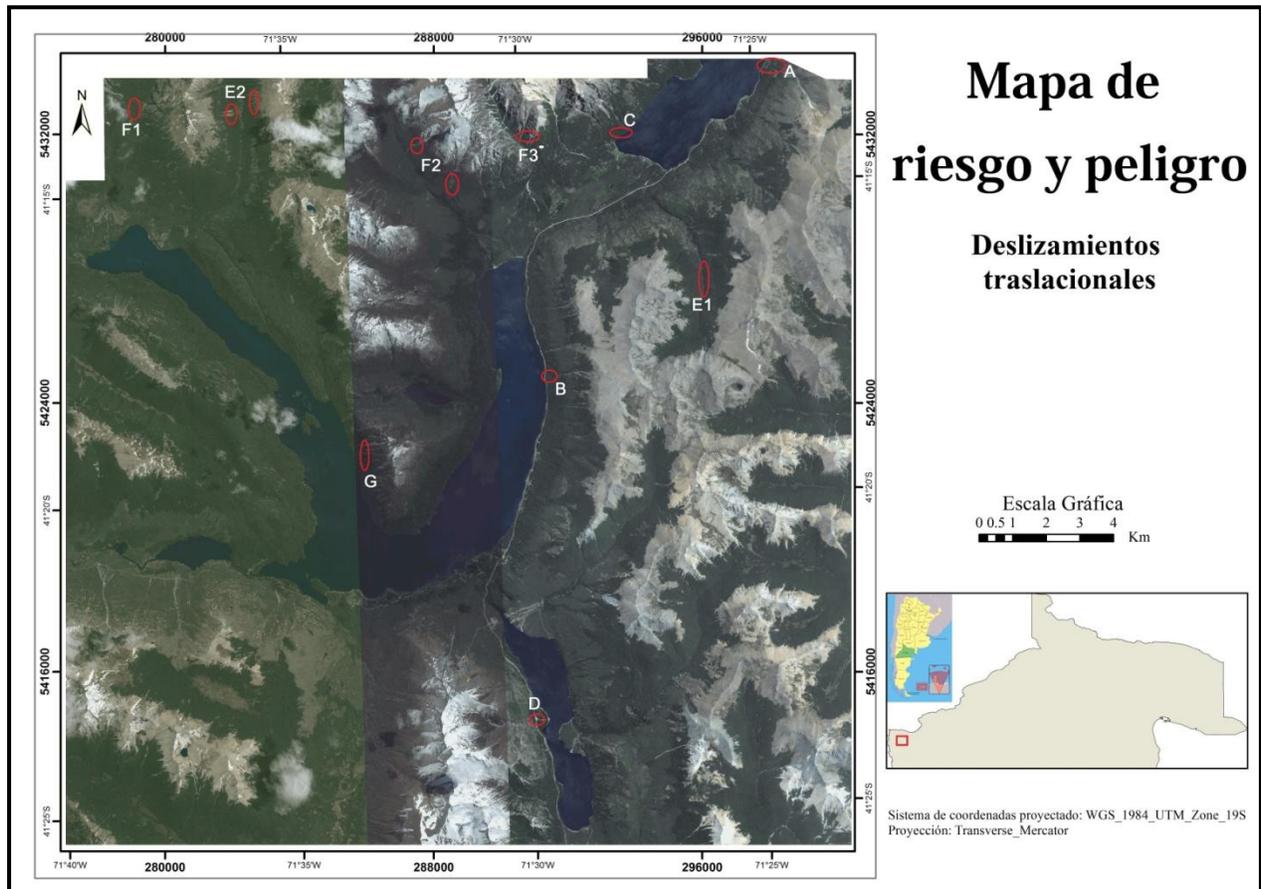


Figura 10.16. Algunos sitios que presentan riesgo o peligro a los deslizamientos traslacionales.

Deslizamientos de suelos y detritos

En la figura 10.17 se puede observar los resultados de la ecuación del cálculo del Valor Informativo. Las columnas S_i y N_i , como en el caso anterior, están expresadas en número de píxeles por lo que para obtener dicho valor en m^2 es necesario multiplicar el valor de la columna por 57,56 que es la valor en m^2 de cada pixel. Los valores de S y N son 1952 y 8339128 respectivamente.

Variable	Si (n° píxeles)	Ni (n° píxeles)	VI	Variable	Si (n° píxeles)	Ni (n° píxeles)	VI
Veget_3	543	104712	3.10	Veget_10	99	1898019	-1.50
Suel_2	1297	658414	2.16	Suel_8	98	2048822	-1.56
Veget_4	773	541236	1.81	Pend_2	173	4867966	-1.89
Pend_3	1729	1966655	1.32	Pend_1	33	1216905	-2.16
Veget_2	22	29107	1.17	Expo_6	21	886835	-2.29
Expo_2	458	942437	0.73	Litol_8	4	755990	-3.79
Litol_6	918	1961515	0.69	Expo_7	0	1216743	-4.05
Precip_6	455	1094719	0.60	Veget_12	0	782147	-4.05
Expo_3	466	1139212	0.56	Veget_1	0	56446	-4.05
Precip_4	529	1471979	0.45	Veget_8	0	42290	-4.05
Expo_9	292	839360	0.40	Veget_6	0	156013	-4.05
Precip_5	394	1165123	0.39	Veget_7	0	61796	-4.05
Litol_10	789	2312162	0.38	Litol_1	0	184009	-4.05
Expo_1	5	15246	0.34	Litol_2	0	173296	-4.05
Curv-1	667	2046142	0.33	Litol_3	0	126181	-4.05
Expo_4	347	1077185	0.32	Litol_9	0	797208	-4.05
Precip_3	475	1516756	0.32	Litol_4	0	11595	-4.05
Curv-3	502	2068322	0.04	Litol_11	0	4238	-4.05
Expo_8	281	1307462	-0.09	Litol_5	0	50271	-4.05
Curv-2	784	4224664	-0.23	Litol_7	0	78864	-4.05
Suel_4	324	1812161	-0.24	Suel_5	0	260474	-4.05
Veget_5	321	2138974	-0.44	Suel_3	0	375293	-4.05
Litol_12	244	1900647	-0.60	Suel_7	0	225648	-4.05
Expo_5	83	914648	-0.95	Suel_1	0	56154	-4.05
Veget_9	86	981320	-0.98	Precip_1	0	219723	-4.05
Veget_11	108	1547189	-1.21	Precip_2	4	1002155	-4.05
Suel_6	183	2902404	-1.29	Precip_8	0	551071	-4.05
Pend_4	18	287695	-1.32	Precip_9	0	352022	-4.05
Precip_7	45	779975	-1.37	Precip_10	0	185605	-4.05

Figura 10.17. Aplicación del método de VI para el modelado de la susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos de suelos y detritos.

Del análisis se desprende que las clases de las variables independientes con mayor relación espacial son los bosques de lengas y matorrales que sufrieron incendios forestales, así como los suelos que sufrieron incendios, las pendientes entre 30° y 45° y las laderas norte entre otros. El mapa de susceptibilidad a los deslizamientos de suelos y detritos se presenta en la Figura. 10.18.

