



**Estimación y evaluación de los procesos de inestabilidad de laderas mediante el uso de técnicas en sensoramiento remoto en el Brazo Norte del lago Argentino (Patagonia Austral, Argentina)**

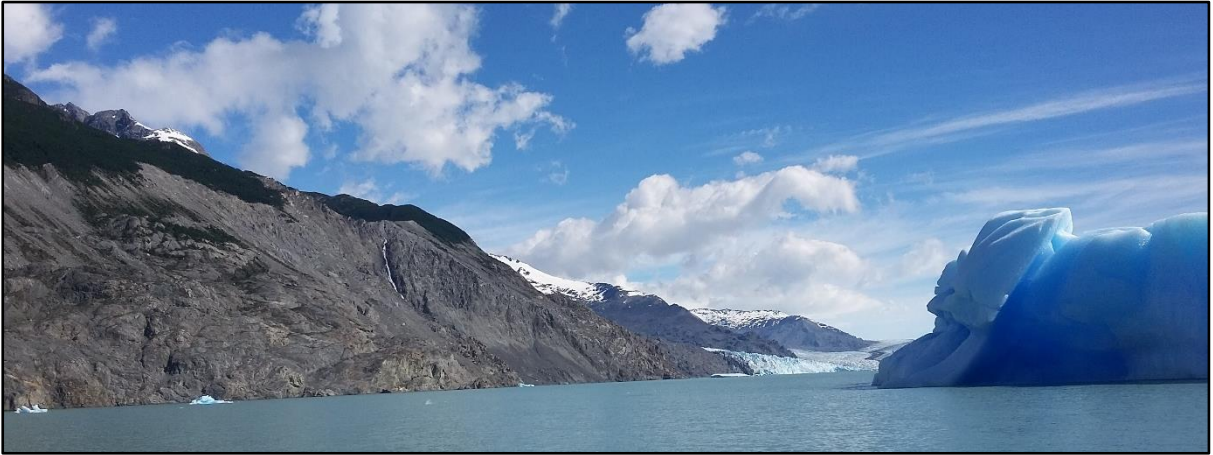
**Geog. Silvana N. Moragues**

Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor con Mención en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de Río Negro

**Directora:** Dra. Ing. María Gabriela Lenzano

**Co-Directora:** Dra. Stella Moreiras

**Año 2020**



*“Todo lo que el hombre ignora, no existe para él. Por eso el universo de cada uno, se resume al tamaño de su saber”.*

**Albert Einstein (1879-1955).**

## **Agradecimientos**

Son muchas las personas e instituciones que deben estar en este apartado. Pero comienzo por agradecer enormemente a mi directora Dra. M. Gabriela Lenzano, co-directora Dra. Stella Moreiras y director de beca Prof. Luis Lenzano, por guiarme, acompañarme, aconsejarme y compartir conmigo sus valiosos conocimientos. Siendo parte fundamental de mi crecimiento profesional y personal, gracias por confiar en mí.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por otorgarme la beca doctoral que me financió durante estos 5 años. A otras instituciones que realizaron un valioso aporte, desde lo económico, profesional y humano, como son: Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Departamento de Geomática en Ambientes Fríos (GAF), Instituto de Altos Estudios Espaciales "Mario Gulich", Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), Administración Parques Nacionales (APN) del Parque Nacional Los Glaciares (PNLG).

Agradecer a todas las personas que aportaron en conocimientos y sugerencias durante mi formación: Roberto Bruce, Lic. Mario Lanfri, Dr. Marcelo Scavuzzo, Mgter. Almendra Merlí Brasca, Dra. Silvia Quiroga, Dra. Alejandrina Videla, Lic. Andrea Aguilar, entre muchas otras.

A todos mis amigos del IANIGLA, por su acompañamiento, salidas, distracciones y campañas compartidas. Agradezco fundamentalmente a Paulina, Andrés, Esteban, Beto, Carolina, Marcelo y Daniel por ser tan buenos amigos y compañeros de equipo. A los chicos del grupo de Geomorfología del Cuaternario por integrarme en todas sus aventuras, especialmente a Pilar Jeanneret.

A mi familia, en especial a mis padres, Silvia y Juan, por su apoyo incondicional, sus palabras de ánimo constante y sus abrazos en el momento justo. A mis hermanos Marina y Juani, cuñados Federico y Catalina y a Luci por estar siempre presentes. A todos mis amigos de la vida, especialmente a Mercedes por toda su ayuda brindada durante estos años. A mis ángeles que me protegen y guían en cada momento.

Finalmente, a Jeremías, mi compañero incondicional, por su comprensión, paciencia, constantes palabras positivas y abrazos en mis momentos de debilidad y por las renunciadas que ha realizado para acompañarme en el tiempo de preparación de mi tesis. Gracias por bancar mis ausencias de viajes y campañas.

## Resumen

La presente tesis introduce la estimación y evaluación de la peligrosidad asociada a los procesos de inestabilidad de las laderas, producto del retroceso de los glaciares en los valles del Brazo Norte del lago Argentino ( $49^{\circ}45'S$ - $50^{\circ}15'S$  y  $73^{\circ}24'O$ - $73^{\circ}0'O$ ), Parque Nacional Los Glaciares, Santa Cruz, Argentina. Durante el siglo XX y principios del XXI, los glaciares alrededor del mundo han sufrido una dramática disminución del espesor, área y retroceso de sus frentes, esto ha conllevado a que las laderas de los valles queden cubiertas por depósitos glaciares. Este material morrénico, con el pasar del tiempo y la combinación de factores condicionantes y desencadenantes, se vuelve potencialmente inestable favoreciendo entonces la generación de procesos geomorfológicos paraglaciales asociados a la inestabilidad de las laderas en ambientes subaéreos. Además, el paisaje natural posee un gran atractivo turístico, especialmente en época estival donde miles de turistas visitan el área para realizar los circuitos turísticos lacustres. La presencia de personas e infraestructura genera una mayor exposición y vulnerabilidad ante la ocurrencia de amenazas asociadas con la inestabilidad de las laderas. Estos eventos son un potencial peligro no sólo para las actividades turísticas sino también para la conservación del Parque Nacional Los Glaciares.

De allí, surge la necesidad que genera la motivación de la presente investigación cuyo objetivo es identificar, analizar y evaluar los procesos de inestabilidad de las laderas, mediante la implementación y combinación de técnicas basadas en datos geoespaciales provenientes del sensoramiento remoto junto con métodos estadísticos y entornos de Sistemas de Información Geográficos (SIG). Los métodos utilizados resultaron óptimos en la obtención de estimaciones de velocidades superficiales en glaciares, identificación y análisis de la geomorfología paraglacial asociada a los procesos de inestabilidad, análisis de la evolución espacio-temporal de los cambios superficiales de las laderas, zonificación de la susceptibilidad producto de los procesos de inestabilidad, y finalmente, en la caracterización de la potencial vulnerabilidad de la zona que incluye al deslizamiento subaéreo Agassiz (canal Upsala), ocurrido en febrero de 2013.

En primer lugar, se considera a la actividad glacial reciente que ha favorecido a la desestabilización de las laderas de la cuenca del glaciar Upsala. En adición, se analiza la relación entre las posiciones frontales y las variaciones de las velocidades superficiales del glaciar Upsala; se destacan puntos de inflexión debido al incremento de las velocidades



coincidente con un gran retroceso del glaciar. Las velocidades superficiales estimadas del Upsala y sus glaciares tributarios oscilaron en promedio entre 0,22 a 2,93  $\text{md}^{-1}$  para el periodo de enero-marzo de 2013 y de 0,12 a 5,8  $\text{md}^{-1}$  para el periodo de marzo-abril de 2014. Al analizar las fluctuaciones y las velocidades se detectaron dos momentos con valores máximos; el primero, en el periodo 1993-2002, y el segundo, en el periodo 2009-2010. Además, en el año 2008 las velocidades aumentaron significativamente y es una evidencia del rápido retroceso de la posición frontal del Upsala.

No obstante, el conocer las características de la geomorfología paraglacial del área completa la visión integral de la presente tesis. El análisis de la influencia de los factores condicionantes, parámetros morfométricos del terreno que aumentan la inestabilidad de las laderas, en este tipo de ambientes resulta de vital importancia. En la zona predominan las elevaciones del terreno superiores a 700 m s.n.m., pendientes en un rango entre 25°-45°, orientación de las laderas este-noroeste con mayor insolación y curvatura cóncava, rugosidad del terreno leve a moderada, material morrénico depositado por los glaciares, afloramientos rocosos meteorizados y cobertura vegetal. Entre los factores desencadenantes que predominan se destacan el aporte de agua subterránea por infiltración de lagunas proglaciales y superficial por precipitaciones, el deshielo y el escurrimiento, la variación de las temperaturas del aire y del suelo, la variación del nivel del lago y la actividad sísmica.

Por otro lado, para detectar movimientos superficiales en las laderas se aplicaron técnicas basadas en métodos estadísticos, multivariados (Análisis de Componentes Principales y Análisis Discriminativo) y bivariados (Coeficiente de Correlación de Pearson y Distribución Normal). Se demarcaron áreas de prueba denominadas  $AP_n$  que presentaban rasgos de inestabilidad en superficie. Los resultados arrojaron que las componentes principales (CP1 y CP2) explicaron el 76% de la variabilidad total de los datos, porcentaje que representa la confiabilidad de las relaciones entre los casos  $AP_n$  y las variables utilizadas. Las  $AP_n$  mostraron un comportamiento disímil entre ellas, la distribución de los datos es diferente en aquellos años en los que se registraron eventos de inestabilidad, representados a través de distribuciones gaussianas. La zonificación de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas fue realizada mediante la implementación de técnicas de ponderación de pesos. Las pendientes que presentaron un alto y muy alto grado de susceptibilidad son: (i) la ladera occidental del canal Upsala; (ii) las laderas de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono; y (iii) las laderas de los

valles Moyano y Norte. La categorización de estos sitios con grados de susceptibilidad coincide con la ubicación geográfica de los procesos de inestabilidad determinados en el inventario.

Finalmente, se ahonda en la descripción, caracterización y análisis del deslizamiento subaéreo Agassiz ocurrido en febrero de 2013. La ladera occidental del canal Upsala ha mostrado indicios de actividad según los registros desde hace dos décadas aproximadamente. El evento desplazó un gran volumen de agua que generó un tsunami, impactó aguas abajo en diversos sitios e infraestructuras presentes en el área. Se desprende que los valles circundantes a las laderas del canal Upsala poseen un mayor grado de susceptibilidad que está asociado a la peligrosidad del área. Esto revela la importancia de ahondar en estudios como base para futuras investigaciones de vulnerabilidad y riesgo, toma de decisiones, y además como mecanismos de prevención y mitigación de un potencial peligro geológico asociado a este tipo de procesos naturales.

***Palabras claves:*** procesos paraglaciales subaéreos; inestabilidad de las laderas; sensoramiento remoto; peligrosidad; Brazo Norte, lago Argentino, CHPS.

## **Abstract**

### **Estimation and evaluation of hazards associated with slope instability processes using remote sensing techniques in the Northern Branch of Argentino Lake (Southern Patagonia, Argentina)**

The present study aims at estimating and evaluating the hazards related to the slope instability processes following the retreat of the ice masses into the glacier valleys located at the Northern Branch of Argentino Lake ( $49^{\circ}45'S$ - $50^{\circ}15'S$ ,  $73^{\circ}24'O$ - $73^{\circ}0'O$ ), in Los Glaciares National Park, Santa Cruz, Argentina. During the end of the 20th and the beginning of the 21st centuries, glaciers from all over the world have undergone a decrease in thickness and area, as well as a recession of the frontal position, covering the valley slopes with morainic deposits. With the passing of time and the combination of conditioning and triggering factors, this material becomes potentially unstable, contributing to the generation of paraglacial processes, related to slope instability. Also, the natural landscape has a great tourist attraction, especially in the summer season when thousands of tourists visit the area to go on the lake tourist circuits. The presence of people and infrastructure generates greater exposure and vulnerability to the occurrence of threats associated with slope instability. These events are a potential threat not only to tourism activities but also to the conservation of Los Glaciares National Park.

Based on the motivation described above, the main objective of this research is to identify, analyze and evaluate the slope instability processes through the implementation and combination of techniques based on remote sensing and statistical methods, and Geographic Information Systems. The methods used were optimal for obtaining estimates of glacier surface velocities, identifying and analyzing the paraglacial geomorphology associated with the processes of instability, analyzing the space-time evolution of slope surface changes, zoning of the susceptibility resulting from the processes of instability, and finally, for characterizing the potential vulnerability of the area that includes the Agassiz subaerial landslide (Upsala Channel), which occurred in February 2013.

In the first place, we consider the recent glacial activity that has favored the slope destabilization of the Upsala glacier catchment. In addition, the relationship between the frontal positions and the variations of the surface velocities of the Upsala Glacier was analyzed, where two episodes with increased velocities were detected, coinciding with a greater recession rate of the glacier. Thus, glacial activity has contributed to the generation of paraglacial processes, making the slopes of the Upsala glacier catchment notoriously unstable. Surface velocities

estimated on the Upsala Glacier and its tributary glaciers ranged from 0.22 to 2.93  $\text{md}^{-1}$  on average for the period between January and March 2013, and from 0.12 to 0.12  $\text{md}^{-1}$  on average for the period between March and April 2014, respectively. When analyzing the fluctuations and velocities, two moments with maximum values were detected, the first episode occurred during the period between 1993 and 2002, and the second episode occurred between 2009 and 2010. The year 2008 is of great importance in this analysis, since the velocity values increased significantly that year, simultaneously with the fast retreat of the frontal position of Upsala Glacier during the present century.

However, knowing the characteristics of the paraglacial geomorphology of the area completes the integral vision of the present thesis. The paraglacial geomorphology is influenced by the combination of several terrain morphometric factors; among them, it considers ground elevations greater than 700 m ASL, average slopes ranging from 25° to 45°, the orientation of the eastern-nor-western slopes with higher sunlight exposure, the concave curvature of the slopes, and slope thickness ranging from low to moderate. Among the conditioning factors, the morainic material deposited by the glaciers, rocky outcrops, and vegetation cover are considered in the area. Finally, triggering factors affect the area in general through the provision of subterranean water by means of infiltrating water from proglacial lakes, and of superficial water by rainfall, ice melting, and runoff; the fluctuation of air and soil temperature; the variation of the lake water level and the seismic activity.

In order to detect instability processes, techniques based on statistical, multivariate, and bivariate methods were applied, dividing the zone in testing areas ( $\text{TAS}_n$ ) that showed destabilization features. The principal components (PC1 and PC2) explained 76% of the total variability, a percentage that represents the reliability of the relationships between the cases ( $\text{TAS}_n$ ) and the applied variables. The  $\text{TAS}_n$  showed a dissimilar behavior; the distribution of data occurrence is different during those years when instability events represented through Gaussian distributions were recorded. Susceptibility zoning for slope instability processes in the area was carried out implementing weight weighting techniques, contributing to the knowledge of slopes prone to destabilization. The slopes showing high and very high susceptibility degrees are: (i) the western slope of the Upsala Channel, (ii) the slopes of Bertacchi and Cono tributary glaciers, (iii) and the slope of the Moyano and Norte valleys. These susceptibility degrees match the geographical location of the inventory of slope instability processes in the area.

Finally, the description, characterization and analysis of the Agassiz subaerial landslide that occurred in February 2013 are further developed. The western slope of the Upsala Channel has shown signs of activity according to records for approximately two decades. The event displaced a large volume of water that generated a tsunami, impacting downstream on various sites and infrastructure present in the area. The valleys surrounding the slopes of the Uppsala channel have a higher degree of susceptibility that is associated with the risk of the area. This reveals the importance of further studies as the basis for future vulnerability and risk research, decision making, and as mechanisms for prevention and mitigation of a potential geological hazard associated with this type of natural process.

**Keywords:** Subaerial paraglacial processes; Slope instability; Remote sensing; Hazard; Northern Branch, Argentino Lake (SPI).

# Índice

Agradecimientos	
Resumen	
Abstract	
Índice.....	i
Índice de figuras.....	vi
Índice de tablas.....	xii

## **CAPÍTULO I. Introducción**

1.1. Estado del arte.....	2
1.1.1. Procesos de inestabilidad de laderas en Patagonia.....	6
1.2. Planteamiento del problema.....	7
1.3. Justificación y Contribuciones del estudio.....	8
1.4. Hipótesis.....	9
1.5. Objetivos.....	10
1.5.1. Objetivo General.....	10
1.5.2. Objetivos Específicos.....	10
1.6. Estructura general de la tesis.....	11

## **CAPÍTULO II. Descripción del área de estudio**

2.1. Características generales.....	15
2.2. Aspectos hidrológicos y glaciológicos.....	18
2.3. Marco geológico y rasgos geomorfológicos.....	21

## **CAPÍTULO III. Contribución a la dinámica glacial a partir de las velocidades superficiales**

3.1. Resumen.....	26
3.2. Introducción.....	26
3.2.1. Estudios antecedentes de velocidades superficiales en el glaciar Upsala.....	28
3.3. Datos utilizados.....	29
3.3.1. Imágenes satelitales y usos.....	29
3.3.2. Modelo Digital de Elevación SRTM ( <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> ).....	30

3.4. Métodos aplicados para la correlación cruzada.....	30
3.4.1. Proceso de correlación cruzada.....	31
3.4.2. Extracción de desplazamientos horizontales de los glaciares.....	33
3.4.3. Cálculo de velocidades superficiales.....	34
3.4.4. Estimación de la incertidumbre.....	34
3.5. Resultados.....	35
3.5.1. Estimación de los desplazamientos horizontales.....	35
3.5.2. Velocidades superficiales de los glaciares de la cuenca Upsala.....	37
3.6. Discusión de los resultados.....	39
3.7. Síntesis.....	43

## **CAPÍTULO IV. Geomorfología paraglacial**

4.1. Resumen.....	46
4.2. Introducción.....	45
4.3. Datos y métodos utilizados.....	48
4.3.1. Imágenes satelitales: mapeo de geoformas paraglaciales.....	46
4.3.2. Modelo Digital de Elevación: generación de factores condicionantes y desencadenantes.....	49
4.4. Resultados .....	50
4.4.1. Geomorfología paraglacial.....	50
4.4.2. Factores intervinientes en la inestabilidad en las laderas.....	56
4.4.2.1. Factores condicionantes.....	53
4.4.2.2. Factores desencadenantes.....	61
4.5. Discusión .....	64
4.6. Síntesis.....	66

## **CAPÍTULO V. Detección temporal de los procesos de inestabilidad en las laderas**

5.1. Resumen.....	69
5.2. Introducción.....	69
5.3. Datos utilizados: imágenes satelitales Landsat.....	71
5.4. Metodologías.....	72
5.4.1. Pre-procesamiento: AP <sub>n</sub> , Índice FIO, Reflectancia.....	68

5.4.1.1. Selección de áreas de prueba.....	68
5.4.1.2. Índice de Factor Óptimo.....	77
5.4.1.3. Correcciones radiométricas: determinación de la reflectancia.....	78
5.4.2. Procesamiento: análisis estadístico.....	79
5.4.2.1. Técnica Estadística Multivariada.....	79
5.4.2.2. Técnicas Estadísticas Bivariadas.....	81
5.5. Resultados.....	82
5.5.1. Índice FIO y reflectancia.....	82
5.5.2. Análisis estadístico.....	83
5.5.2.1. Técnicas Estadísticas Multivariadas.....	83
5.5.2.2. Técnicas Estadísticas Bivariadas.....	86
5.6. Discusión.....	91
5.7. Síntesis.....	93

## **CAPÍTULO VI. Susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas**

6.1. Resumen.....	95
6.2. Introducción.....	95
6.3. Datos utilizados.....	93
6.3.1. Imágenes satelitales ópticas.....	93
6.3.2. Modelo Digital de Elevación.....	93
6.4. Parámetros generales.....	98
6.5. Generación de datos cartográficos y mapas temáticos.....	98
6.5.1. Factores condicionantes de la inestabilidad.....	98
6.5.1.1. Pendiente.....	99
6.5.1.2. Geomorfología-Cobertura del suelo.....	99
6.5.1.3. Orientación de la pendiente.....	99
6.5.1.4. Litología.....	100
6.5.1.5. Curvatura de plano.....	101
6.5.1.6. Distancia a las fallas geológicas.....	101
6.5.2. Inventario: áreas con procesos de inestabilidad en las laderas.....	102
6.6. Metodología implementada.....	103
6.6.1. Proceso de Jerarquía Analítica (PJA).....	104
6.6.1.1. Evaluación del Índice de Consistencia.....	105



6.6.1.2. Método de Evaluación Multicriterio (MEM).....	105
6.6.2. Combinación Lineal Ponderada (CLP).....	106
6.7. Resultados.....	107
6.7.1. Susceptibilidad según factores condicionantes.....	107
6.7.2. Mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas del Brazo Norte del lago Argentino.....	114
6.8. Discusión.....	115
6.9. Síntesis.....	117

## **CAPÍTULO VII. Análisis del deslizamiento Agassiz, potencial vulnerabilidad**

7.1. Resumen.....	119
7.2. Introducción.....	119
7.3. Datos y Métodos.....	120
7.4. Deslizamiento Agassiz.....	121
7.4.1. Características pre-evento.....	122
7.4.2. Características post-evento.....	124
7.4.3. Efectos causados por el deslizamiento.....	128
7.4.4. Actuales evidencias del dinamismo de la ladera.....	129
7.5. Análisis de la potencial vulnerabilidad en el Brazo Norte.....	137
7.5.1. Turismo en PNLG: estadísticas.....	139
7.6. Síntesis.....	141

## **CAPÍTULO VIII. Discusión y Conclusiones generales**

8.1. Discusiones.....	144
8.1.1. Relación entre la dinámica glacial y los procesos paraglaciales.....	144
8.1.2. Inestabilidad de laderas: tsunamis provocados por deslizamientos de gran magnitud.....	147
8.1.3. Análisis de datos geoespaciales y estadísticos a través del uso de sensores remotos.....	149
8.1.4. La actividad turística y su vulnerabilidad.....	151
8.2. Conclusiones generales.....	152
8.2.1. Sobre los procesos de inestabilidad en las laderas.....	152

8.2.2. Sobre las técnicas y su aplicación e integración en un SIG, mediante el uso de sensoramiento remoto.....	154
---	-----

**REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....158**

**ANEXO I. Conceptos básicos de los procesos de inestabilidad de laderas**

I.1. Procesos de remoción en masa.....	189
I.1.1. Nomenclatura.....	189
I.1.1.1. Partes de un Deslizamiento.....	191
I.1.2. Clasificación de los movimientos.....	191
I.1.3. Caracterización de los movimientos.....	196

**ANEXO II. Datos geospaciales**

II.1. Conceptos y nociones generales de la teledetección.....	202
II.2. Aplicación de la teledetección al estudio de los procesos de inestabilidad.....	203
II.3. Sensores y satélites utilizados.....	204
II.3.1. Programa TERRA de la NASA.....	204
II.3.2. Programa LANDSAT.....	205
II.3.3. Programa SPOT.....	206
II.4. Modelo digital de elevación.....	207
II.4.1. Misión SRTM.....	207
II.4.2. ALOS PALSAR.....	207

## Índice de figuras

<p><b>Figura 1-I:</b> Distribución del área de los glaciares y registros de fluctuación en 19 regiones. Los gráficos circulares muestran el área de los glaciares regionales (excluyendo el hielo en Groenlandia y Antártida) y la fracción cubierta por las observaciones disponibles. Los puntos muestran la ubicación de los registros continuos (color rojo) y series interrumpidas (cruz color negro) con respecto al último informe de datos que abarca el período de observación 2005/2006-2009/2010. Se muestran las 19 regiones de noroeste a sureste: 1. Alaska (ALA); 2. América del Norte Occidental (WNA); 3. Ártico Canadá Norte (ACN); 4. Ártico Canadá Sur (ACS); 5. Groenlandia (GRL); 6. Islandia (ISL); 7. Svalbard y Jan Mayen (SJM); 8. Escandinavia (SCA); 9. Ártico Ruso (RUA); 10. Asia Septentrional (ASN); 11. Europa Central (CEU); 12. Cáucaso y Oriente Medio (CAU); 13. Asia Central (ASC); 14. Asia Sudoriental (ASE); 15. Asia Central (ASW); 16. Asia Sudoccidental (ASW); 17. Latitudes bajas (TRP); Andes meridionales (SAN); 18. Nueva Zelanda (NZL); 19. Antártida y Sub-Antártida Islas (ANT). Fuentes para la cartografía: Arendt et al. (2012), (área total regionales de los glaciares); WGMS (2012 y versiones anteriores) (datos de fluctuación de los glaciares); y los límites nacionales de la Carta Digital Mundial del <i>Environmental Systems Research Institute</i> (ESRI). Fuente: extraído de Zemp et al. (2015).</p>	3
<p><b>Figura 2-I:</b> El ambiente paraglacial según Church y Ryder (1972), el rendimiento de los sedimentos en función del tiempo transcurrido desde la desglaciación. Fuente: Modificado de Slaymaker (2009).</p>	4
<p><b>Figura 3-I: (a)</b> Esquema conceptual de la tesis. <b>Figura 3-I: (b)</b> Diagrama de flujo de la tesis incluyendo metodologías empleadas y resultados esperados.</p>	12-13
<p><b>Figura 4-II:</b> Área de estudio, <b>(a)</b> Provincia de Santa Cruz, Argentina, <b>(b)</b> Límites del Parque Nacional Los Glaciares (línea sólida color amarillo), <b>(c)</b> PNLG con sus 10 glaciares principales, 1.Viedma, 2.Upsala, 3.Bolado, 4.Agassiz, 5. Onelli, 6.Peineta, 7.Spegazzini, 8.Ameghino, 9.Perito Moreno, 10.Frías; y el área de interés en línea sólida color amarillo, <b>(d)</b> Área de estudio de la tesis, Brazo Norte del Lago Argentino. 1.Glaciador Upsala, 2.Glaciador Murallón, 3.Glaciador Cono, 4.Glaciador Bertacchi, 5.Laguna Agassiz, 6.Canal Upsala, 7.Valle Moyano, 8.Valle Norte, 9.Lago Pearson, 10.Lago Guillermo, 11.Península Herminita, 12.Lago Tannahuser, 13.Brazo Cristina, 14.Lago Onelli, 15.Bahía Onelli, 16.Canal Spegazzini, 17.Brazo Norte.</p>	16
<p><b>Figura 5-II: (a)</b> Bosque de <i>Nothofagus pumilio</i> en bahía Onelli, lago Argentino y <b>(b)</b> Bosque de <i>Nothofagus pumilio</i> y <i>betuloides</i> sobre la ladera occidental del canal Upsala, cubierta de material morrénico. Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017.</p>	17

<b>Figura 6-II:</b> Cuenca del río Santa Cruz, con sus glaciares, lagos y ríos más importante, que mayor aporte hídrico realizan al océano Atlántico.	19
<b>Figura 7-II:</b> Vista general y frontal de los grandes glaciares con mayor aporte al lago Argentino. (a) Glaciar Viedma, foto gentileza de Paulina Vacaflor, noviembre de 2017, (b-c) Glaciares Upsala y Perito Moreno, Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017.	20
<b>Figura 8-II:</b> Mapa geológico de la zona. Modificado de Kraemer et al. (2003) y Ghiglione et al. (2009).	23
<b>Figura 9-III:</b> Diagrama de flujo del método aplicado para la obtención de velocidades superficiales ( $\text{md}^{-1}$ ), utilizando COSI-Corr (Modificado de Moragues et al., 2018).	31
<b>Figura 10-III:</b> Desplazamientos horizontales (m) de los glaciares de la cuenca Upsala, del 25 de enero al 14 de marzo de 2013 y del 17 de marzo al 2 de abril de 2014 respectivamente (a) Los valores positivos corresponden al flujo O-E e indican el flujo hacia el este, mientras que los valores negativos indican la dirección del flujo N-S; (b) Los valores negativos de N-S indican el flujo hacia el sur; (c) Los valores de SNR para correlación alta tienden acercarse a 1 y los de correlación baja tienden a ser 0 (Modificada de Moragues et al., 2018).	36
<b>Figura 11-III:</b> Velocidades superficiales del flujo del hielo, expresadas en $\text{md}^{-1}$ , del glaciar Upsala y sus glaciares tributarios Bertacchi, Cono y Murallón, derivadas del método de correlación cruzada con imágenes ASTER (a 2013; b 2014). (c-d) Evolución del frente del glaciar Bertacchi entre 2013 y 2014, en el año 2014 (derecha) se muestra el frente glaciar y su interacción con el lago. Vectores en color negro: dirección de las velocidades superficiales derivadas de la correlación cruzada (Modificada de Moragues et al., 2018).	38
<b>Figura 12-III:</b> (a) Se identificaron perfiles longitudinales (LU, LB, LC, LM) y transversales (TU1, TU2, TB1, TB2, TC1, TC2, TM1, TM2), para extraer los valores de velocidades superficiales en los glaciares Upsala, Bertacchi, Cono y Murallón; cuadros rojos, áreas de testeo estables (AT1, AT2, AT3). (b) Cambios en las velocidades superficiales del glaciar Upsala en enero-marzo de 2013 (línea color azul) y marzo-abril de 2014 (línea color verde). Perfil longitudinal (LU), trazado desde la latitud $49^{\circ}40'S$ hasta la zona frontal, distancia expresadas en metros. (TU1-TU2) Perfil transversal, trazado de oeste a este (m) (Modificada de Moragues et al., 2018).	40
<b>Figura 13-III:</b> (a) Fluctuaciones frontales del glaciar Upsala desde 1914 a la actualidad (superior); (b) Evolución temporal de la posición frontal del glaciar Upsala, desde 1914 a 2019 y registro de los estudios realizados por diferentes autores, desde finales del siglo XX hasta la actualidad, sobre las velocidades superficiales de la zona frontal o del sector más cercano registrado, expresado en $\text{md}^{-1}$ (inferior). El punto de origen de la	42