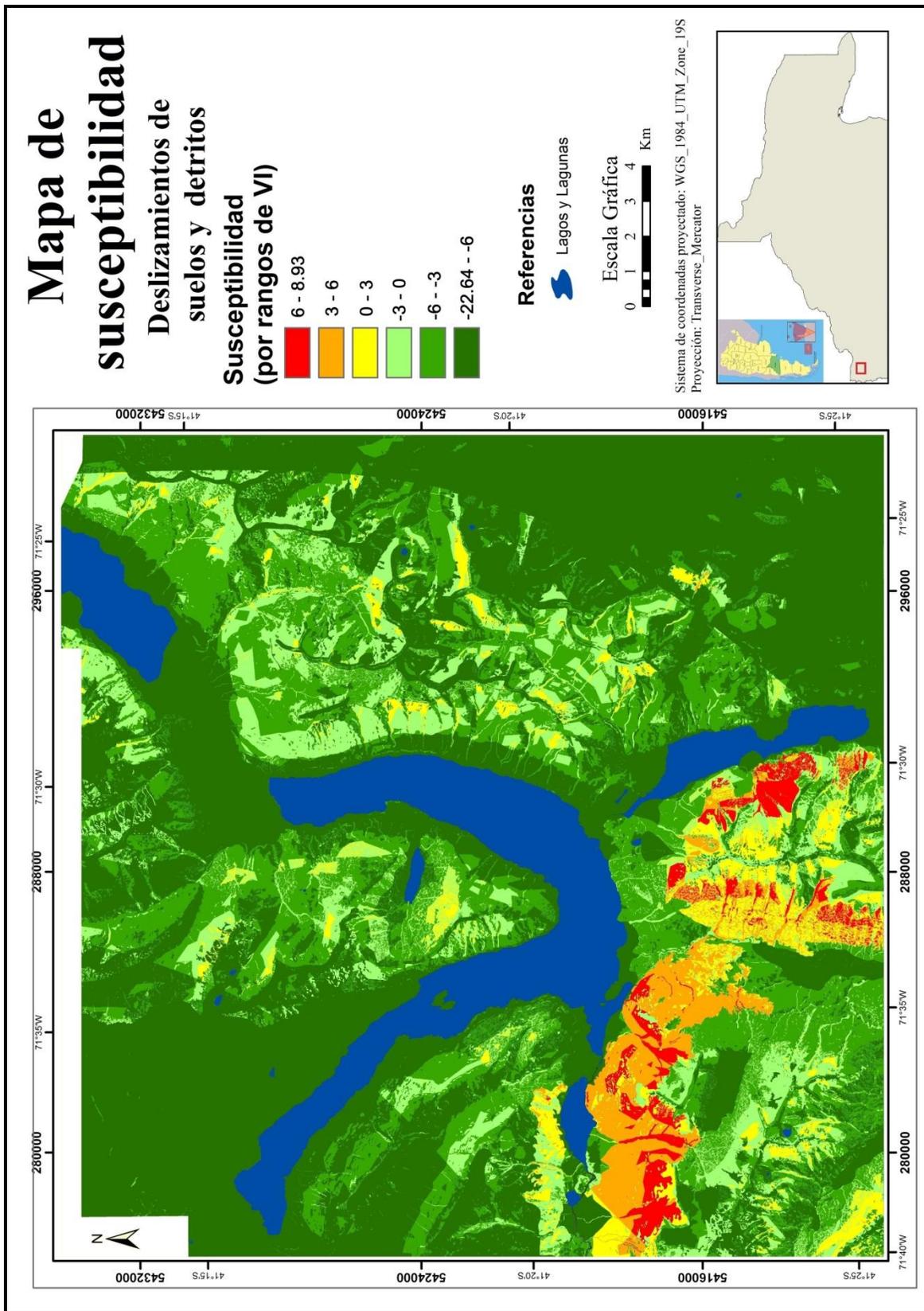


Figura 10.18. Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos de suelos y detritos elaborado en base al método de VI.

El mapa fue clasificado en 6 categorías. En color verde se marcaron aquellos lugares con un VI por debajo de cero agrupados en 3 categorías (valores de VI entre 0 y -3, entre -3 y -6 y entre -6 y el menor valor obtenido de -22,64).

Para los valores positivos de VI se utilizaron los colores amarillo, naranja y rojo de valores más bajos a valores más altos agrupados en 3 categorías (valores de VI entre 0 y 3, entre 3 y 6 y entre 6 y el mayor valor obtenido de 8,93.)

El porcentaje de terreno que representa cada categoría se muestra en la figura 9.19.

Categoría	Porcentaje del área de estudio	Porcentaje de deslizamientos
6 - 8.93	1.38%	41.59%
3 - 6	3.10%	25.50%
0 - 3	5.60%	19.29%
-3 - 0	13.37%	11.36%
-6 - -3	32.80%	2.10%
-22.64 - -6	43.75%	0.16%

Figura 10.19. Porcentaje de terreno que representa cada categoría del mapa de susceptibilidad y porcentaje de deslizamientos existentes en cada categoría.

De este cuadro se deduce que del total del área de estudio solo un 10,08 % presenta algún tipo de susceptibilidad a los deslizamientos de suelos y detritos y que la mayor cantidad de deslizamientos de suelos y detritos se presenta en las categorías con valores más altos de susceptibilidad.

A partir de lo observado en la figura 10.18 se pueden identificar algunos sectores donde el desarrollo de este tipo de deslizamientos podría generar inconvenientes o daños a las personas y/o bienes e infraestructuras. Estas áreas de riesgo incluyen principalmente aquellos sectores que pudieran recibir los depósitos de deslizamientos ocurridos a mayores alturas en las laderas de los cerros circundantes.

Estos sitios están ubicados principalmente en la R.N. 40 a la altura del lago Guillermo (Fig. 10.20 A) y en el camino a Los Rápidos y la cascada Los Alerces. Los sitios puntuales de peligro se encuentran en aquellos lugares donde los cauces de los arroyos cruzan las rutas y caminos como es el caso del arroyo Negro, el arroyo Blanco y el arroyo que desciende del cerro Falso Granítico (Fig. 10.20 B, C y D respectivamente), ya que estos deslizamientos suelen alcanzar los caminos bajo la forma de flujos de detritos.