reconstrucción de las posiciones frontales es tomado a partir de su localización en el año 1914 (Modificada de Moragues et al., 2018).	
<b>Figura 14-III:</b> (a) Isolíneas de las velocidades superficiales del glaciar Bertacchi en el año 2014, expresadas en md-1. (b) Perfil topográfico del lecho del glaciar (línea color negra), las líneas punteadas delimitan las áreas con pendientes más pronunciadas. (c) Fotografía panorámica orientada hacia el norte del frente del glaciar Bertacchi, en contacto con el frente del glaciar Upsala, ubicado a la derecha (Modificada de Moragues et al., 2018).	44
<b>Figura 15-IV:</b> Unidades fisiográficas del área de estudio, Brazo Norte del lago Argentino, CHPS. Los recuadros con líneas punteadas corresponden a las áreas de estudio mostradas en la figura 15-IV (A), figura 16-IV (B) y figura 17-IV (C), respectivamente (Modificada de Moragues et al., 2019b).	51
<b>Figura 16-IV:</b> (a) Geomorfología paraglacial de las laderas de los glaciares tributarios, (b) Fotografía tomada desde el canal Upsala hacia la ladera norte del glaciar Bertacchi. (c) área de los glaciares tributarios Cono y Bertacchi a base de una imagen Landsat ETM+(542), en recuadro con líneas punteadas se muestra la región correspondiente a la fotografía (b) (Modificada de Moragues et al., 2019b).	53
<b>Figura 17-IV:</b> (a) Geomorfología paraglacial de la ladera occidental del canal Upsala, (b) área de la ladera occidental del canal Upsala a base de una imagen Landsat ETM+(542), en recuadro con líneas punteadas se muestra la región correspondiente a las fotografías (c) Ladera occidental, (d) Deslizamiento subaéreo Agassiz, (e) Morrena colapsada (Moragues et al., 2019a) (Fotografías tomadas desde el canal Upsala hacia la ladera occidental) (Modificada de Moragues et al., 2019b).	54
<b>Figura 18-IV:</b> (a) Geomorfología paraglacial de las laderas de los valles Moyano y Norte (b) área de los respectivos valles a base de una imagen Landsat ETM+ (542) (Modificada de Moragues et al., 2019b).	55
<b>Figura 19-IV:</b> Factores condicionantes (parámetros geomorfométricos) del área de estudio, (a) Elevación del terreno con curvas de nivel equidistantes cada 400 m s.n.m. (b) Pendientes del terreno en grados, (c) Orientación de las pendientes en grados, (d) Curvatura de perfil de las laderas, (e) Índice de rugosidad del terreno (Tomada de Moragues et al., 2019b).	57
<b>Figura 20-IV:</b> Formaciones geológicas representadas según Kraemer y Riccardi (1997), Ghiglione et al. (2009) y Lo Vecchio et al. (2016).	59
<b>Figura 21-IV:</b> Ladera occidental del canal Upsala, (a) Rocas pulidas y aborregadas, formadas por la abrasión glaciar, indicando la dirección del flujo del glaciar Upsala de norte a sur (flechas de color blanco). (b) Afloramientos rocosos con evidencias de meteorización, ubicados en el flanco derecho del deslizamiento Agassiz (Modificada de Moragues et al., 2019b).	60
<b>Figura 22-IV:</b> Localización espacial y magnitud de eventos sísmicos a partir de datos de los catálogos del ISC, USGS y SEPA. Nótese que los extraídos	65

del catálogo SEPA carecen del valor de magnitud (circulo color fucsia). El gráfico fue realizado a base de la recopilación de los datos confeccionada por cortesía de Lo Vecchio (2020). Se adicionan estaciones sismológicas cercanas al Brazo Norte del lago Argentino (Centro Sismológico Nacional-Universidad de Chile) y volcanes pertenecientes a la Zona Volcánica Austral Andina (AVZ, Stern y Kilian, 1996).	
<b>Figura 23-V:</b> Diagrama de flujo de los métodos aplicados para obtener cambios superficiales en las áreas de prueba (Modificada de Moragues et al., 2019a).	73
<b>Figura 24-V:</b> Ubicación de las Áreas de Prueba ( $AP_n$ ) con inestabilidad (deslizamientos registrados) ( $AP_1$ , $AP_2$ , $AP_3$ , $AP_4$ ) y estabilidad ( $AP_5$ ) sobre el canal Upsala, Brazo Norte del lago Argentino (Modificada de Moragues et al., 2019a).	76
<b>Figura 25-V:</b> Análisis de Componentes Principales con dos componentes principales (PC1-PC2), que muestra las correlaciones entre diferentes variables (Banda-Año) explicando la variabilidad total de los datos de cada $AP_n$ (Modificada de Moragues et al., 2019a).	84
<b>Figura 26-V:</b> El análisis discriminante identifica las variables que diferencian a los grupos, es decir, saber qué variables registradas (Banda-Año) tienen el potencial de discriminar entre o dentro de cada $AP_n$ (Modificada de Moragues et al., 2019a).	86
<b>Figura 27-V:</b> Coeficiente de Correlación de Pearson de las bandas seleccionadas por el Índice FIO para las $AP_n$ obtenido por el promedio de los niveles de reflectancia de los dos años del período seleccionado (Modificada de Moragues et al., 2019a).	88
<b>Figura 28-V:</b> Cambio temporal de los niveles de reflectancia de la B5 y del Coeficiente de Correlación de Pearson para las diferentes $AP_n$ (Modificada de Moragues et al., 2019a).	89
<b>Figura 29-V:</b> (a) Fluctuaciones frontales del glaciar Upsala entre los años 2005 y 2016 (Moragues et al., 2018). CCP de los niveles de reflectancia de la B5 para la $AP_1$ , (b) período 2005-2011, (c) período 2011-2015 (Modificada de Moragues et al., 2019a).	90
<b>Figura 30-V:</b> Distribución gaussiana de los valores de reflectancia de la B5 para cada $AP_n$ . Años con eventos de inestabilidad destacados (línea punteada) (Modificada de Moragues et al., 2019a).	91
<b>Figura 31-VI:</b> Esquema de trabajo para el mapeo de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas. (1). Bibliografía de referencia utilizada: Kraemer y Riccardi (1997), Glasser et al. (2008), Ghiglione et al. (2009), Lo Vecchio et al. (2016) y Moragues et al. (2019b), para la confección de los mapas temáticos de geomorfología/cobertura de suelo, litología y fallas geológicas.	103
<b>Figura 32-VI:</b> Factores condicionantes de la inestabilidad con sus respectivas clases en el área de estudio. (d) Formaciones geológicas: (1)	108

Complejo El Quemado (piroclásticas: andesitas, dacitas, riódacitas), (2) Río Mayer (pelitas cretácicas), (3) Bahía La Lancha (areniscas, pelitas, filitas), (4) Cerro El Toro (pizarras: pelitas, areniscas).	
<b>Figura 33-VI:</b> Mapas de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad según factor condicionante, confeccionados mediante la implementación del Proceso de Jerarquía Analítica (PJA) del área del Brazo Norte del lago Argentino.	113
<b>Figura 34-VI:</b> Mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas a través de la implementación del Proceso de Jerarquía Analítica (PJA), Brazo Norte, lago Argentino (Patagonia, Argentina).	116
<b>Figura 35-VII: (a)</b> Ubicación del deslizamiento Agassiz sobre la ladera occidental del canal Upsala (línea color amarilla), <b>(b)</b> vista panorámica del deslizamiento desde las aguas del canal Upsala, en dirección este-oeste (Foto: Silvana Moragues, noviembre de 2017).	122
<b>Figura 36-VII: (a)</b> Ladera occidental del canal Upsala sobre una imagen Corona/Hexagon del 20 de marzo del año 1979. <b>(b)</b> Fotografía de la ladera occidental del canal Upsala del 17 de noviembre 1990 con la cascada de agua claramente identificada en el área donde se generó el deslizamiento Agassiz y el frente del glaciar Upsala. Fotografía obtenida desde península Herminita, margen este del canal, tomada de Aniya y Skvarca (1992).	123
<b>Figura 38-VII: (a)</b> Imagen de Google Earth de mayo del 2003, en la cual se evidencia las grietas extensionales en la zona en la que se inicia el deslizamiento, <b>(b)</b> detalle de las grietas en la vegetación y material morrénico.	124
<b>Figura 39-VII:</b> Esquema y características del deslizamiento subaéreo Agassiz con sus partes y dimensiones (véase Anexo I).	125
<b>Figura 40-VII: (a)</b> Perfiles y datos batimétricos obtenidos en conjunto con el CECs, Andrés Rivera en noviembre del 2017, <b>(b)</b> detalle de la zona de la ladera occidental (línea sólida color amarillo) en la que se encuentra el posible depósito debajo del agua.	127
<b>Figura 42-VII: (a)</b> Témpanos depositados sobre península Herminita, laguna La Pesca y <b>(b)</b> sobre bahía del Hielo (Fotos gentileza del Gpque. Mariano Moroni de febrero del 2013, dos días posteriores al evento), <b>(c)</b> muelle destruido, <b>(d)</b> daños sobre el restaurant, <b>(e-f)</b> materiales de construcción del refugio de bahía Onelli (Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017).	130
<b>Figura 43-VII:</b> Imagen de Google Earth post-evento del año 2016, las letras indican la ubicación de cada uno de los indicios de inestabilidad, <b>(a)</b> presencia de material morrénico, <b>(b)</b> meteorización de las rocas, <b>(c)</b> escurrimiento superficial y subterráneo, <b>(d)</b> inclinación de la vegetación, <b>(e)</b> zonas de arranque del material, <b>(f)</b> proceso de reptación, <b>(g)</b> grietas de tensión.	131

<b>Figura 44-VII:</b> (a) Material morrénico y rocoso (grandes clastos de roca en la zona superior combinado con afloramiento rocoso), (b) detalle del material fino y suelto de la zona baja del deslizamiento Agassiz (Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017).	132
<b>Figura 45-VII:</b> Escurrimientos subterráneos/superficiales y depósito deltaico en el deslizamiento provenientes de la laguna proglacial Agassiz (Foto: Silvana Moragues, noviembre de 2017).	132
<b>Figura 46-VII:</b> (a) Árboles de lenga ( <i>Nothofagus pumilio</i> ) derribados sobre la pendiente de la ladera occidental, (b) árbol inclinado en la orilla de la zona de arranque de una zona con inestabilidad de material desplazado por gravedad (Fotos gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	133
<b>Figura 47-VII:</b> Inclinação de los árboles de <i>Nothofagus</i> sobre la ladera occidental del canal Upsala (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	134
<b>Figura 48-VII:</b> Zona de arranque sobre el material morrénico en la ladera occidental del canal Upsala (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	135
<b>Figura 49-VII:</b> Evidencias del proceso de reptación del terreno sobre la ladera occidental (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	135
<b>Figura 50-VII:</b> (a) presencia de grietas sobre el terreno de la ladera en sentido longitudinal a la pendiente, (b) grieta transversal a la pendiente de la ladera, formando grandes socavones en el terreno (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	136
<b>Figura 51-VII:</b> Medidas aproximadas de una grieta de tensión sobre la ladera occidental (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).	137
<b>Figura 52-AI:</b> Deslizamiento típico con la nomenclatura de las diferentes partes.	191
<b>Figura 53-AI:</b> Velocidad de acuerdo al tipo de movimiento. Fuente: Cruden y Varnes (1996).	199
<b>Figura 54-AI:</b> Dimensiones de los movimientos en masa. Fuente: IAEG <i>Commission on Landslides</i> (1990).	200



## Índice de tablas

<b>Tabla 1-I:</b> Procesos de inestabilidad de laderas identificados en las principales provincias geológicas de Argentina. Fuente: Moreiras y Coronato, 2009.	8
<b>Tabla 2-III:</b> Estudios previos realizados en el glaciar Upsala para la estimación de velocidades superficiales (1968-2014). <b>b</b> Valores expresados en md-1 para estandarizar las unidades originales provistas por cada uno de los autores en <b>a</b> . Modificado de Moragues et al. (2018).	28
<b>Tabla 3-III:</b> Imágenes satelitales ópticas utilizadas para este estudio (datos de entrada) (Modificada de Moragues et al., 2018).	30
<b>Tabla 4-III:</b> Velocidades superficiales medias extraídas a lo largo de los perfiles longitudinales y transversales de los glaciares de la cuenca del Upsala (Modificada de Moragues et al., 2018).	39
<b>Tabla 5-IV:</b> Áreas en km <sup>2</sup> de las unidades fisiográficas, geoformas paraglaciales (remoción en masa, erosión y fluviales) y formaciones geológicas del área del Brazo Norte del lago Argentino (Tomada de Moragues et al., 2019b).	61
<b>Tabla 6-V:</b> Imágenes satelitales utilizadas en el presente capítulo (Tomada de Moragues et al., 2019a).	72
<b>Tabla 7-V:</b> Ranking de las combinaciones más informativas según el Índice FIO (Modificada de Moragues et al., 2019a).	82
<b>Tabla 8-V:</b> Áreas de Prueba (AP <sub>n</sub> ) (Modificada de Moragues et al., 2019a).	83
<b>Tabla 9-V:</b> Variabilidad de los Componentes Principales (CP) (Modificada de Moragues et al., 2019a).	85
<b>Tabla 10-V:</b> Correlación entre las variables originales y el CP1 (Tomada de Moragues et al., 2019a).	79
<b>Tabla 11-V:</b> Clasificación cruzada (AER) (Modificada de Moragues et al., 2019a).	86
<b>Tabla 12-VI:</b> Imágenes satelitales SPOT utilizadas ( <a href="http://www.catalogos.conae.gov.ar/catalogo/catalogo-de-imagenes.html">www.catalogos.conae.gov.ar/catalogo/catalogo-de-imagenes.html</a> )	98
<b>Table 13-VI:</b> Índice de Consistencia Aleatoria (IA) (Saaty 1980, 2000).	105
<b>Tabla 14-VI:</b> Escala de valoración para estimar el coeficiente a asignar a cada una de las variables consideradas en la matriz de jerarquías analíticas según Roa (2007). Fuente: Escala modificada de Saaty (1977).	106
<b>Tabla 15-VI:</b> Matriz de ponderación de las clases de cada factor condicionante.	109
<b>Tabla 16-VI:</b> Estadísticos del peso de los valores de las clases y categoría de la susceptibilidad de inestabilidad de laderas.	112
<b>Tabla 17-VI:</b> Índice de Consistencia de los factores condicionantes, para la realización del mapa de susceptibilidad de los procesos de inestabilidad de laderas.	113

<b>Table 18-VI:</b> Matriz de ponderación de los factores condicionantes con sus respectivas clases y la Combinación Lineal Ponderada (CLP) calculada para cada factor por Easy-AHP, QGIS.	114
<b>Tabla 19-VII:</b> Dimensiones aproximadas del deslizamiento Agassiz, de acuerdo a IAEG <i>Commission on Landslides</i> (1990).	126
<b>Tabla 20-VII:</b> Datos estadísticos de la cantidad de turistas que ingresan al lago por año, brindados por la intendencia de APN.	140
<b>Tabla 21-VII:</b> Datos estadísticos de la cantidad de turistas que ingresan al lago por temporada, brindados por la intendencia de APN.	140
<b>Tabla 22-VII:</b> Cantidad total de turistas que ingresan por día a Estancia Cristina, brindados por la intendencia de APN.	141
<b>Tabla 23-VII:</b> Cantidad de turistas que se alojan como huéspedes en Estancia Cristina, por temporada, brindados por la intendencia de APN.	141
<b>Tabla 24-VIII:</b> Tsunamis históricos provocados por deslizamientos con alturas de onda superiores a 50 m. (Datos adaptados de NGDC/WDS, N. G. D. C. W. D. S. Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA; Fine et al., 2005; Watt et al., 2009; Løvholt et al., 2018; Higman et al., 2018).	139
<b>Tabla 25-AI:</b> Clasificación de movimientos en masa según Varnes (1978).	192
<b>Tabla 26-AI:</b> Escala de velocidades según Cruden y Varnes (1996).	198

# **CAPÍTULO I**

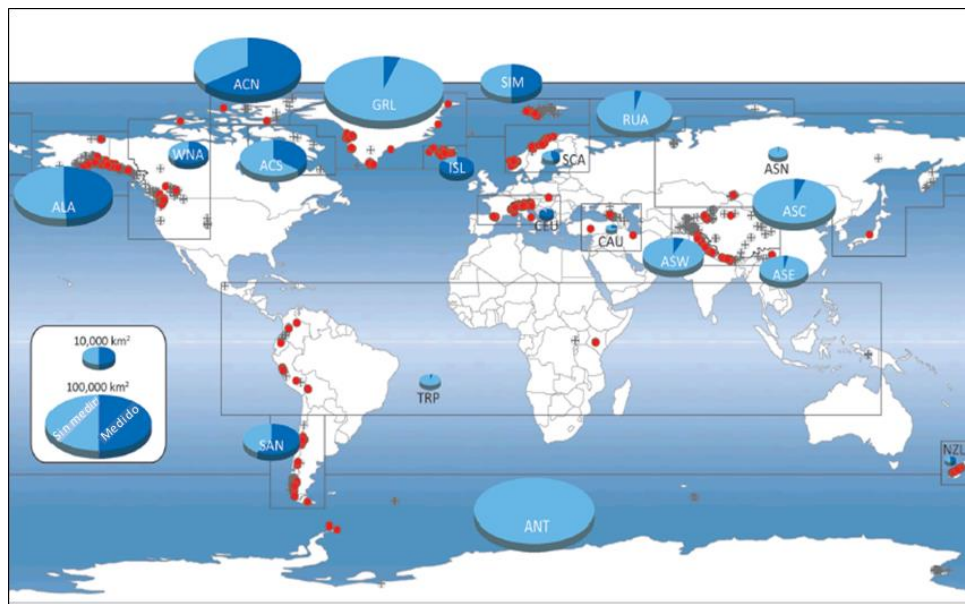
## **1. Introducción**

### **1.1. Estado del arte**

Los glaciares a nivel mundial se destacan por ser uno de los mejores indicadores de sensibilidad al cambio climático. Esto se evidencia en las fluctuaciones de sus frentes, cambios de área, de volúmenes y de masa (Oerlemans, 2005; Haeberli, 2005; IPCC, 2007; Bojinski et al., 2014). A nivel mundial, el hemisferio Norte (Fig. 1-I) es la zona que posee la mayor cantidad de áreas cubiertas con glaciares y los más estudiados; en el caso de los Andes Patagónicos (SAN) existe una amplia cantidad de mediciones sobre los glaciares, en comparación con otras zonas. En las últimas décadas del siglo XX y principio del XXI, la tendencia global de pérdida de hielo en los glaciares se ha acelerado (Rignot y Kanagaratnam, 2006; Ding et al., 2006; Bolch et al., 2012; Zemp et al., 2015; Solomina et al., 2016; Yang et al., 2016; Ragetti et al., 2016). En el caso de los glaciares con proceso de calving, es sabido que son particularmente sensibles a cambios de temperatura debido a la pérdida de masa en la zona frontal (Badino y Romeo, 2005). Por lo tanto, los glaciares han reajustado su dinámica (Bolch et al., 2012) respecto al cambio global, además las tasas de pérdida de masa registradas a través de los métodos glaciológicos y geodésicos no tienen precedente en el período de los registros de observación o incluso de la historia registrada (Zemp et al., 2015). En consecuencia, este retroceso a escala mundial de los glaciares, impulsado en mayor medida por el cambio climático global, expone a las laderas favoreciendo la desestabilización de las mismas y, por ende, se generan numerosos procesos paraglaciales como ser deslizamientos, flujos de escombros y caídas de bloques, entre otros (Bovis y Stewart, 1998; Slaymaker, 2009; McColl, 2012; Higman et al., 2018). Esto se produce debido a que los glaciares socavan las laderas, preparándolas para el colapso mediante la profundización y ensanchamiento de los fondos de los valles y la formación de laderas con pendientes mayores (Harbor, 1992).

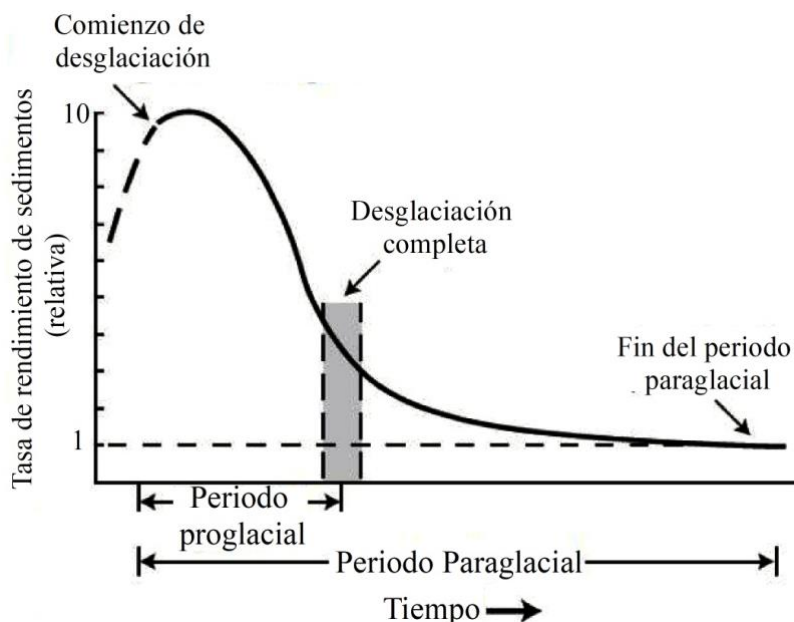
El término paraglacial fue introducido por Ryder (1971a, b) y luego fue formalizado por Church y Ryder (1972) (Fig. 2-I), definiendo el ambiente paraglacial como "procesos no glaciales que están directamente condicionados por la glaciación". Es sabido que la glaciación y la deglaciación están asociadas a procesos climáticos y no climáticos que modifican las tensiones e influyen en la estabilidad de las laderas (McColl, 2012). Un atributo unificador de todas las formas de respuesta paraglacial es que la deglaciación resulta en la exposición de fuentes sedimentarias inestables o metaestables que son posteriormente aprovechadas por una

gran variedad de procesos en un amplio rango de escalas de tiempo (Ballantyne, 2002). Esto sugiere que los procesos de inestabilidad en estas áreas están directamente condicionados por los ciclos de glaciación-desglaciación (Church y Ryder, 1972). Los cambios en la estabilidad de la pendiente durante el retiro de los glaciares pueden ser considerados en el marco de la geomorfología paraglacial (McCull, 2012). La influencia de los atributos del terreno, como la topografía, litología, procesos de modelado glaciar y formas del relieve, son esenciales en el desarrollo y entendimiento de la dinámica paraglacial y sus geoformas asociadas, entre ellas, la ocurrencia de deslizamientos (Aristizábal y Yokota, 2006; Santos-González et al., 2018).



**Figura 1-I:** Distribución del área de los glaciares y registros de fluctuación en 19 regiones. Los gráficos circulares muestran el área de los glaciares regionales (excluyendo el hielo en Groenlandia y Antártida) y la fracción cubierta por las observaciones disponibles. Los puntos muestran la ubicación de los registros continuos (color rojo) y series interrumpidas (cruz color negro) con respecto al último informe de datos que abarca el período de observación 2005/2006-2009/2010. Se muestran las 19 regiones de noroeste a sureste: 1. Alaska (ALA); 2. América del Norte Occidental (WNA); 3. Ártico Canadá Norte (ACN); 4. Ártico Canadá Sur (ACS); 5. Groenlandia (GRL); 6. Islandia (ISL); 7. Svalbard y Jan Mayen (SJM); 8. Escandinavia (SCA); 9. Ártico Ruso (RUA); 10. Asia Septentrional (ASN); 11. Europa Central (CEU); 12. Cáucaso y Oriente Medio (CAU); 13. Asia Central (ASC); 14. Asia Sudoriental (ASE); 15. Asia Central (ASW); 16. Asia Sudoccidental (ASW); 17. Latitudes bajas (TRP); Andes meridionales (SAN); 18. Nueva Zelanda (NZL); 19. Antártida y Sub-Antártida Islas (ANT). Fuentes para la cartografía: Arendt et al. (2012), (área total regionales de los glaciares); WGMS (2012 y versiones anteriores) (datos de fluctuación de los glaciares); y los límites nacionales de la Carta Digital Mundial del *Environmental Systems Research Institute* (ESRI). Fuente: extraído de Zemp et al. (2015).

Otra consecuencia del retroceso de los glaciares es la creación o extensión de cuerpos de agua profunda, dulce o marina (Haritashya et al., 2018; Harrison et al., 2018), donde eventualmente se pueden generar tsunamis de manera repentina por la ocurrencia de deslizamientos (Higman et al., 2018). Esto representa una importante amenaza para los habitantes de los valles montañosos glaciales alrededor del globo (Kos et al., 2016). A lo largo de las costas glaciales de Alaska, Patagonia, Noruega y Groenlandia, las comunidades, el turismo y la infraestructura están expuestos a estos procesos debido a la ocurrencia de deslizamientos y tsunamis (Wiles y Calkin, 1992; Wiczorek et al., 2007; Berndt et al., 2009; Higman et al., 2018, entre otros). Los tsunamis provocados por el impacto de los deslizamientos de tierra, pueden tener un orden de magnitud de períodos más cortos y mayores desprendimientos que los tsunamis provocados por la tectónica. Si bien estos últimos han sido los más estudiados por los peligros que ocasionan (Bourgeois, 2009), en las últimas décadas se han desarrollado numerosas investigaciones vinculadas a tsunamis inducidos por deslizamientos subaéreos o subacuáticos en lagos (Schnellmann et al., 2002, 2006; Monecke et al., 2004; Girardclos et al., 2007; Strasser et al., 2007; Fanetti et al., 2008; Villarosa et al., 2009; Kremer et al., 2015, entre otros) y en fiordos (Longva et al., 2003; L'Heureux, 2012; Hansen et al., 2016, entre otros). Entiéndase a deslizamientos subaéreos por los que inician su movimiento fuera del agua y subacuáticos dentro del agua (Yavari-Ramshe y Ataie-Ashtiani, 2017).



**Figura 2-I:** El ambiente paraglacial según Church y Ryder (1972), el rendimiento de los sedimentos en función del tiempo transcurrido desde la desglaciación. Fuente: Modificado de Slaymaker (2009).

La definición de deslizamientos o procesos de remoción en masa presenta diversas acepciones (ver Anexo I), por ejemplo, Sharpe (1938) definió un deslizamiento como un movimiento perceptible ladera abajo de una masa relativamente seca de tierra, roca o de una mezcla de ambas, a través de un mecanismo de deslizamiento o desprendimiento; mientras que Brunsten (1979) estableció que los procesos de remoción en masa involucran al movimiento de los materiales formadores de las laderas bajo la influencia de la gravedad y sin la asistencia primordial de algún agente de transporte fluido. Cruden (1991) señaló que los procesos de remoción en masa incluyen a todos aquellos movimientos de ladera pendiente abajo, de una masa de roca, de detritos o de tierra afectados por la gravedad. McGuire et al. (2004), expresan que los deslizamientos son los procesos geomorfológicos más frecuentes y extendidos en el mundo. A diferencia de otros peligros naturales, los deslizamientos tienen lugar de manera dispersa en el territorio, especialmente en zonas montañosas (Corominas, 2005). En estas regiones el uso creciente del espacio asociado al turismo y a las actividades deportivas, conlleva una concurrencia inusitada en áreas de marcada inestabilidad (Corominas, 2005).

El principio del actualismo-uniformitarismo permite enunciar que conociendo el comportamiento que han tenido las laderas en el pasado, se pueden predecir como actuarán en el futuro. De esta manera es posible establecer los sectores más susceptibles a ser afectados por los procesos de inestabilidad (Moreiras, 2009). La determinación de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad en un área determinada implica la clasificación, estimación del área o volumen (magnitud) y la distribución espacial de los deslizamientos existentes y potenciales en las laderas circundantes (Fell et al., 2008). El conocimiento de los procesos y factores que condicionan la inestabilidad de las laderas en zonas montañosas es esencial para generar un mapa de susceptibilidad (Papathanassiou et al., 2013). Recientemente, dicho mapeo ha sido posible gracias a la accesibilidad y variedad de los datos de teledetección y a las capas temáticas (factores condicionantes), mediante el uso de SIG (Scaioni, 2013; Qiao et al., 2013). Con el desarrollo de la tecnología en SIG y sensores remotos, se han utilizado cada vez más modelos espaciales sofisticados y precisos para el mapeo de la susceptibilidad a los eventos de deslizamientos (Gorsevski et al., 2006a).

Para inspeccionar y monitorear áreas potencialmente peligrosas en zonas de montaña o de difícil acceso, el uso de técnicas en el campo de la teledetección ofrece amplias ventajas (Stumpf et al., 2017). Actualmente, existen una variedad de sensores y plataformas que proporcionan imágenes ópticas y de radar con diferentes resoluciones espaciales, espectrales y

temporales (Toth y Józskó, 2016). En la actualidad, casi todos los tipos de sensores disponibles pueden ser utilizados para aplicaciones en procesos naturales. Por ejemplo, los rápidos desarrollos en este campo se ven favorecidos por la alta resolución espacial que presentan los sistemas ópticos (actualmente del orden de decenas de centímetros), como así también por el lanzamiento de los sensores SAR (*Synthetic Aperture Radar*) construidos para aplicaciones interferométricas con tiempos de revisión de pocos días (Tofani et al., 2013). La observación de la Tierra desde el espacio ha encontrado muchos usos en las ciencias naturales, pero es sólo en las últimas décadas que los avances tecnológicos también se han extendido a los procesos de remoción en masa (Singhroy, 1995; Mantovani et al., 1996; Massonnet y Feigl, 1998; Ferretti et al., 2001; Canuti et al., 2004; Hong et al., 2007; van Westen et al., 2008; Martha et al., 2010; Ferretti et al., 2011; Zhou y Lu, 2018, entre otros).

En la actualidad, los rápidos avances en el uso de sensores remotos ya sean aéreos, satelitales o terrestres han permitido que las técnicas de observación de la Tierra sean más eficaces para la detección, la cartografía, el monitoreo, el análisis espacial y la predicción de peligros a los procesos de remoción en masa (ver Anexo II) (Metternicht et al., 2005; Tofani et al., 2013). El análisis de imágenes ópticas para el mapeo de los procesos de remoción en masa son útiles para: (i) la interpretación visual de los resultados de las pruebas de imágenes estereoscópicas (Soeters y van Westen, 1996); ii) clasificación de imágenes con métodos basados en píxeles semiautomáticos (Borghuis et al., 2007; Marcelino et al., 2009); (iii) clasificación de imágenes con métodos semiautomáticos orientados a objetos (Martha et al., 2010; Lu et al., 2011; Stumpf y Kerle, 2011); iv) técnicas de detección de cambios (Nichol y Wong, 2005a; Weirich y Blesius, 2007; Tsai et al., 2010); y v) correlación de imágenes ópticas (Delacourt et al., 2007; Leprince et al., 2007; Debella-Gilo y Kaab, 2011). El desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG) y la aplicación de herramientas específicas en distintos software facilita la incorporación de variables derivadas del modelo digital de elevaciones e imágenes satelitales en la evaluación de la inestabilidad de las laderas (Montgomery y Dietrich, 1994; Atkinson y Massari, 1998; Brenning, 2005).