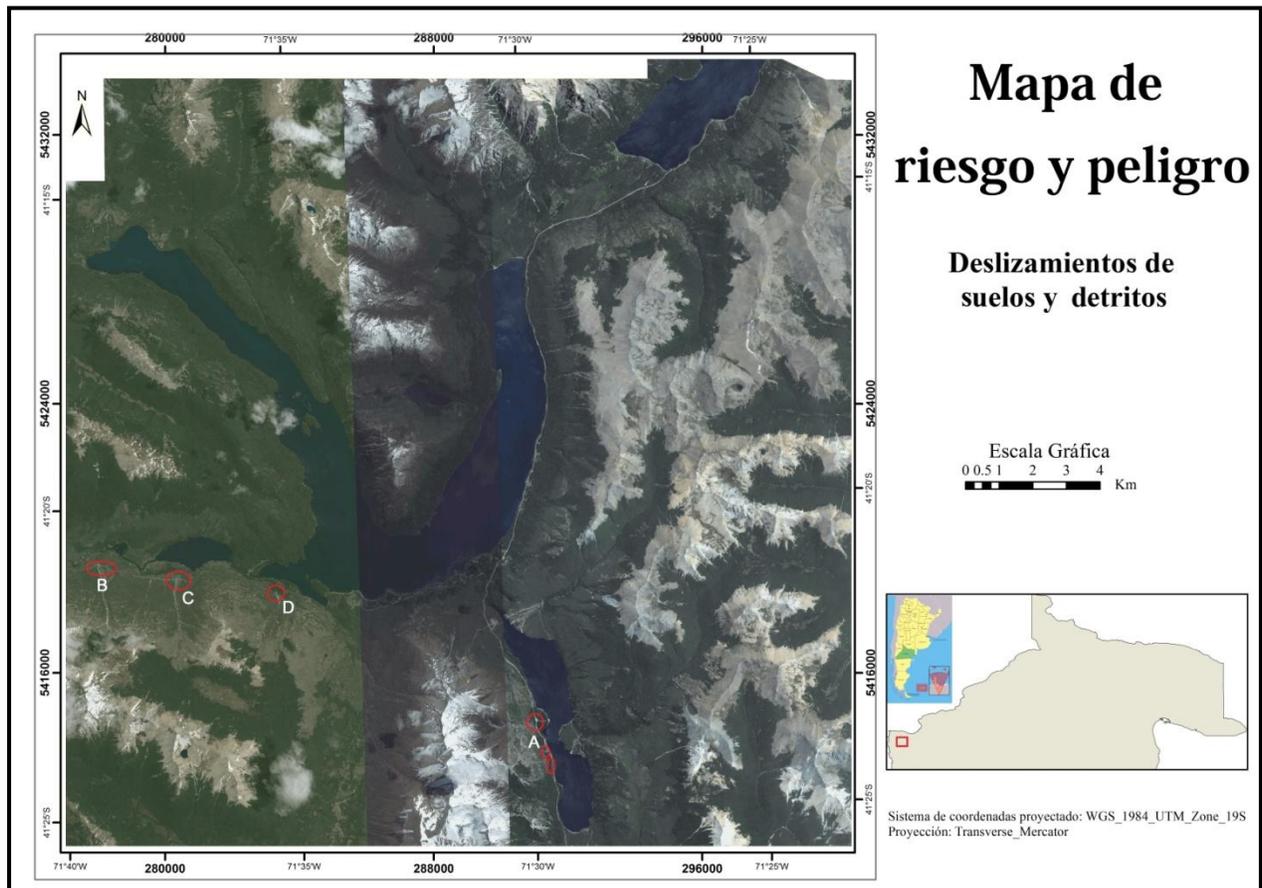


Figura 10.20. Algunos sitios que presentan riesgo o peligro a los deslizamientos de suelos y detritos.

Sin embargo, es importante mencionar que el modelo muestra como susceptible algunos sectores aledaños al camino a la cascada los Alerces que presentan escasa pendiente. Se considera que el modelo plantea este resultado debido a que el Valor Informativo que corresponde a la vegetación

y suelo que ha sufrido incendios forestales es muy alto, en relación a los valores negativos no tan bajos de las bajas pendientes. De esta manera, los resultados muestran zonas susceptibles que, *a priori*, no se consideran tales debido a la escasa pendiente en ese sector.

Es importante aclarar que según lo observado en los trabajos de campo, la gran mayoría de los deslizamientos traslacionales y los deslizamientos de suelos y detritos son de pequeño tamaño, de manera que el mapa de susceptibilidad debe ser interpretado como aquellos sectores con probabilidades de experimentar algún deslizamiento de pequeñas dimensiones.

Validación del modelado

Como se mencionó en el capítulo de metodología, es posible realizar una validación cuantitativa de los resultados. La validación tiene como objetivo evaluar la calidad del modelo, incluyendo la habilidad del modelo para predecir deslizamientos futuros (Guzzetti 2006). Esta se realiza mediante la comparación entre el mapa final de susceptibilidad de ocurrencia de un determinado tipo de movimiento en masa, con el mapa de ese tipo de movimiento en masa a partir del cual se elaboró el modelo. La transposición, en un gráfico de dispersión, de las frecuencias acumuladas del área total y del área del fenómeno en estudio, se convierte en la representación de una curva, la cual solo permite realizar un análisis visual del modelo. La forma de cuantificar este valor requiere el cálculo del área bajo la curva (AUC). Se considera que valores superiores al 70 %, demuestran que hay un buen ajuste del modelo a los datos (Van Den Eeckhaut *et al.* 2009).

Deslizamientos Traslacionales

En la figura 10.21 se muestra el gráfico de dispersión de las frecuencias acumuladas del área total y del área de deslizamientos traslacionales, lo que permite determinar que en el 10 % del área total, jerarquizada por los valores de probabilidad de VI (orden decreciente) están incluidos el 90,74 % de los deslizamientos traslacionales. A su vez, los valores superiores a 0 representan el 12,77 % del área total y dentro de este valor están incluidos el 93,80 de los deslizamientos traslacionales. Finalmente, cuando se considera el 50 % del área de estudio con los valores de probabilidad más elevados, el porcentaje de estos deslizamientos se eleva al 98,52 %. El cálculo del área bajo la curva, otorga un valor de porcentaje de predicción de 94,88% con valores de R^2 de 0,87. De esta forma se observa que el modelo posee una buena capacidad predictiva.

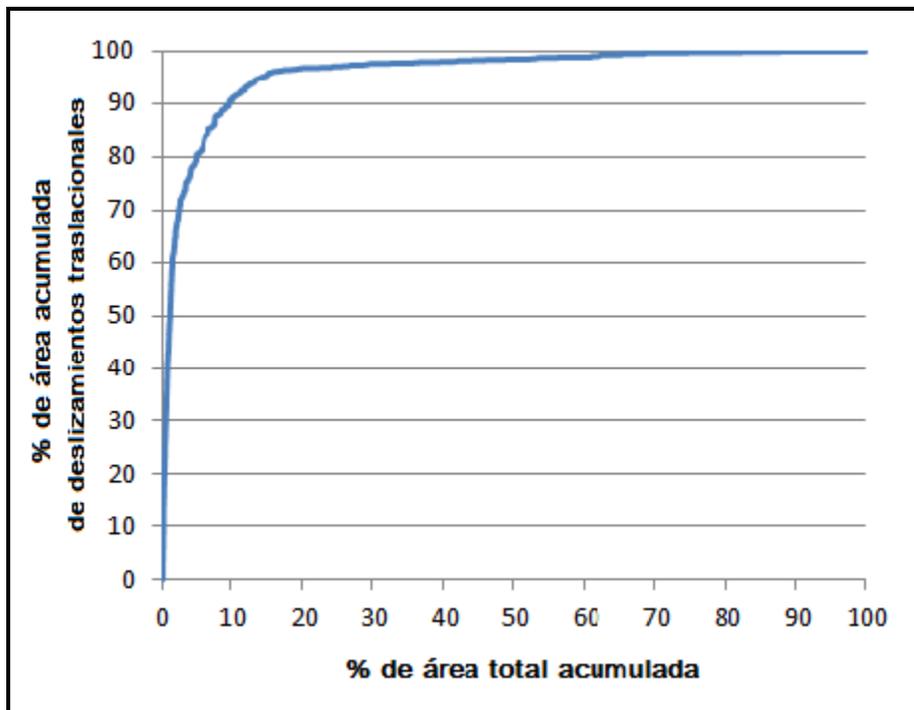


Figura 10.21. Curvas de predicción del modelado de susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos traslacionales.

Deslizamientos de suelos y detritos

En la figura 10.22 se muestra el gráfico de dispersión de las frecuencias acumuladas del área total y del área de deslizamientos de suelos y detritos, lo que permite determinar que en el 10 % del área total, jerarquizada por los valores de probabilidad de VI (orden decreciente) están incluidos el 86,38% de los deslizamientos de suelos y detritos. Por su parte cuando se considera el 50 % del área de estudio con los valores de probabilidad más elevados, el porcentaje de estos deslizamientos se eleva al 99,63%. El cálculo del área bajo la curva otorga un valor de porcentaje de predicción de 94,55% con valores de R^2 de 0,85. De esta forma, también se observa en este tipo de deslizamientos, que el modelo posee una buena capacidad predictiva.

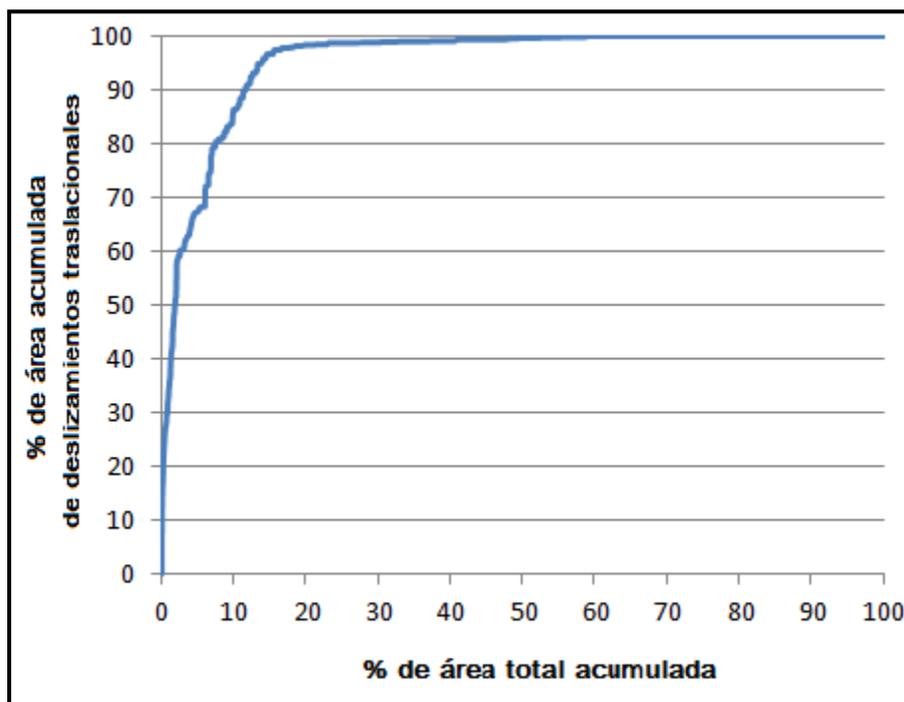


Figura 10.22. Curvas de predicción del modelado de susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos de suelos y detritos.

11. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El área ubicada en los alrededores de los lagos Mascardi y Guillermo, al sur de localidad de San Carlos de Bariloche en la jurisdicción del PNNH, presenta diversos sectores donde se ha observado la evidencia de numerosos movimientos en masa ocurridos en el pasado y en la actualidad, algunos de las cuales afectan sectores poblados, rutas, caminos y senderos de montaña.

La zonación de susceptibilidad de un área determinada, permite por un lado, reconocer aquellos sectores que presentan algún tipo de riesgo, y de este modo llevar a cabo las obras de mitigación correspondientes y, por otro lado, brinda una información útil para la planificación de obras futuras.

Dado que no existían estudios previos en el área de interés sobre esta temática, en este trabajo se realizó un análisis, a los fines de conocer cuáles son las características que influyen o condicionan el desarrollo de estos movimientos (deslizamientos traslacionales y deslizamientos de suelos y detritos), y de esta manera realizar un modelado que permita obtener un mapa de susceptibilidad de los mismos.

La utilización de fotografías aéreas y un DEM con una resolución espacial de 7.58 mpp permitió obtener características mucho más detalladas del terreno. Los trabajos realizados durante las diversas campañas, permitieron reconocer numerosos movimientos en masa que son muy difíciles de identificar a partir de las imágenes debido a la gran cobertura vegetal.

El método bivariado de Valor informativo VI (Yin y Yan 1988, Zézere 2002), que evalúa los controles de los factores condicionantes sobre la distribución de los movimientos de remoción en masa, permitió la generación de un mapa de susceptibilidad para los distintos movimientos. La

posterior validación del modelo arrojó buenos resultados, lo que indica que los resultados obtenidos son coherentes con las observaciones de campo y de gabinete y que por lo tanto, se ajustan a las condiciones imperantes actualmente.

Si bien la evaluación de susceptibilidad a movimientos en masa implica la extrapolación de datos locales a áreas más grandes, lo que conlleva un alto nivel de incertidumbre (Crozier 1995), la utilización de métodos estadísticos para el estudio de la interpretación de las relaciones existentes entre una variable dependiente y las variables predictivas han, permitido un rápido desarrollo en el modelado espacial aplicado al estudio de los movimientos en masa.

A partir de las observaciones de campo y del trabajo de gabinete, se pudo realizar un inventario de los deslizamientos traslacionales y de los deslizamientos de suelos y detritos. En cuanto a los deslizamientos traslacionales se identificaron un total de 490, mientras que para los deslizamientos de suelos y detritos, se contabilizaron 184. Sin embargo es importante aclarar que si bien el número de deslizamientos es muy alto, la gran mayoría presenta un tamaño pequeño por lo que representan un área muy reducida en relación con el área total de estudio.

A partir del modelo realizado se puede concluir:

(i) Para el caso de los deslizamientos traslacionales, los factores que mayor incidencia tienen (valores positivos de VI) en este tipo de deslizamientos son las rocas del Complejo volcánico sedimentario, pendientes entre 30° y 45°, bosques de lenga achaparrada, pendientes mayores a 45°, afloramientos rocosos, suelos Andisoles (Udands), curvaturas cóncavas, exposiciones Sureste y Oeste. A estos se suman las rocas pertenecientes al Batolito Patagónico Subcordillerano, exposiciones Sur, bosques de lenga, las rocas correspondientes a Anfibolitas de grano grueso, bosque de lenga achaparrada quemado, exposiciones Noroeste, bosque de lenga

quemado, exposiciones Suroeste, las rocas de la Formación Ventana y aquellas correspondientes a la unidad litológica Gneises, anfibolitas e intrusivos y a la unidad Esquistos, gneises y anfibolitas.

(ii) Para el caso de los deslizamientos de suelos y detritos los factores que mayor incidencia tienen (valores positivos de VI) en este tipo de deslizamientos son el bosque de lenga quemado, suelos post incendios, matorral quemado, pendientes entre 30° y 45°, bosque de lenga achaparrada quemado, laderas Norte, Batolito Patagónico Cordillerano, precipitaciones entre 1500 y 1600 mm, exposiciones Noreste, precipitaciones entre 1300 y 1400 mm, exposiciones Noroeste, precipitaciones entre 1400 y 1500 mm, Anfibolitas de grano grueso, exposiciones Planas, curvaturas cóncavas, exposiciones Este, precipitaciones entre 1200 y 1300 mm, curvaturas convexas y exposiciones Este.

Si bien en los sectores con mayores precipitaciones, el contenido de agua en el suelo es mayor, no se observó una predominancia de deslizamientos en zonas con mayores precipitaciones anuales. Para el caso de los deslizamientos de suelos y detritos, la mayor cantidad se presenta en zonas de precipitaciones intermedias, lo que está vinculado con la influencia de la precipitación en los incendios forestales, como ya fue demostrado por Mermoz *et al.* (2005). Por lo tanto, las precipitaciones tienen una mayor importancia como factor desencadenante, que como factor condicionante de los procesos de remoción en masa.

En cuanto a la vegetación, se ha determinado que ejerce un efecto positivo en la estabilidad de laderas. Esto se comprueba en función del bajo porcentaje de deslizamientos teniendo en cuenta el área total de la zona de estudio. Por su parte, para el caso de los deslizamientos de suelos y detritos se pudo demostrar que existe una clara relación entre los incendios forestales y este tipo

de deslizamiento, lo que evidencia el factor positivo de la influencia de la vegetación en la fijación del terreno.