### **1.1.1. Procesos de inestabilidad de laderas en Patagonia**

Los procesos de remoción en masa son agentes geomorfológicos comunes en la región Andina, los cuales pueden producir desastres, cuya ocurrencia y propiedades son determinadas por la interacción de varios factores geológicos, topográficos, climáticos y las actividades antropogénicas (Mergili et al., 2015). A principios del siglo XX, en Argentina, los



deslizamientos fueron mencionados vagamente en los informes técnicos sobre los principales terremotos como "efectos secundarios" (Forbes, 1861; Bodenbender, 1894; Loos, 1926, 1928; Lünkenheimer, 1929; Harrington, 1944) o por trabajadores cuando las líneas ferroviarias eran afectadas por estos eventos (Coleman, 1949). Kilt (1939) fue pionero en el país, reportando deslizamientos que afectaban a los caminos de montaña independientemente de sus mecanismos de activación. Los estudios sobre estos procesos en el país tomaron importancia a partir de fines de la década del 80' del siglo pasado; posteriormente, las reseñas históricas más completas fueron realizadas por Fauqué y González (2004), Moreiras y Coronato (2009) y González Díaz (2010), entre otros. Gran parte de los deslizamientos se ubican al oeste del país, desde los 22°S a los 55°S, en coincidencia con la región montañosa (Cordillera de Los Andes) que presenta mayores pendientes (Carignano et al., 2014), comprendiendo un tercio del país (Moreiras y Coronato, 2009). Los deslizamientos más catastróficos registrados han afectado regiones montañosas desde el norte de Jujuy hasta el sur de Tierra del Fuego, e involucrando montañas, cordilleras, mesetas y acantilados donde las precipitaciones varían ampliamente (Moreiras y Coronato, 2009). Por esta razón, los procesos de inestabilidad de laderas se analizan principalmente sobre la base de las provincias geológicas argentinas (Ramos, 1999) (Tabla 1-I). Por otro lado, los movimientos sísmicos son uno de los principales factores desencadenantes de los deslizamientos en Argentina. Sin embargo en los Andes Patagónicos, las precipitaciones provenientes del oeste son uno de los desencadenantes que afectan a estos mecanismos. Además, el exceso de nieve y su fusión durante los días de primavera excepcionalmente calurosos, favorece a estos procesos de remoción en masa (avalanchas y flujos de escombros) (Moreiras y Coronato, 2009).

## **1.2. Planteamiento del problema**

En el área del Brazo Norte del lago Argentino existe un amplio espectro de investigaciones glaciológicas sobre el comportamiento dinámico del glaciar Upsala y glaciares tributarios (Aniya y Skvarca, 1992; Skvarca et al., 1995, 2003; Floriciui et al., 2008, 2009; Willis et al., 2012; Sakakibara et al., 2013; Moragues et al., 2018; Foresta et al., 2018, entre otros), el lago Argentino (Richter et al., 2016) y la geología-geomorfología glacial (Malagnino y Strelin, 1990; Kraemer y Riccardi, 1997; Glasser et al., 2008; Strelin et al., 2014; Lo Vecchio et al., 2016, entre otros). Pero existe una carencia de estudios en la zona del Parque Nacional Los Glaciares dedicados a los procesos paraglaciales y su inestabilidad. Las laderas inestables forman parte de un comportamiento complejo que depende de la combinación de varios

factores condicionantes y desencadenantes interrelacionados. Debido a la concurrencia diaria de turistas a esta zona, resulta de vital importancia ahondar en el conocimiento de la dinámica de las laderas (temporal y espacial) mediante la detección de sectores susceptibles a deslizarse, implementando diversas metodologías. De esta manera se contribuirá a la preservación y prevención de posibles riesgos que atenten tanto a los visitantes como al personal del parque nacional.

**Tabla 1-I:** Procesos de inestabilidad de laderas identificados en las principales provincias geológicas de Argentina. Fuente: Moreiras y Coronato (2009).

		<b>Flujos de detritos</b>	<b>Avalanchas de barro</b>	<b>Deslizamientos de tierra</b>	<b>Reptación de suelo</b>	<b>Desprendimientos de rocas</b>	<b>Caídas de piedras</b>
Norte de Argentina	Puna	x	x				
	Cordillera Oriental	x	x	x		x	
	Sierras Subandinas	x	x	x	x	x	x
Noroeste de Argentina	Sierras Pampeanas	x	x	x		x	x
Centro-Oeste de Argentina	Cordillera Principal	x	x	x			x
	Cordillera Frontal	x	x				x
	Precordillera	x					x
Sur de Argentina	Cordillera Patagónica (Septentrional, Austral y Cordillera Fueguina)	x		x			x
	Meseta Patagónica Norte y Sur	x		x		x	x

### 1.3. Justificación y Contribuciones del estudio

Dada la recurrencia de procesos de remoción en masa que presenta la región Andina (Mantilla et al., 2001; Allan et al., 2006), la recolección sistemática y continua de registros sobre estos procesos morfodinámicos, permite identificar y caracterizar las dinámicas intrínsecas del relieve, haciendo perceptibles relaciones espaciales con elementos como la geología, el clima, la vegetación, etc. (Moncada Rojas, 2014). El desconocimiento de estos procesos limita una visión integral del fenómeno, además de generar una mayor vulnerabilidad para los elementos

allí concurrentes. La recreación y el turismo basados en la naturaleza, constituyen una parte importante de las preferencias de viaje y ocio en el mundo (Newsome et al., 2013). Si bien, la recreación al aire libre ha sido popular en muchos países desde principios del siglo XX (Devlin, 1995; Manning, 2011), el surgimiento del turismo en entornos naturales, como una forma distinta de actividad comercial, es un fenómeno relativamente reciente. Con frecuencia, cuando los turistas visitan parques nacionales y otras áreas protegidas se exponen a peligros naturales (Murphy y Bayley, 1989; Espiner, 2001; Howard, 2008; Kuenzi y McNeely, 2008). Los peligros naturales son particulares y específicos de cada sitio de interés, ya que no todos los ambientes naturales poseen las mismas características (Purdie et al., 2015). En los entornos montañosos, especialmente los peligros, son un componente inherente de la recreación y no están necesariamente asociados con el grado de accesibilidad pública (Boyes et al., 1995). Los ambientes recientemente desglazados (paraglaciales) poseen como amenaza (o peligro) la generación de procesos de inestabilidad de laderas, amenaza que es desconocida o ignorada por los turistas que visitan estos ambientes.

La investigación de la presente tesis aporta al conocimiento y disminución de la incertidumbre respecto de la posible peligrosidad debido al fenómeno geológico de los procesos de inestabilidad en las laderas de los valles recientemente desglazados. El estudio implementa métodos indirectos para efectuar análisis de datos geoespaciales y estadísticos a través del uso de sensores remotos. Los resultados fueron validados *in situ* por medio de salidas al terreno para obtener satisfactorias respuestas al problema planteado en la presente tesis. De esta manera se contribuye al entendimiento de la morfodinámica de las laderas en un ambiente paraglacial subaéreo "recientemente" abandonado por los glaciares y la peligrosidad consecuente que generan estos eventos.

#### **1.4. Hipótesis**

Los procesos glaciales de retracción del hielo que acaecen en la zona del Brazo Norte del lago Argentino, durante el último siglo, están en estrecha relación con los procesos de reajustes paraglaciales subaéreos y la dinámica actividad de inestabilidad de las laderas imperantes en el área.

## **1.5. Objetivos**

### **1.5.1. Objetivo General**

La detección y el estudio de la inestabilidad de las laderas por retroceso de las masas de hielo (reajustes paraglaciales) se convierten en el eje central de la presente tesis. El análisis del comportamiento dinámico de las laderas permite comprender el potencial peligro geológico del área de interés, no sólo para las actividades turísticas sino también para la conservación de las áreas protegidas. Mediante la implementación de sensores satelitales ópticos (ASTER, Landsat, SPOT), modelos digitales de elevación (MDE-SRTM y ALOS PALSAR), y la combinación de diversas técnicas y análisis estadísticos se busca evaluar la aplicación de cada una de ellas y dar respuestas certeras a la problemática planteada a escala regional y local. Por ello, la tesis propone identificar y analizar los procesos de inestabilidad de las laderas en la zona del Brazo Norte del lago Argentino, Parque Nacional Los Glaciares, Santa Cruz, mediante el uso de técnicas de sensoramiento remoto, a fin de evaluar la actividad de dichos eventos y su posible peligrosidad. A esto se suma el cuantificar, estimar y evaluar la evolución espacio-temporal de los cambios superficiales de las laderas, producto de la inestabilidad del material a través de técnicas de teledetección y estadísticas.

### **1.5.2. Objetivos Específicos**

A fin de lograr el objetivo principal de la presente tesis se han planteado los siguientes objetivos específicos:

1. Detectar y caracterizar los procesos geodinámicos subaéreos de las laderas, producto de inestabilidad por procesos de remoción en masa, comprendidas entre los 49°15'-50°50'S y 72°09'-73°09'O.
2. Estimar las velocidades superficiales (2013-2014) de los glaciares de la cuenca Upsala y el retroceso frontal del glaciar Upsala (último siglo) a fin de contribuir al entendimiento de la reciente dinámica glacial del área.
3. Implementar en imágenes satelitales la técnica de correlación cruzada (COSI-Corr) sobre los glaciares de la cuenca Upsala, con el fin de obtener desplazamientos horizontales y velocidades superficiales del hielo.
4. Identificar y analizar la geomorfología paraglacial asociada a los procesos de inestabilidad del área del Brazo Norte del lago Argentino mediante un análisis del

terreno a través de la combinación de parámetros morfométricos, factores condicionantes y desencadenantes de dichos procesos.

5. Evaluar el comportamiento de las laderas a través de la relación existente entre procesos glaciarios (velocidades superficiales y retroceso frontal reciente) y procesos paraglaciales (inestabilidad de laderas).
6. Detectar y estimar los cambios superficiales relacionados con los procesos subaéreos de inestabilidad de las laderas en el canal Upsala del lago Argentino utilizando técnicas de teledetección.
7. Implementar las técnicas estadísticas multivariadas (Análisis de Componentes Principales y Análisis Discriminativo) y las técnicas estadísticas bivariadas (Coeficiente de Correlación de Pearson y Distribución Normal), en cuatro áreas de prueba con potencial peligro a fin de detectar actividad relacionada con los procesos de inestabilidad de laderas en el periodo 2001-2015.
8. Zonificar y mapear el grado de susceptibilidad por procesos de inestabilidad a fin de contribuir a identificar las posibles zonas con ocasional generación de peligro.
9. Implementar y combinar los métodos de Proceso de Jerarquía Analítica y Combinación Lineal Ponderada, a base de imágenes satelitales ópticas para generar el mapa de susceptibilidad.
10. Caracterizar el deslizamiento subaéreo Agassiz de la ladera occidental del canal Upsala y analizar la posible vulnerabilidad a través de datos censales.
11. Difundir y publicar los resultados en congresos de alcance nacional e internacional y revistas científicas de alto impacto.

## **1.6. Estructura general de la tesis**

La figura 3a-I muestra el gráfico síntesis de la tesis sobre una imagen Landsat (2019) realizada con una combinación falso color, en la cual se representan los distintos procesos naturales a través de iconos, que se presentan en el área que han dado lugar a cada capítulo. La figura 3b-I presenta el esquema conceptual de la tesis, datos utilizados en cada proceso y las aplicaciones de las técnicas, los resultados esperados y las relaciones existentes entre la dinámica glacial y la dinámica de laderas (procesos de inestabilidad).

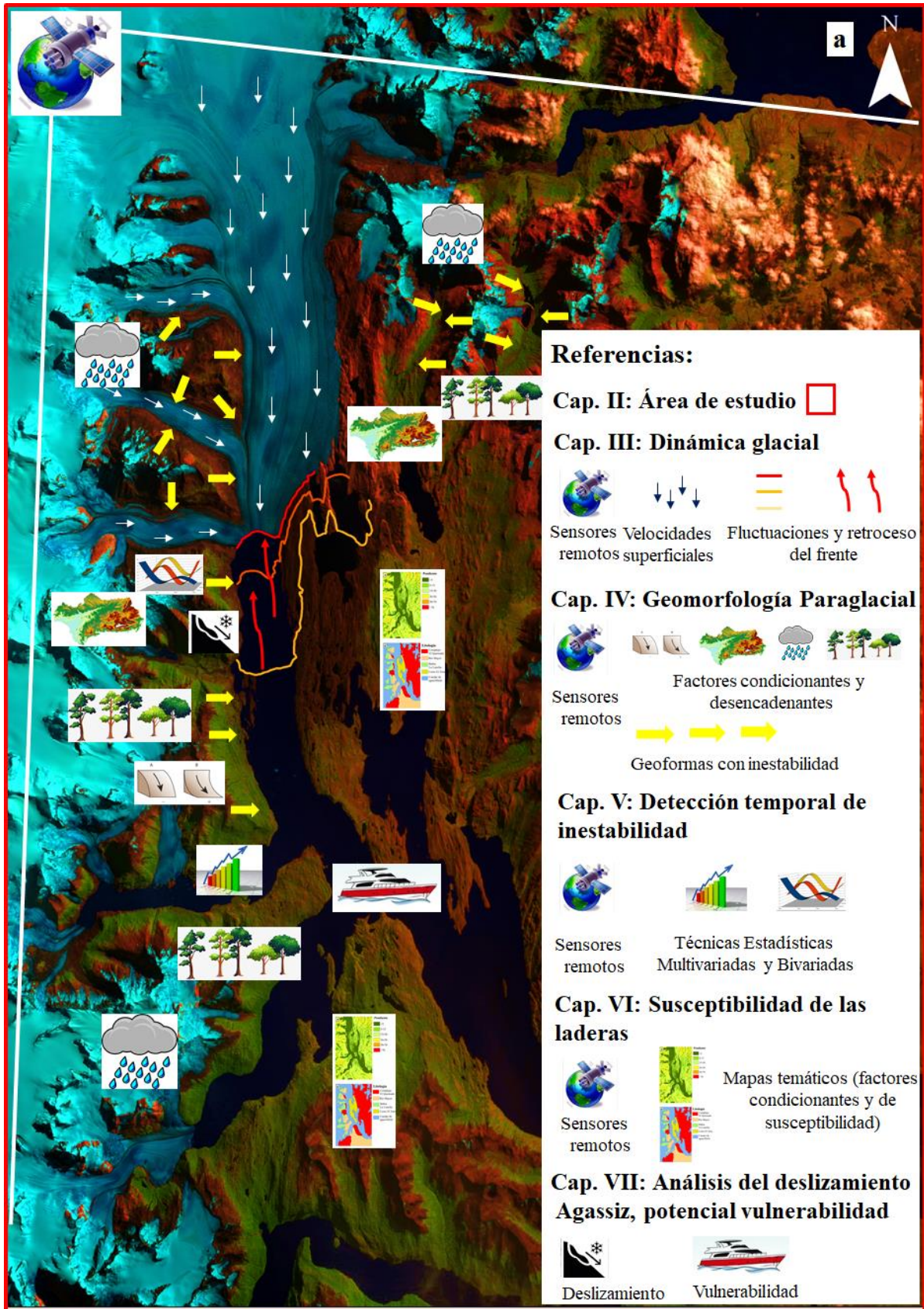


Figura 3-I: (a) Esquema conceptual de la tesis.