Si bien la estructura geológica no fue contemplada en el modelado, se puede mencionar a partir de la comparación de los mapas inventario de los movimientos en masa analizados, con el mapa estructural, que dichos movimientos no muestran ninguna relación con las principales fallas mapeadas. Si bien para el caso de los deslizamientos traslacionales se puede señalar que algunos deslizamientos particularmente grandes están próximos a una falla, como es el caso de los deslizamientos que se encuentran en el cerro Latzina y el cerro Huinca, que se ubican en cercanías al corrimiento López, es importante aclarar que la proximidad de estos deslizamientos con el corrimiento López no implica actividad sísmica de la falla como desencadenante de los deslizamientos.

En líneas generales se puede decir que la estructura no es un condicionante directo de los movimientos en masa analizados, sino que las fallas crearon relieves, laderas con determinada orientación, etc., que son las que finalmente condicionan los deslizamientos.

A partir de los mapas de susceptibilidad obtenidos se puede concluir que:

(i) En el caso de los deslizamientos traslacionales, solo un 12,77 % del total del área de estudio presenta algún tipo de susceptibilidad y la mayor cantidad de deslizamientos se presenta en las categorías intermedias a altas (con VI entre 3 y 6.11). Los sectores más comprometidos como sitios de riesgo están ubicados sobre la R.N. 40 en las inmediaciones de los lagos Guillermo y Mascardi, sobre todo en aquellos sectores donde un curso fluvial intercepta la ruta, ya que en otras partes de este sector, los deslizamientos pueden ser contenidos por el bosque. Existen otros sitios que presentan susceptibilidad y se encuentran en cercanías de senderos de montaña como es

el caso del valle del arroyo Torrontegui, la costa suroeste del lago Gutiérrez y algunos sitios en el valle del arroyo Casalata.

(ii) Con respecto a los deslizamientos de suelos y detritos, solo un 10,08 % del total del área de estudio presenta algún tipo de susceptibilidad y la mayor cantidad de estos se presenta en las categorías con valores más altos de susceptibilidad (con VI entre 6 y 8.93). Estos sitios se presentan principalmente en lugares donde hubo incendios forestales en las últimas décadas. Aquellos sectores que presentan mayor riesgo están ubicados el camino a Los Rápidos y cascada Los Alerces, sobre todo en aquellos sectores donde un curso fluvial intercepta la ruta. Otros sitios con valores de susceptibilidad positivos que pueden generar algún tipo de riesgo están ubicados en los valles de los arroyos Melgarejo, Escalera y en algunos sectores del arroyo Guillermo. Sin embargo, es importante mencionar que el modelo muestra algunos sectores ubicados en las cercanías al camino a la cascada los Alerces que presentan susceptibilidad a este tipo de movimientos, pero que *a priori*, no se consideran tal debido a la escasa pendiente en ese sector, lo que podría deberse a los altos VI de la vegetación y suelos que sufrieron incendios, en relación los con los valores negativos (no tan bajos) de las bajas pendientes.

Es importante volver a señalar que de acuerdo a las observaciones de campo, la gran mayoría de los deslizamientos traslacionales y los deslizamientos de suelos y detritos son de pequeño tamaño, de manera que el mapa de susceptibilidad debe ser interpretado como un indicio de los sectores con probabilidades de experimentar algún deslizamiento de pequeñas dimensiones.

En cuanto a las obras de mitigación es importante señalar que actualmente se están realizando algunas sobre la R.N. 40 en la zona de los lagos Gutiérrez y Mascardi, en aquellos sitios de

deslizamientos producidos en los cortes de camino, pero no para los deslizamientos originados en los sectores más altos de la montaña

Es importante señalar que, en ocasiones, algunas de las obras de mitigación que se realizan en otros países, incluyen el uso de las plantas, empleando árboles y arbustos para mitigar estos procesos, acompañados de una planificación a nivel de paisaje, del uso de la tierra, las buenas prácticas de manejo del suelo en el pastoreo y la construcción segura de rutas con la participación de las comunidades locales.

Sin embargo, en algunos parques nacionales, la recuperación normalmente no se considera, debido a que los deslizamientos de tierra proporcionan áreas para el desarrollo de los hábitats de sucesión temprana, que pueden mejorar la biodiversidad y aumentar la riqueza de hábitat.

Para el caso de los deslizamientos de suelos y detritos, la zona que sufrió incendios forestales se encuentra actualmente en un proceso natural de matorralización, con lo cual es de esperar que la nueva vegetación, no solo vuelva a estabilizar las laderas sino que además se produzca un mejoramiento en la calidad y la función que el suelo cumple en la retención del agua. En función de esto, se plantea que la susceptibilidad de estos sectores disminuirá con el correr de los años.

Si los deslizamientos son causados por las actividades humanas, tales como la construcción de rutas, deberían contemplarse acciones como la plantación de árboles, actividad que por lo general requerirá de la preparación del sitio, incluyendo terrazas o la excavación de zanjas de contorno. La construcción de diques de contención de piedra es eficaz en la reducción de la escorrentía superficial y la erosión del suelo, en comparación con la sola plantación de árboles (Forbes y Broadhead 2011).

A pesar de las obras que se realizan, es necesario efectuar obras en aquellos sectores donde el material deslizado proviene de los sectores altos de la montaña y que alcanza las rutas o caminos, a los efectos de minimizar los daños que pudiesen ocasionar. Los principales sitios a tener en cuenta en este aspecto, son los arroyos que descienden de las laderas de los cerros Padre Laguna Granítico y Falso Granítico, el arroyo Escalera y el Melgarejo. Este último con la particularidad de que tiene algunas viviendas ubicadas cerca del arroyo.

En relación a futuros estudios sería importante realizar trabajos localizados y con mayor detalle en aquellos sitios donde los deslizamientos puedan ocasionar daños pendiente abajo de la zona de arranque, principalmente en la zona del cerro Padre Laguna, en la cabecera y el valle del arroyo Melgarejo, en la ladera oriental del pico D'Agostini y en la ladera oeste del cordón que une el cerro Capón con el cerro Latzina. Con respecto a los deslizamientos de suelos y detritos sería importante observar el efecto de matorralización sobre la estabilidad del suelo en los sectores que sufrieron incendios forestales en la zona de los cerros Granítico y Falso Granítico. Además, es importante mantener al día el inventario de estos movimientos identificando aquellos sitios donde se produzcan movimientos nuevos y poder incorporar nuevos datos al modelo.

Los fenómenos derivados de inestabilidad de laderas tienen una fuerte incidencia social y económica. La incorporación, a partir de este trabajo, de metodologías de mapeo de susceptibilidad de deslizamientos han resultado útiles en el análisis regional de este tipo de amenaza. A futuro debería promoverse el estudio de detalle en sitios específicos, lo que permitirá un mejoramiento del modelo a partir de la realización de los ajustes necesarios y por su parte, fomentará la incorporación de esta problemática como un tema importante en el ámbito científico y social.

A modo de conclusión sobre este trabajo se puede mencionar que:

- Se confeccionaron una serie de mapas temáticos con aquellos factores que pueden actuar como condicionantes de movimientos en masa. Estos factores incluyen: Geología/Litología, Pendiente, Exposición de laderas, Curvatura total, Vegetación, Suelos y Precipitaciones.
- Los trabajos de campo y de gabinete permitieron confeccionar un mapa inventario de algunos movimientos en masa, del tipo de los deslizamientos traslacionales y deslizamientos de suelos y detritos.
- La aplicación del método bivariado de Valor Informativo (Yin y Yan 1988, Zézere 2002) permite reconocer las clases de los factores condicionantes más influyente en los movimientos en masa analizados y permitió la elaboración de un mapa de susceptibilidad a dichos movimientos.
- La validación del modelo mediante el cruce entre el mapa final de susceptibilidad de ocurrencia de un determinado tipo de movimiento en masa, con el mapa del tipo de movimiento en masa a partir del cual se elaboró el modelo, es indicativo de su buena capacidad predictiva.
- La identificación de los diferentes sectores con susceptibilidad, posibilitó la identificación de diferentes zonas de riesgo.
- A partir de este trabajo de carácter regional, se identificaron distintos sitios que presentan susceptibilidad, en los cuales sería importante realizar trabajos de mayor detalle para conocer todos los factores que inciden en estos movimientos.

12. AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional de Río Negro, por brindarme una excelente educación **pública** y **gratuita**.

A la Asociación Geológica Argentina por otorgarme una de las Becas AGA para la realización del trabajo final de grado con la cual pude cubrir gran parte de los gastos que requirió este trabajo.

A Alberto Caselli por aceptar dirigir este trabajo y brindarme las herramientas necesarias para realizarlo.

A mi familia por apoyarme en los proyectos que me propongo.

A mis compañeros de facultad que me acompañaron durante toda la carrera y enriquecieron mi aprendizaje.

A Raúl Giacosa por toda la ayuda que me brindó y las gestiones que realizó con respecto a las fotografías aéreas.

También un agradecimiento especial a Florencia Bechis por los consejos y la ayuda otorgada.

A Víctor García por la ayuda en la confección del DEM.

A todos los que, con muy buena predisposición, me brindaron información y/o material muy útil para la realización del presente trabajo, en especial para Diego Silva Nieto (SEGEMAR), Alicia Bonvecchi (SEGEMAR), Santiago González (UNRN), Leonardo Escosteguy (UBA), Claudia Garelik, Fernando Archuby (UNRN), Eduardo Mariño (UNRN), Emilio Bianchi, Alejandro Casteller, Thomas Kitzberger (UNC), Maria Julia Mazzarino (UNC) y Juliana Nielsen (PNNH) y al equipo de guardaparques del área de Guillermo y Mascardi.

A todos aquellos que de alguna manera colaboraron para la realización de este trabajo, en particular a Agustín Roberts, Manuel Méndez y Walter Dal Farra.

A Ramón del camping Playa Huinca y la gente del Camping Los Rápidos.

13. BIBLIOGRAFÍA

- Abascal, L.d.V. y González Bonorino, G. 2015. Sedimentación coluvial e inestabilidad de laderas en los andes de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(4): 470–481.
- Abe, K. y Ziemer, R.R., 1991. Effect of tree roots on a shear zone: modeling reinforced shear stress. *Canadian Journal of Forest Research*, 21, 1012-1019.
- Asté, J.-P. 1991. Landslide Hazard Analysis – Landslide Risk Mapping. En Almeida-Teixeira, M.E., Fantechi, R., Oliveira, R., y Gomes Coelho, A. (Eds.) *Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements*, Commis. European Communities, 165–170, Brussels
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. y Cingolani, C.A. 2002. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche Region, Rio Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 15-18, Buenos Aires.
- Beigt, D., Villarosa, G. y Gómez, E.A. 2010. Mass-wasting events and related morphology along a coastal portion of Nahuel Huapi lake bed (Patagonia). En 18th International Sedimentological Congress, Abstracts Volume, IAS, p. 166, Mendoza.
- Beigt, D., Villarosa, G. y Gómez, E.A. 2012. Deslizamientos subacuáticos en sistemas deltaicos del lago Nahuel Huapi: resultados preliminares de una evaluación de peligrosidad para la localidad de Villa La Angostura (Neuquén). 2° Jornadas Nacionales de Investigación y Docencia en Geografía Argentina y 8as Jornadas de Investigación y Extensión del Centro de Investigaciones Geográficas, Centro de Investigaciones Geográficas y Universidad Nacional del Centro. p. 1-7, Tandil

- Beigt, D., Villarosa, G. y Gómez, E.A. 2014. Análisis de deslizamientos subacuáticos en deltas lacustres (lago Nahuel Huapi, Argentina) a partir de batimetrías de alta resolución. Cuadernos de Investigación Geográfica. Vol. 40 Issue 1, p. 247-259.
- Beigt, D., Villarosa, G., Gómez, E.A. y Manzoni, C. 2016. Subaqueous landslides at the distal basin of Lago Nahuel Huapi (Argentina): Towards a tsunami hazard evaluation in Northern Patagonian lakes. *Geomorphology*. Vol. 268. p. 197–206.
- Bianchi, E., Villalba, R. y Viale, M. 2016. New precipitation and temperature grids for northern Patagonia: Advances in relation to global climate grids. *J. Meteor. Res.*, 30(1): 038–052, doi: 10.1007/s13351-015-5058-y.
- Bromhead, E.N. 1986. *The Stability of Slope*. 2° edition. Surrey University Press, 416 p., Canada.
- Caine, N. 1980. The rainfall intensity duration control of shallow landslide and debris flow. *Geografiska Annaler* 62: 23-27.
- Caldenius, C. 1932. *Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego: Una Investigación Regional, Estratigráfica y Geocronológica*. Publicación de la Dirección General de Minas y Geología, 95 p., Buenos Aires.
- Canelli, L., Ferrero, A.M., Migliazza, M. y Segalini, A. 2012. Debris flow risk mitigation by the means of rigid and flexible barriers — experimental tests and impact analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12: 1693–1699.
- Carrara, A., Guzzetti, F., Cardinali, M. y Reichenbach, P. 1998. Current limitations in modeling landslide hazard. En Buccianti, A., Nardi, G., y Potenza, R. (Eds.), *Proceedings of IAMG'98*. 195–203.

- Casteller, A., Stoffel, M., Crespo, S., Villalba R., Corona C. y Bianchi, E. 2015. Dendrogeomorphic reconstruction of flash floods in the Patagonian Andes. *Geomorphology* 228: 116-123.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M. y Liu., D. –Y. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 1-23.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L. 1989. Cuenca de Ñirihuau. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*: 6: 299-318, Tucumán.
- Corominas, J. 1996. Debris slide. En Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. y Ibsen, M.L. (eds). *Landslide Recongnition, Identification, Movement and Causes*, Wiley: 1-12, Chichester
- Crozier, M.J. 1995. Landslide hazard assessment, theme report. En *Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium.on Landslides*. Bell (ed.). Balkema, Rotterdam, 1843-1848.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J., 1996. *Landslide Types and Processes*, Special Report, ransportation Research Board, National Academy of Sciences 247: 36-75.
- Dalla Salda, L., Leguizamón, M., Mazzoni, M., Merodio, J., Rapela, C. y Spalletti, L. 1981. Características del volcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 20' S. 8° Congreso Geológico Argentino Actas 3: 629-657, Buenos Aires.

- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. 1991. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Marcardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (3-4): 263-276, Buenos Aires.
- Del Valle, R.A., Tatur, A., Amos, A.J., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Lirio, J.M., Martínez Macchiavello, J.C., Massaferro, J., Nuñez, H., Rinaldi, C.A., Vallverdú, R., Vigna, S., Vobis, G., y Whatley, R.C. 1993. Elpalaufquen, un paleolago de la Patagonia septentrional Andina durante el Pleistoceno Tardío [Elpalaufquen, a northern Patagonian lake during the Late Pleistocene]. 1a. Reunión del Grupo Argentino GOSPAL, IGCP Project 324, Comunicaciones: 12-15, San Juan.
- Del Valle, R., Tatur, A. y Rinaldi, C.A. 2007. Cambios en lagos y circulación fluvial vinculados al calentamiento climático del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano en Patagonia e isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (4): 618-626.
- Dessanti, R. 1972. Andes patagónicos septentrionales. En Turner, J.C.M. (ed) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 655-688, Córdoba
- Dietrich, W.E., Reiss, R., Hsu, M-L., Montgomery, D.R. 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes* 9: 383-400.
- Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M. L. 1996. Introducción. En Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L. e Ibsen, M.L. (eds). *Landslide Recongnition. Identification, Movement and Causes*. Wiley: 1-12, Chichester
- Ferreira, M., Clayton, S., Escurra, C. 1998. La Flora Altoandina de los Sectores Este y Oeste del Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. *Darwiniana* 36 (1-4): 65-79.