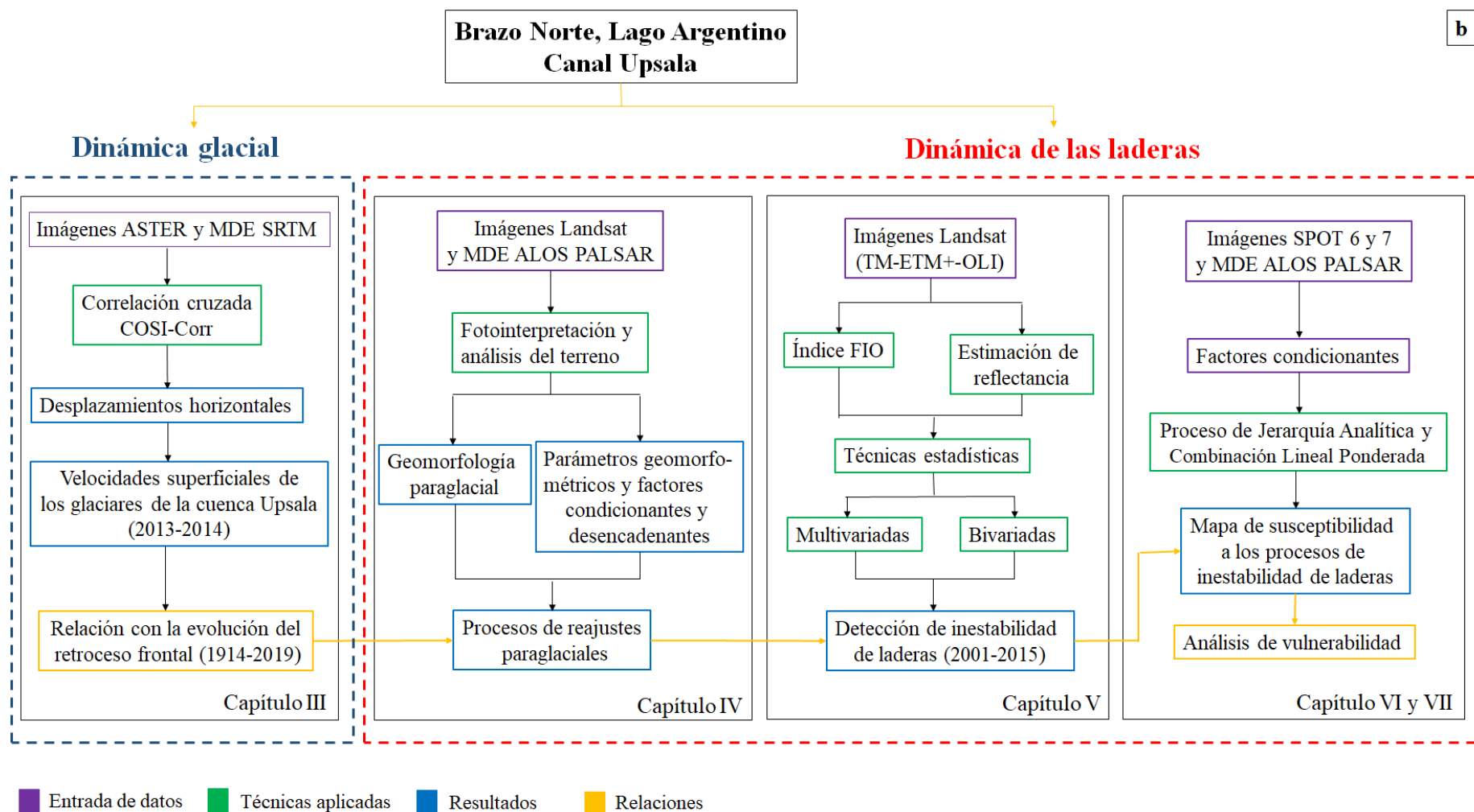


Figura 3-I: (b) Diagrama de flujo de la tesis incluyendo metodologías empleadas y resultados esperados.

# **CAPÍTULO II**



## **2. Descripción del área de estudio**

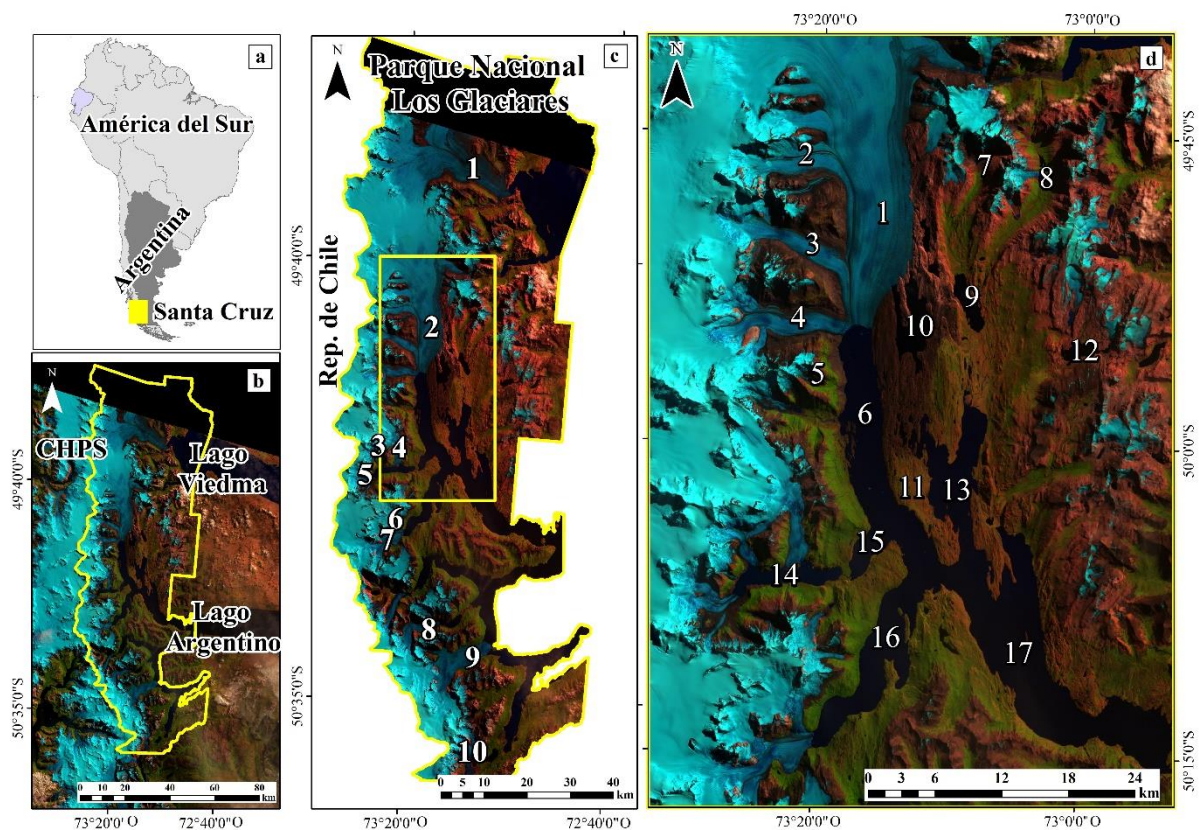
### **2.1. Características generales**

En los Andes Patagónicos Sur, provincia de Santa Cruz se localiza la Cordillera Patagónica Austral que se encuentra orientada en sentido norte-sur y coincide generalmente con el límite internacional argentino-chileno. A la latitud del lago Argentino presenta en promedio un ancho de 50-60 km y una altura de 2.000-2.500 m s.n.m., aunque algunos cerros sobrepasan los 3.000 m s.n.m. Al oeste está limitada por el archipiélago Patagónico, alturas que no sobrepasan los 1.200 m s.n.m. y un relieve irregular desarrollado en numerosas islas y canales. Hacia el este, la cordillera pierde altura y comienza lo que se denomina la Patagonia Extra-andina, o Estepa Patagónica, la cual se extiende hasta el océano Atlántico, conformando así una serie de mesetas escalonadas en sentido descendente de oeste a este (Riccardi y Rolleri, 1980).

El área de interés de la presente tesis se encuentra enmarcada dentro del Parque Nacional Los Glaciares (PNLG) y está comprendida entre las latitudes 49°45'S-50°15'S y longitudes 73°24'O-73°0'O (Fig. 4d-II) con una superficie de 726.927 ha (7.240 km<sup>2</sup>). El área protegida se encuentra limitada al norte por el lago Viedma, al sur por el lago Argentino, al este por el río La Leona y al oeste por una línea de altas cadenas montañosas (Fig. 4b-II). El PNLG ha sido declarado como «Patrimonio de la Humanidad» en 1981 por la UNESCO, debido a su particular belleza, fauna y flora, y su interés glaciológico y geomorfológico. El fin de su creación es el de preservar una extensa área de hielos continentales y glaciares, del bosque andino-patagónico austral y muestras de la estepa patagónica. El Parque además es reconocido mundialmente por presentar una vasta área de hielo a la que se le denomina Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) (Skvarca, 2002). El uso turístico nacional e internacional del área es creciente y de gran importancia, siendo el sector con mayor afluencia turística el glaciar Perito Moreno. El ingreso de visitantes creció considerablemente desde 1981 con aproximadamente 20.000 turistas anuales, a sobrepasar los 80.000 visitantes en el año 2016 (Estadísticas PNLG, 2017).

De acuerdo a la clasificación de Köppen, el clima del PNLG es del tipo subpolar oceánico, templado, lluvioso, sin estación seca definida pero con menor precipitación en verano (Código: Cfc ). El sitio está ubicado en el eje central de los fuertes vientos que provienen del oeste y suroeste, cuya frecuencia e intensidad resulta mayor durante la estación estival (Naruse y Casassa, 1985; Garreaud et al., 2009). Las precipitaciones en esta región se producen

principalmente por perturbaciones generadas por los vientos del oeste y están fuertemente influenciadas por los Andes Australes (Garreaud et al., 2013). Esto genera que la zona posea uno de los gradientes de precipitaciones más altos a nivel mundial (Carrasco et al., 2002; Smith y Evans, 2007). Las estimaciones realizadas a partir de testigos de hielo tomados en la zona (e.g., Schwikowski et al., 2013), y de simulaciones numéricas de la dinámica atmosférica (e.g. Schaefer et al., 2015), sugieren que la precipitación climatológica en las cercanías de la cresta andina sería de al menos 6.000-8.000 mm por año (Villalba et al., 2017). La temperatura media anual es de  $\sim 6^{\circ}\text{C}$  (Carrasco et al., 2002), coexistiendo bosque nativo de *Nothofagus* junto al hielo en la periferia de los frentes de los glaciares.

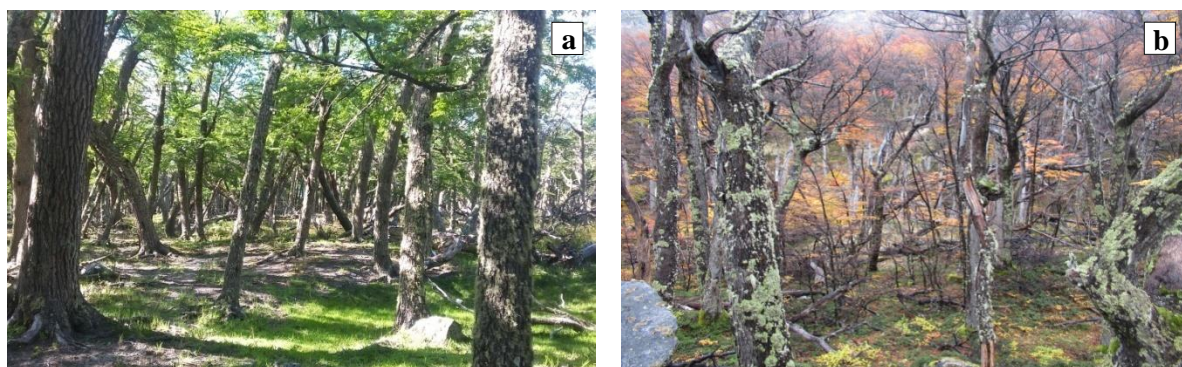


**Figura 4-II:** Área de estudio, (a) Provincia de Santa Cruz, Argentina, (b) Límites del Parque Nacional Los Glaciares (línea sólida color amarillo), (c) PNLG con sus 10 glaciares principales, 1.Viedma, 2.Upsala, 3.Bolado, 4.Agassiz, 5. Onelli, 6.Peineta, 7.Spegazzini, 8.Ameghino, 9.Perito Moreno, 10.Frías; y el área de interés en línea sólida color amarillo, (d) Área de estudio de la tesis, Brazo Norte del Lago Argentino. 1.Glaciar Upsala, 2.Glaciar Murallón, 3.Glaciar Cono, 4.Glaciar Bertacchi, 5.Laguna Agassiz, 6.Canal Upsala, 7.Valle Moyano, 8.Valle Norte, 9.Lago Pearson, 10.Lago Guillermo, 11.Península Herminita, 12.Lago Tannahuser, 13.Brazo Cristina, 14.Lago Onelli, 15.Bahía Onelli, 16.Canal Spegazzini, 17.Brazo Norte.

## Capítulo II: Descripción del área de estudio

En la Cordillera Patagónica Austral, se encuentra el Bosque Caducifolio de la Provincia Subantártica (Cabrera, 1976) o Bosques Andino-Patagónicos (Dimitri, 1972). Esta provincia está dominada por especies leñosas del género *Nothofagus*. Hacia el este y siguiendo el curso de las corrientes de agua se encuentra el *Nothofagus antarctic* (ñire). Hacia occidente, en los sectores más húmedos de la cuenca del río Santa Cruz, las masas boscosas de mayor desarrollo están integradas por lenga (*Nothofagus pumilio*) y coihue (*Nothofagus betuloides*) (Fig. 5-II), este último sobre todo en lugares bajos próximos a los lagos (Hauman, 1926; Movia et al., 1987; Echeverría et al., 2014; Strelin et al., 2014).

En todas las laderas y valles de alta montaña de la zona, los árboles de *Nothofagus pumilio* son un soporte cuando el terreno está saturado. También se encuentra en bahía Onelli bosque de *Nothofagus* (Fig. 5-II), el cual crece principalmente a lo largo de los márgenes del lago (Anliot, 1965). En el valle Cristina y península Herminita predomina una estepa arbustiva, con una alta proporción de bosque en galería de *Nothofagus antarctic* que rodea las numerosas lagunas (Anliot, 1965). El material morrénico y el lecho rocoso expuesto frente al glaciar Upsala, son esencialmente superficies estériles con *Senecio gnidioides* ocasionalmente dispersas en la morrena desnuda. Aquí el pastoreo pesado de los animales cimarrones, la erosión extensiva que ha ocurrido en las morrenas de grava y otros procesos gravitacionales, dejan parches estériles sobre las laderas. En general, en el lado de sotavento de las morrenas aparecen especies de *Nothofagus pumilio* (Anliot, 1965). Estos bosques son pequeños en estatura y con una marcada deformación hacia la ladera, producto del viento en las zonas más bajas, pero en las laderas más altas se ha desarrollado un bosque de *Nothofagus* denso y de grandes árboles (Fig. 5-II).



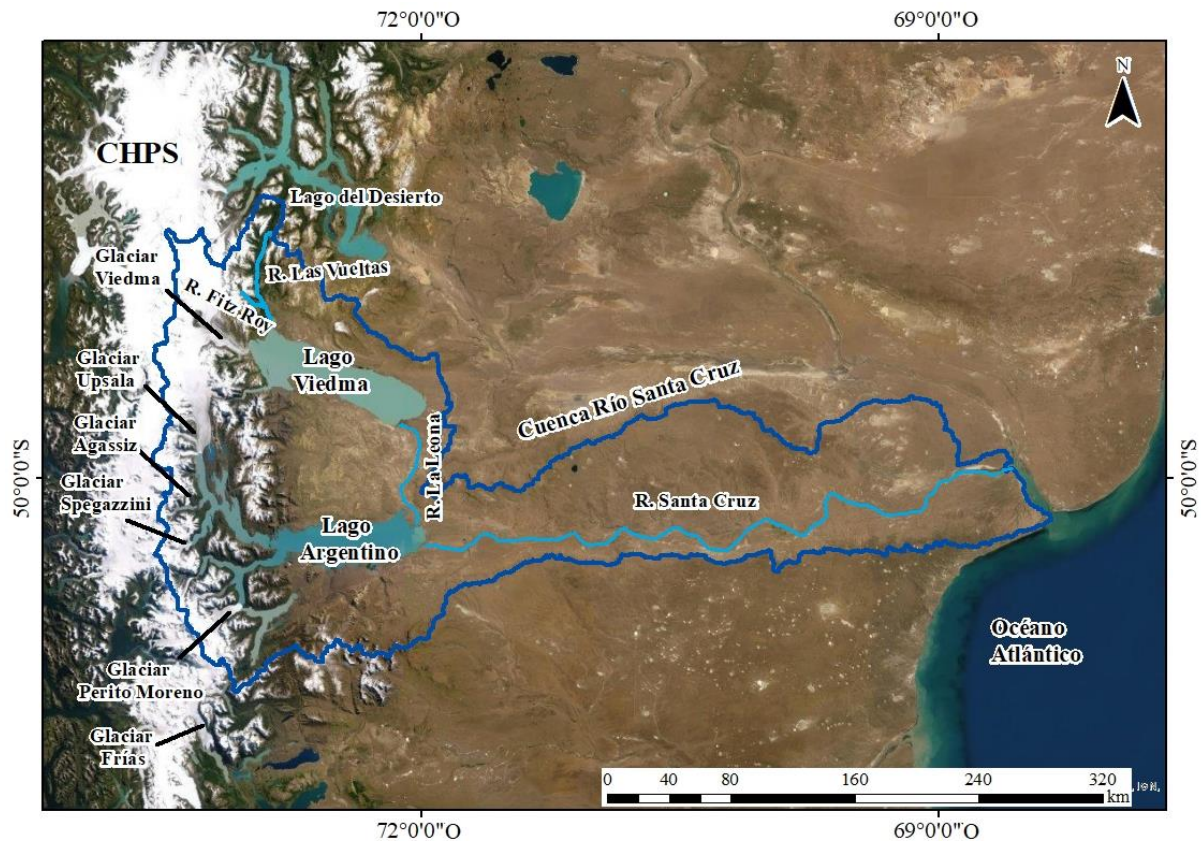
**Figura 5-II:** (a) Bosque de *Nothofagus pumilio* en bahía Onelli, lago Argentino y (b) Bosque de *Nothofagus pumilio* y *betuloides* sobre la ladera occidental del canal Upsala, cubierta de material morrénico. Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017.

## **2.2. Aspectos hidrológicos y glaciológicos**

En los Andes Patagónicos los principales aportes hídricos a los ríos y arroyos cordilleranos lo constituyen las lluvias, la nieve y los glaciares (Villalba et al., 2017). Con un caudal medio de unos 700 m<sup>3</sup>/s, el río Santa Cruz es el curso de agua dulce más caudaloso de la Patagonia Austral Argentina, los glaciares insertos dentro del PNLG son una de sus fuentes principales de alimentación. Este río nace en la Cordillera de los Andes y atraviesa en dirección oeste-este toda la provincia de Santa Cruz hasta desembocar en el Océano Atlántico, luego de un recorrido de unos 380 km (Fig. 6-II). Dada la extensión (~28.000 km<sup>2</sup>) y ubicación geográfica de su cuenca, que incluye en su parte alta occidental un importante sector del CHPS, este río recibe aportes no sólo de precipitaciones líquidas (lluvia) y sólidas (nieve) sino también del agua provista por el derretimiento de numerosos glaciares. De hecho, con casi 3.000 km<sup>2</sup> cubiertos por el hielo, la cuenca del río Santa Cruz concentra el 89% del hielo de toda la región y el 53% del hielo de todo el país (Zalazar et al., 2017). La cuenca también cuenta con extensos lagos (Argentino y Viedma), los cuales modulan o “suavizan” los escurrimientos del río reduciendo la amplitud estacional e interanual del mismo (Villalba et al., 2017).

La cuenca del río Santa Cruz se divide en dos grandes sub-cuencas de lagos proglaciales que dominan y alimentan la cuenca superior, la del lago Viedma y la del lago Argentino (Fig. 6-II). La primera es alimentada principalmente por el glaciar Viedma, los aportes del río Fitz Roy y el río Las Vueltas, con origen en el lago del Desierto (Fig. 6-II). El lago Viedma domina la porción norte de la cuenca y se conecta con el lago Argentino a través del río La Leona, el cual abastece alrededor del 37% de la descarga anual total del río Santa Cruz. El lago Viedma se ubica a una cota de 250 m s.n.m. y ocupa una superficie de 1.100 km<sup>2</sup>. La otra sub-cuenca es la del lago Argentino, alimentada por la fusión nivo-glacial y proceso de calving de los glaciares Upsala, Agassiz, Spegazzini, Ameguino, Perito Moreno, Frías, y otros de menores dimensiones (Fig. 6-II). El lago Argentino es el más importante y destacable en la zona, siendo el sexto lago más grande de América del Sur y el segundo más grande de la Patagonia (después del Lago Buenos Aires/General Carrera compartido con Chile), ubicado en su totalidad en territorio argentino (Strelin et al., 2014; Richter et al., 2016), con una superficie de ~1.600 km<sup>2</sup>.





**Figura 6-II:** Cuenca del río Santa Cruz, con sus glaciares, lagos y ríos más importante, que mayor aporte hídrico realizan al océano Atlántico.

En cuanto al contexto glaciológico, el CHPS se ubica en territorio chileno-argentino (Fig. 4b-II), se extiende casi 350 km entre los 48°15'S y 51°40'S a lo largo del meridiano 73°30'O (Skvarca, 2002). Pero la mayor parte de la masa de hielo se encuentra en Chile, con 14.151 km<sup>2</sup> de hielo, incluidos los glaciares adyacentes, constituyéndose así en la mayor masa de hielo en el hemisferio sur fuera de Antártida (Rivera et al., 2002). Está compuesto por 48 glaciares principales y más de 100 glaciares de menor tamaño (Aniya, 2013). El CHPS es una de las reservas de agua dulce presentes y futuras más importantes del planeta y alrededor del 20% está bajo jurisdicción de Argentina (Aniya, 2013).

Los cuerpos de hielo del CHPS son clásicos glaciares de tipo temperado o templado, lo que significa que el hielo se encuentra cercano al punto de fusión durante todo el año (Skvarca, 2002). El punto de fusión puede variar por la presión (atmosférica o de acuerdo al espesor del hielo), pero en general esta temperatura se define como 0°C (Rivera et al., 2016). La condición “temperada” implica la presencia de agua en contacto con hielo, que circula dentro del glaciar hasta llegar a la base de éste, donde el hielo fluye no sólo por deformación, sino que también por deslizamiento basal (Rivera et al., 2016). Esta característica le confiere un dinamismo

único, relacionado con las elevadas tasas de desplazamiento basal, en muchos casos ampliamente dominante sobre el desplazamiento por deformación (Lenzano et al., 2018).

El PNLG alberga más de 2.600 km<sup>2</sup> de hielo del CHPS, conformado principalmente por 12 cuerpos de hielo principales, que se disponen de norte a sur: Viedma, Moyano, Upsala, Agassiz, Bolado, Onelli, Peineta, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Perito Moreno y Frías (Fig. 4c-II). Una particularidad notable es que entre el glaciar Viedma (Fig. 7a-II), Upsala (Fig. 7b-II) y Perito Moreno (Fig. 7c-II) representan más del 70% de esta cubierta y han sido objeto de diversos estudios glaciológicos por su comportamiento dinámico. En el área de interés de la presente tesis, el glaciar Upsala es el más estudiado de la zona (e.g. Aniya et al., 1997; Skvarca et al., 2002; Sakakibara y Sugiyama, 2014; Moragues et al., 2018, entre otros), está emplazado en la margen este del CHPS y vierte sus hielos hacia el sur por el canal Upsala y Brazo Norte del lago Argentino (Sugiyama et al., 2016) (Fig. 4d-II). La parte oriental del Upsala está alimentada por hielo procedente del CHPS de la divisoria Upsala-Viedma, mientras que la parte occidental está alimentada principalmente por los glaciares tributarios Bertacchi, Cono y Murallón, uniéndose los tres al flujo del glaciar Upsala (Fig. 4d-II) (Aniya y Skvarca, 1992). En 2011, el glaciar tenía una superficie de 840 km<sup>2</sup> y una longitud de 54 km (Sakakibara et al., 2013), esto lo postula como el cuarto glaciar más grande del CHPS (De Angelis, 2014).



**Figura 7-II:** Vista general y frontal de los grandes glaciares con mayor aporte al lago Argentino. (a) Glaciar Viedma, foto gentileza de Paulina Vacafior, noviembre de 2017, (b-c) Glaciares Upsala y Perito Moreno, fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017.

### **2.3. Marco geológico y rasgos geomorfológicos**

La cuenca del lago Argentino ha sido estudiada por Feruglio, realizando los primeros estudios estratigráficos de la zona, formando parte de la expedición del padre De Agostini, entre los años 1931 y 1932, contribuyendo con trabajos fundamentales para la región (Feruglio 1938, 1944, 1949, 1950, entre otros). Feruglio (1944), distinguió 3 unidades: la Cordillera Principal o Región Andina, la Región Preandina, y la Subandina. De éstas sólo las regiones Andina y Preandina se encuentran representadas en el PNLG. La región Preandina, la más oriental, presenta montañas con alturas de más de 2.000 m s.n.m. en el límite con la zona andina. Esta región corresponde a una extensa masa montañosa de ~2.500 m s.n.m., con su parte central cubierta por un extenso manto de hielo, desde el cual descienden lenguas glaciarias que terminan en lagos, territorio argentino, y hasta el mar en Chile.

El basamento metamórfico de la región, descrito por primera vez por Steffen (1910), está compuesto por metapelitas de bajo grado y metapsamitas (Formación Pizarras) intensamente deformadas, y constituye el basamento paleozoico de los Andes Patagónicos del Sur. Este basamento se encuentra instruido por rocas ígneas cretácicas y terciarias del batolito Patagónico. En discordancia sobre el basamento paleozoico, se depositan volcanitas jurásicas y sedimentos sincrónicos con el fallamiento normal de la etapa de rift, preservándose ejemplos de fallas normales con diferente grado de reactivación en el borde este de la faja plegada interna (Kraemer, 1998) (Fig. 8-II). El estilo estructural dominante en la faja plegada interna es de basamento (*thick-skinned*). El basamento paleozoico y las volcanitas jurásicas son las unidades de mayor competencia relativa, siendo generalmente sobrecorridas sobre unidades más jóvenes. El borde occidental de la faja plegada interna, se caracteriza por antecorrimientos (*forethrusts*) con desplazamientos kilométricos y vergencia al este, en tanto su borde este, se caracteriza por bajocorrimientos o retrocorrimientos (*underthrusts o backthrusts*), definiendo zonas triangulares que se extienden entre los 47° y 50°S (Fig. 8-II) (Ramos, 1989; Kraemer, 1991).

Kraemer y Ricardi (1997) y Ghigliione et al. (2009), entre otros, describieron las formaciones geológicas que predominan en el área (Fig. 8-II). El basamento paleozoico se encuentra cubierto por la Formación Bahía La Lancha del Devónico tardío a Carbonífero temprano y aflora en el flanco oeste del cordón Masters y margen oeste del glaciar Upsala. Presenta dos tipos de litología bien diferenciadas, la primera está caracterizada por su origen sedimentario,

## *Capítulo II: Descripción del área de estudio*

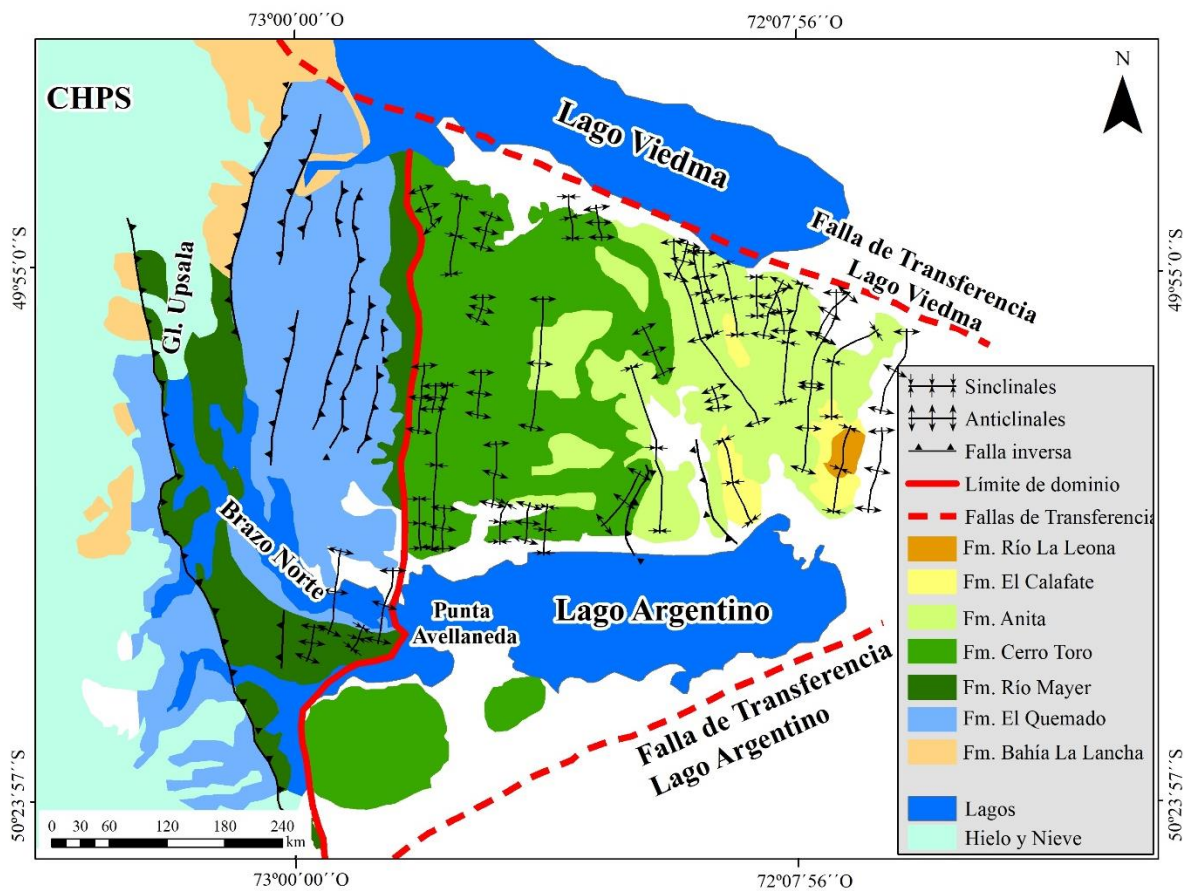
constituida por una alternancia de areniscas y pelitas; y la segunda, por filitas que se caracterizan por una progresiva pérdida de los rasgos sedimentarios y aparecen intercaladas mediando zonas de cizallamiento. La edad jurásica media a tardía aparece con una potente sucesión volcánica-sedimentaria del Complejo El Quemado (CEQ) que se desarrolla en la margen este del glaciar Upsala y se extiende por el cordón Masters. El CEQ está compuesto por ignimbritas riolíticas, tobas y flujos de lava, apoyando discordantemente sobre la Formación Bahía La Lancha (Nullo et al., 1978). En el sector preandino y extraandino (3700 m s.n.m.) afloran sedimentitas marinas y continentales del Cretácico y Paleógeno.