- Ferreira, M., Ecurra, C., Clayton, S. 2005. Flores de Alta Montaña de los Andes Patagónicos, LOLA, 238 p., Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1947. Hoja 40b, San Carlos de Bariloche, Territorio Nacional de Río Negro. Mapa a escala 1:200.000. Dirección General de Minas y Geología, Buenos Aires.
- Flint, R. y Fidalgo, F. 1963. Geología Glacial de la Zona de Borde entre los Paralelos 39°10' y 41°20' de Latitud Sur en la Cordillera de los Andes. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 93 p., Buenos Aires.
- Flint, R. y Fidalgo, F. 1968. Drift Glacial al Este de los Andes, entre Bariloche y Esquel. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 119 p., Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Rabassa, J. 1984. Los depósitos cuaternarios. En Ramos V.A. (ed) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino 1(11): 301-316, San Carlos de Bariloche
- Forbes, K. y Broadhead, J. 2011. Forests and landslides: The Role of Trees and Forests in the Prevention of Landslides and Rehabilitation of Landslide-Affected Areas in Asia. Food and Agriculture Organization of the United Nations, 61 p., Bangkok.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Structures and metamorphism of Gondwana basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentina Andes). International Journal of Earth Sciences 98: 1599-1608.
- Gerding, V. y Thiers, O. 2002. Caracterización de suelos bajo bosques de *Nothofagus betuloides* (Mirb) Blume, en Tierra del Fuego, Chile. Revista Chilena de Historia Natural 75: 819-833.
- Giacosa, R. y Heredia N. C. 2001. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N°279.

- Giacosa, R.E. y Heredia, N.C. 2004. Structure of North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Science* 18: 61-72.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación N° HGS-07, San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F. 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(3): 184- 202.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(3): 175-210.
- González Díaz, E.F. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. En Leanza, A. (ed) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1099-1147, Córdoba.
- González Díaz, E.F. 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° 00' y 42° 00' sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Geológica Lilloana*, Actas 16(1): 5-22, Tucumán
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E. 1984. Geomorfología. En Ramos, V.A. (ed). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino* 1(13): 347-364, San Carlos de Bariloche.
- Gowda, J.H., Cavallero, L., Blackhall, M., Quiroga, S., Mermoz, M., Kitzberger T. Ladio, A. y Rapoport, E. 2012. Impacto antropogénico en el Parque Nacional Nahuel Huapi. Informe 3.
- Gowda, J. H. y Kitzberger, T. 2013. Procesos y/o disturbios naturales del Parque Nacional Nahuel Huapi. Informe para la Delegación Regional Patagonia Norte.

- Goyanes, G.A. 2014. Control climático e interacciones permafrost-volcanismo, Isla Decepción, Antártida. Tesis doctoral, Universidad Nacional (inédita), 270 p., Buenos Aires.
- Greco, R. 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Gutiérrez Elorza, M. 2008. Geomorfología. Pearson Prentice Hall, 916 p., Madrid.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M. y Ardizzone, F. 2006. Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81: 166-184.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M. y Hutchinson, J.N. 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* 7: 221-238.
- Hutchinson, J.N. 1988. Morphological geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hidrology. En Bonnard, C. (ed.) *Landslides, Proceedings of 5th International Symposium on landslide 1*: 3-35, Rotterdam.
- Iriondo, M.H. 1973. Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del río Manso superior, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(1): 61-69, Buenos Aires.
- Iriondo, M.H. 1974. Modelo de sedimentación en el lago Mascardi, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(3): 349-358, Buenos Aires.
- Iriondo, M.H., Orellana J.A. y Neiff, J.J. 1974. Sobre el concepto de mallín cordillerano. *Revista Asociación de Ciencias Naturales del Litoral* 5: 45-52.
- Jiménez Perálvarez, J.D. 2005. Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un SIG en la cuenca vertiente al Embalse de Rules, Granada. Memoria de Doctorado (inédita). 106 p., Universidad de Granada.

- Jordan, T.E., Isacks, B., Almendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America, Boletín 94(3): 341-361.
- Kitzberger, T. 1994. Fire regime variation along a northern Patagonian forest-steppe ecotone: stand and landscape response. PhD Thesis. Dept of Geography. University of Colorado, (inérita). 204 p., Boulder.
- Kitzberger, T., Veblen, T.T. y Villalba, R. 1997. Climatic influences on fire regimes along a rainforest-to-xeric woodland gradient in northern Patagonia, Argentina. Journal of Biogeography 23: 35-47.
- Kitzberger, T. y Veblen, T.T. 1999. Fire-induced changes in northern Patagonian landscapes. Landscape Ecology 14: 1-15.
- Kitzberger, T., Swetnam, T.W. y Veblen, T.T. 2001. Inter-hemispheric synchrony of forest fires and the El Niño-Southern Oscillation. Global Ecology and Biogeography 10: 315-326.
- Kitzberger, T. y Veblen, T.T. 2003. Influences of climate on fire in northern Patagonia, Argentina. En T.T. Veblen, W. Baker, G. Montenegro T.W y Swetnam,. (eds.) Fire and Climatic Changes in Temperate Ecosystems of the Western Americas. Springer-Verlag: 296-321, New York.
- Kitzberger, T, Raffaele, E., Heinemann K. y Mazzarino, M.M. 2005. Effects of fire severity in a north Patagonian subalpine forest. Journal of Vegetation Science 16: 5-12.
- Linares, E., Cagnoni, E.M., Do Campo, M. y Osters, H.A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences 1(1): 53-61.

- Lirio, J.M. 2011. Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires (inérita), 175 p., Buenos Aires.
- Ljungner, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Boletín Geological Institut Uppsala 23: 203-242.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A. y Massonnec, H.J. 2011. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review* 1–19.
- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Ripalta, A., y Rabassa, J. 2010. Little Ice Age fluctuations of Glaciar Río Manso in the north Patagonian Andes of Argentina. *Quaternary Research* 73(1): 96-106.
- McQueen, D.R. 1976. The ecology of *Nothofagus* and associated vegetation in South America. *Tuatara* 22: 38-68.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6(2): 125-166.
- Mermoz, M., Kitzberger, T. y Veblen, T.T. 2005. Landscape influences on occurrence and spread of wildfires in Patagonian forests and shrublands. *Ecology* 86: 2705–2715.
- Muñoz, E. y Garay, A.F. 1985. Caracterización climática de la provincia de Río Negro. INTA. EERA Bariloche (ed.) Comunicación Técnica 20, San Carlos de Bariloche.
- Parica, C.A. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 201-205.
- Pereyra F., Elissondo M., López C., Dzendoletas A., Roverano D. y Wilson C. 2009. Carta de Peligrosidad Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche. Servicio Geológico Minero

- Argentino. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada. Boletín N° 390.
- Premoli, A.C., Aizen, M.A., Kitzberger, T. y Raffaele, E. 2006. Situación ambiental de los Bosques Andino-Patagónicos. Pp 281-291, En Fundación Vida Silvestre Argentina (ed) La Situación Ambiental Argentina, ISBN: 950-9427-14-4, Buenos Aires.
- Rabassa, J. 1978a. Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso superior, Río Negro, República Argentina. Primera parte: Análisis de Horton. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(2): 139-157.
- Rabassa, J. 1979b. Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso superior, Río Negro, República Argentina. Parte II: Análisis Hipsométrico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(2): 141-150.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Shlieder, G., Clinch, J.M., Stephens, G., y Zitler, P., 1987. Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, valle del río Malleo, Neuquén, República Argentina 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 261-263, San Miguel de Tucumán.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science* 11: 151-204.
- Ramos, V.A., 1999a. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos R. (ed.) *Geología Argentina Anales* 29(3): 41-96, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M. y Herve, F. 2005 Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the early Jurassic subcordilleran belt of northwestern Patagonia. En Vaughan, A. P. M., Leat, P. T., Pankhurst, R. J., (eds.) *Terrane processes at the margins of Gondwana* 217-239, London.
- Rickli, C., Graf, F. 2009. Effects of forests on shallow landslides – case studies in Switzerland. *Snow Landscape Research* 82(1): 33-44.

- Rodríguez, D., Sourrouille, A., Gallopín, G.C. y Montaña, C. 1978. Estudio ecológico integrado de la cuenca del río Manso Superior (Río Negro, Argentina). II. Tipos de vegetación. *Anales de Parques Nacionales (Argentina)* 14:231-248.
- Rutherford S. y D'Hondt S. 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles, *Nature* 408: 72-75
- Sadiki, A., Faleh, A. y Mesrar H. 2011. Landslide susceptibility modelling using GIS and statical method in the Oued Larbaa basin (Eastern Rif, Morocco). *Colloque International Journées des Géosciences de l'Environnement 2(S1)*: 526-531.
- Sæmundsson, P., Armelle Decaulne, A. y Jónsson, P. 2008. Sediment transport associated with snow avalanche activity and its implication for natural hazard management in Iceland. *International Symposium on Mitigative Measures against Snow Avalanches, Egilsstaðir*, 11(14): 137-142, Iceland.
- Seibert, P. 1982. Carta de vegetación de la región de El Bolsón, Río Negro y su aplicación a la planificación del uso de la tierra. *Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura* 1, 120 p., Buenos Aires.
- Smith, K. y Ward, R. 1998. *Floods: Physical Processes and human impacts*. John Wiley y Sons, Ltd. 394 p., UK.
- Soeters, R. y Van Westen, C.J. 1996. Slope Instability Recognition, Analysis and Zonation. En Turner, A. K. y Schuster, R. L. (eds.) *Landslides. Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board, Special Report 247 National Academy Press 129-177. Washington D.C.
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy: a Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. 2nd edition. USDA-Natural Resources Conservation Service, US Government Printing Office, 886 p., Washington, DC, USA.

- Steinacher, R. Medicus, G., Fellin, W. y Zangerl, C. 2009. The Influence of Deforestation on Slope (In-) Stability. *Austrian Journal of Earth Sciences* 102(2): 90-99.
- Stoffel, M., Casteller, A., Villalba, R. y Luckman, B.H. 2011. Spatio-temporal analysis of erosion and deposition in an ephemeral debris-flow torrent in the Patagonian Andes. XVIII INQUA-Congress 279-280. Berna, Suiza.
- Süzen, M.L. y Doyuran, V. 2004. Data Driven Bivariate Landslide Susceptibility Assessment Using Geographical Information Systems: A Method and Application to Asarsuyu Catchment, Turkey, *Engineering Geology* 71(3-4): 303-321.
- Tatur, A., Del Valle, R., Bianchi, M.-M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodzisz, J. y Debaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89(1): 135-150.
- Tell, G., Izaguirre, I., Quintana, R.D. 2003. *Flora y Fauna Patagónicas*. Caleuche (ed). Tercera edición 175 p., San Carlos de Bariloche.
- Tobal, J.E., Folguera, A., Likerman, J., Naipauer, M., Sellés, D., Boedo, F.L., Ramos, V.A., Gimenez, M. 2015. Middle to late Miocene extensional collapse of the North Patagonian Andes (41°30' – 42°S). *Tectonophysics* 657: 155-171.
- Toubes, R. y Spikerman, J. 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de las plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°- 44° de latitud sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(4): 382-39.
- Tsukamoto, Y., 1990. Effect of vegetation on debris slide occurrences on steep forested slopes in Japan islands. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 192: 183-191.
- Turner, M.G., Gardner, R.H., Dale, V.H., O'Neill, R.V. 1989. Predicting the spread of disturbance across heterogeneous landscapes. *Oikos* 55: 121-129.

- Uriarte, A., 2003. "Historia del clima de la Tierra, <http://homepage.mac.com/uriarte/historia.html>."
- Van Den Eeckhaut, M., Reichenbach, P., Guzzetti, F., Rossi, M. y Poesen, J., 2009. Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9: 507-521.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga, O. Jr. y Passareli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32:167-182.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. En Schuster, R. L. y Krizek, R. J (eds) *Landslides: Analysis and Control*. Transportation and Road Research Board, National Academy of Science Special Report 176: 11-33, Washington D. C.
- Veblen, T.T, Kitzberger, T. y Lara, A. 1992a. Disturbance and vegetation dynamics along a transect from rain forest to Patagonian shrublands. *Journal of Vegetation Science* 3: 507-520.
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Raffaele, E. y Lorenz D.C. 2003. Fire history and vegetation changes in northern Patagonia, Argentina. En Veblen, T.T., Baker, W., Montenegro, G. y Swetnam, T.W. (eds.) *Fire and Climatic Changes in Temperate Ecosystems of the Western Americas*. Springer-Verlag: 265-295, New York.
- Vieira, G. y Ramos, M., 2003. Geographic factors and geocryological activity in Livingston Island, Antarctic. Preliminary Results. En Phillips, M., Springman, S.M., Arenson, L.U. (eds.), *Permafrost, Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost*: 1183-1188, Zurich, Switerland

- Villalba, R. y Veblen, T.T. 1997. Regional patterns of tree population age structures in northern Patagonia: climatic and disturbance influences. *Journal of Ecology* 85: 113-124.
- Villarosa, G, Outes, V., Gomez, E.A., Chapron, E. y Aristegui, D. 2009. Origen del tsunami de mayo de 1960 en el lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 593-597
- Willis, B., 1914. Forty-First parallel survey of Argentina. *Physiography of the Cordillera de los Andes between latitudes 39° y 44° south. Congrès Géologique International, Compte-rendu 12^o sess, 733-756 y 769-771, Ottawa.*
- Worni, R, Stoffel, M, Huggel, C, Volz, C, Casteller, A y Luckman, B. 2012. Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). *Journal of Hydrology* 444-445: 134-145
- Wu, T., McKinnell, W. y Swanston, D. 1979. Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal* 16: 19-33.
- Yin, K.L. y Yan, T.Z. 1988. Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. En: Bonnard, C. (ed.) *Proceedings 5th International Symposium in Landslides, Lausanne, 2*. Balkema: 1269-1272, Rotterdam, Netherlands.
- Zêzere, J.L. 2002. Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2: 73-82.
- Ziemer, R.R., 1981a. Roots and stability of forested slopes. En Davies, T.R.H. y Pearce, A.J. (eds.) *Erosion and sediment transport in Pacific Rim Steeplands*. International Association of Hydrological Sciences 132: 343-361.

Ziemer, R.R., 1981b. The Role of Vegetation in the stability of forested slopes. Proceedings of the International Union of Forestry Research Organizations, XVII World Congress 1:297-308, Japan.