El Cretácico está representado por una gruesa secuencia sedimentaria marina que resultó de la transgresión marina cretácica que cubrió la Cuenca Austral, Formación Río Mayer y Río Toro (Richiano et al., 2012). La Formación Río Mayer se encuentra ampliamente difundida en la Cordillera Patagónica Austral, aflorando en la región estudiada principalmente en los flancos y extremos sur del cordón Masters, sectores adyacentes al glaciar Upsala, bahía Cristina y canal Spegazzini. Apoya en paraconcordancia sobre las volcanitas del CEQ en algunos sectores. La unidad se caracteriza por una predominancia de pelitas laminadas con fisilidad marcada del Cretácico inferior. Por último, la Formación Cerro Toro del Cretácico inferior que presenta sus mejores exposiciones en el faldeo oeste del cordón Masters y margen este del glaciar Upsala, apoya en paraconcordancia sobre la Formación Río Mayer. Presenta cuatro litofacies, compuestas por pelitas y areniscas, se reconoce por sus tonos grises oscuros y un típico perfil de erosión duro-blando alternante, de relieve positivo en relación a la unidad que la infrayace (Formación Río Mayer). Hacia el este del área se extiende la Formación Anita, aflora extensamente tanto al norte como al sur del lago Argentino del cretácico superior (campaniana a maastrichtiana temprana) (Kraemer y Ricardi, 1997).

Rabassa et al. (2005), sugirieron que han ocurrido un mínimo de ocho glaciaciones en el Plioceno medio tardío sobre el área. La "Gran Glaciación Patagónica" se desarrolló en el Pleistoceno temprano, luego se generaron entre 14 y 16 eventos fríos (glaciales), alternados con eventos cálidos (interglaciales). El Último Máximo Glacial ocurrió en el Pleistoceno tardío (Glasser et al., 2008). Por ende, toda el área del PNLG ha sido afectada por las glaciaciones cuaternarias. El espesor del hielo alcanzó entre 900 y 1.400 m en la fase de mayor expansión en el Último Máximo Glacial. Como consecuencia de esto, el relieve ha sido modificado sustancialmente en muchos sectores, y todos los valles han sido excavados y modelados por la acción erosiva glacial. Es decir que los procesos y unidades geomorfológicas actuales en la



cuenca del lago Argentino son consecuencia de procesos que generaron y generan actualmente los glaciares, principalmente en el Holoceno (Strelin et al., 2014).



**Figura 8-II:** Mapa geológico de la zona. Modificado de Kraemer et al. (2003) y Ghiglione et al. (2009).

El continuo accionar de las masas de hielo, como es el avance, retroceso (fluctuaciones), ablación, transporte, sedimentación, entre otros, produce procesos de reajustes, como por ejemplo los eventos de remoción en masa, procesos erosivos, depósitos fluviales y glaciares, desarrollo de vegetación, etc. La geomorfología glacial en el área ha sido estudiada detalladamente (Caldenius, 1932; Malagnino y Strelin, 1992; Glasser et al., 2005, 2008; Aniya et al., 2007; Glasser y Ghiglione 2009; Strelin et al., 2014, entre otros), principalmente las formaciones morrénicas, testigos de estos procesos. Las morrenas son geformas generadas por sedimentos transportados y depositados por un glaciar, en su descenso desde las cumbres de los Andes que van arrancando, transportando y depositando el material rocoso grueso y fino hasta el límite de expansión del glaciar (zona donde la fusión del hielo supera a la acumulación) (Malagnino y Strelin, 1992).

## ***Capítulo II: Descripción del área de estudio***

Los depósitos morrénicos en el área tienen un importante desarrollo sobre las márgenes del Brazo Norte del lago Argentino. El retiro del glaciar Upsala, ha dejado expuestas empinadas pendientes cubiertas de depósitos glaciogénicos, material poco consolidado, heterogéneo y altamente permeable (Moragues et al., 2019a). Este material pertenece a tres sistemas morrénicos y acumulaciones proglaciales de las glaciaciones Herminita, Pearson I y II, depositados en el Holoceno (Malagnino y Strelin, 1992; Strelin et al., 2014). Cabe aclarar que por una cuestión de escala no han sido incluidos los sistemas morrénicos en la figura 8-II.

# **CAPÍTULO III**

### **3. Contribución a la dinámica glacial a partir de las velocidades superficiales**

#### **3.1. Resumen**

En el presente capítulo se presentan las estimaciones de velocidades superficiales de los glaciares de la cuenca Upsala, durante la temporada estival de los años 2013 (enero-marzo) y 2014 (marzo-abril), incluyendo el glaciar Upsala y los glaciares tributarios Bertacchi, Cono y Murallón, utilizando imágenes satelitales ópticas ASTER. Se aplicó el método de correlación cruzada mediante la implementación de la técnica COSI-Corr, con una precisión a nivel de sub-píxel. Cabe destacar, que la técnica de COSI-Corr implementada alcanzó resultados óptimos, precisos y confiables para la estimación de desplazamientos horizontales (E-O/N-S) y velocidades superficiales de los glaciares, teniendo en cuenta que los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) en general, y el glaciar Upsala, en particular, son cuerpos de hielo de flujo rápido. De esta manera, se contribuye a un mayor conocimiento de los procesos de cambios de las velocidades producidas en el tiempo, teniendo en cuenta que el Upsala es uno de los glaciares más dinámicos del CHPS.

#### **3.2. Introducción**

A escala mundial se registra una tendencia generalizada de retroceso de los glaciares y por ello, se puede decir que se encuentran en desequilibrio con el actual cambio climático (Rivera et al., 2016). Los glaciares de los Andes del Sur, Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS), no son la excepción a este proceso de retroceso frontal y pérdida de volumen, área y balance de masa. El glaciar Upsala, en particular, comenzó una fase de retiro abrupto desde 1978 (Naruse y Skvarca, 2000) hasta el presente, convirtiéndose en uno de los glaciares más dinámicos del CHPS (Sakakibara et al., 2013). La evaluación y seguimiento de la dinámica de los glaciares, requiere de un mapeo detallado de las velocidades superficiales y de los cambios en la geometría de éstos (Howat et al., 2007).

Debido a que los glaciares se encuentran generalmente en áreas remotas de difícil acceso, las mediciones *in situ* son costosas y lentas (Herman et al., 2011). Por el contrario, las técnicas de teledetección han ofrecido en las últimas décadas herramientas para la monitorización de glaciares, gracias a la disponibilidad de imágenes satelitales basadas tanto en imágenes ópticas (Kääb, 2002; Berthier et al., 2005; Quincey y Glasser, 2009) como en imágenes radar (Rignot

y Kanagaratnam, 2006; Luckman et al., 2007, entre otros). Durante las últimas décadas, se han utilizado los avances en los métodos y técnicas para detectar cambios en los glaciares, tales como las velocidades superficiales. Actualmente, se emplean tres métodos para derivar las velocidades superficiales de los glaciares: interferometría con imágenes SAR (*Synthetic Aperture Radar*), técnicas de seguimiento SAR (*tracking*) y correlación cruzada con imágenes satelitales ópticas (Scherler et al., 2008). La correlación cruzada de imágenes satelitales se ha utilizado ampliamente para mapear y monitorear las velocidades de los glaciares en varias regiones montañosas de todo el mundo (Taylor et al., 2008; Heid y Kaab, 2011; Heid, 2011; Herman et al., 2011, entre otros).

La técnica de correlación cruzada mediante el software COSI-Corr (*Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation*) desarrollada por Leprince et al. (2007a, b, 2008), proporciona resultados robustos y precisos para derivar las velocidades superficiales de los glaciares. De hecho, la ortorrectificación de imágenes mediante esta técnica es altamente precisa a escala sub-píxel (Scherler et al., 2008; Ayoub et al., 2009). Sin embargo, en los Andes argentinos las determinaciones de las velocidades superficiales de los glaciares que dependen de este método siguen siendo escasas y limitadas a algunas áreas, como el Monte Tronador, los Andes Patagónicos Norte (Ruiz et al., 2015) y el glaciar Horcones Inferior, Monte Aconcagua, Andes Centrales (Pitte et al., 2016). Por ello, el objetivo principal de este capítulo es estimar las velocidades superficiales para el glaciar Upsala y sus glaciares tributarios Bertacchi, Cono y Murallón a fin de establecer relaciones con el ambiente paraglacial del área. El conocimiento de la dinámica glacial a través de las velocidades superficiales y retracción frontal de los cuerpos de hielo es de gran importancia para contribuir al entendimiento de los procesos paraglaciales, que están asociados a la inestabilidad de las laderas en los valles glaciares. Como base de los datos y para realizar un análisis temporal reciente, se utilizó una serie temporal de imágenes satelitales ópticas ASTER, durante los períodos de verano de los años 2013 (enero-marzo) y 2014 (marzo-abril). La técnica que se aplicó para este propósito fue la de correlación cruzada con el software COSI-Corr. Adicionalmente, se realizó una reconstrucción temporal de la evolución reciente de las velocidades superficiales del glaciar Upsala, a través de una revisión de estudios previamente publicados sobre las velocidades del glaciar. De esta manera, se logró completar los análisis del comportamiento de las velocidades de los estudios llevados a cabo en el glaciar.

### 3.2.1. Estudios antecedentes de velocidades superficiales en el glaciar Upsala

Las velocidades superficiales en el glaciar Upsala han sido estimadas desde el año 1968 hasta el 2014, considerando diferentes escalas de tiempo (años o décadas) y utilizando varios sensores y técnicas (Tabla 2-III). Las técnicas implementadas han sido diversas y de amplio uso para la estimación de velocidades, entre ellas, fotogrametría aérea (Aniya y Skvarca, 1992), levantamientos topográficos (Naruse y Aniya, 1992; Skvarca et al., 1995), y el uso de imágenes satelitales ópticas (Skvarca et al., 2003; Sakakibara et al., 2013; Sakakibara y Sugiyama, 2014; Mouginot y Rignot, 2015) y de radar (Floricioiu et al., 2008; Floricioiu et al., 2009; Muto y Furuya, 2013; Mouginot y Rignot, 2015; Jaber, 2016).

**Tabla 2-III:** Estudios previos realizados en el glaciar Upsala para la estimación de velocidades superficiales (1968-2014). <sup>b</sup> Valores expresados en  $\text{md}^{-1}$  para estandarizar las unidades originales provistas por cada uno de los autores en <sup>a</sup>. Modificado de Moragues et al. (2018).

Autores (Año)	Periodo	Técnica e imágenes utilizadas	Velocidades superficiales <sup>a</sup>	Velocidades superficiales <sup>b</sup>
Aniya y Skvarca (1992)	1968-1970 (16 meses)	Fotografías aéreas e imágenes satelitales (Landsat)	675-700 $\text{ma}^{-1}$	1,85-1,92 $\text{md}^{-1}$
Naruse et al. (1992)	Noviembre 1990	GPS	3,5 y 3,7 $\text{md}^{-1}$	
Skvarca et al. (1995)	Noviembre 1993	GPS	1.600 $\text{ma}^{-1}$	4,4 $\text{md}^{-1}$
Skvarca et al. (2003)	2000-2001 (Octubre-Marzo-Septiembre)	Correlación Cruzada con imágenes Landsat 7 ETM+	1.679 $\text{ma}^{-1}$	4,41- 4,47 $\text{md}^{-1}$
Floricioiu et al. (2008)	2007-2008 (Diciembre-Enero)	Feature tracking por correlación de amplitud, con imágenes Terra-SAR.	5,6 $\text{md}^{-1}$	
Floricioiu et al. (2009)	Enero 2008 Octubre 2008 Mayo 2009	Feature tracking por correlación de amplitud, con imágenes Terra-SAR.	5,6 $\text{md}^{-1}$ 6,6 $\text{md}^{-1}$ 7,5 $\text{md}^{-1}$	
Sakakibara et al. (2013)	2001 2002 2005 2006 2007 2008 2009	Seguimiento de características de la superficie, a través de grietas o seracs, con imágenes Landsat 7 ETM+.	1.050 $\text{ma}^{-1}$ 1.100 $\text{ma}^{-1}$ 1.000 $\text{ma}^{-1}$ 1.100 $\text{ma}^{-1}$ 1.200 $\text{ma}^{-1}$ 1.200 $\text{ma}^{-1}$ 1.500 $\text{ma}^{-1}$	2,88 $\text{md}^{-1}$ 3 $\text{md}^{-1}$ 2,74 $\text{md}^{-1}$ 3 $\text{md}^{-1}$ 3,29 $\text{md}^{-1}$ 3,29 $\text{md}^{-1}$ 4,11 $\text{md}^{-1}$
Muto y Furuya (2013)	2003-2005 2010-2011	Correlación Cruzada con imágenes RADAR.	2 $\text{md}^{-1}$ 3,5 $\text{md}^{-1}$	
Sakakibara y Sugiyama (2014)	2000-2002 2004-2007 2008-2009-2010	Correlación cruzada normalizada de variaciones espaciales en la imagen, con	1.870-1.620 $\text{ma}^{-1}$ 1.500-1.850 $\text{ma}^{-1}$ 1.990-2.400-3.400 $\text{ma}^{-1}$	5,12-4,44 $\text{md}^{-1}$ 4,11-5,07 $\text{md}^{-1}$ 5,45-6,57-9.31 $\text{md}^{-1}$

		imágenes Landsat TM y ETM+.		
Mouginot y Rignot (2015)	1993	Correlación Cruzada,	0,1 km/año	0,27 md <sup>-1</sup>
	1996	con datos recopilados	0,5 km/año	0,14 md <sup>-1</sup>
	2001	por cinco satélites SAR	0,8-1 km/año	2,19 md <sup>-1</sup>
	2005	y Landsat gestionados	0,6 km/año	0,16 md <sup>-1</sup>
	2007	por cuatro agencias	0,9 km/año	0,25 md <sup>-1</sup>
	2008	espaciales.	1,2 km/año	3,29 md <sup>-1</sup>
	2010-2011		1,8 km/año	4,93 md <sup>-1</sup>
	2014		1,3 km/año	3,56 md <sup>-1</sup>
Jaber (2016)	2007	Feature tracking por	4 md <sup>-1</sup>	
	2008	correlación de	5 md <sup>-1</sup>	
	Mayo 2009	amplitud, con 10 pares	7,5 md <sup>-1</sup>	
	Octubre 2009	de imágenes Terra-	9 md <sup>-1</sup>	
	Febrero 2010	SAR.	10 md <sup>-1</sup>	
	Febrero 2011		7 md <sup>-1</sup>	
	Octubre 2011		8 md <sup>-1</sup>	

Las velocidades superficiales son expresadas en: md<sup>-1</sup> (metros por día), ma<sup>-1</sup> (metros por año), km/año (kilómetros por año).

### 3.3. Datos utilizados

#### 3.3.1. Imágenes satelitales y usos

Se utilizaron cuatro imágenes ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) (véase Anexo II), de resolución espacial de 15 m (banda 3N) (Tabla 3-III) que fueron obtenidas del portal USGS (*United States Geological Survey*), [www.lpdac.usgs.gov](http://www.lpdac.usgs.gov) (última visita 22-03-2016), Earth Explorer, durante el período de ablación 2013 y 2014 (enero-abril). Las escenas no contienen nieve estacional significativa y están desprovistas en su mayoría de nubes. Nótese que la separación temporal entre escenas procesadas es crucial para el cálculo de velocidades superficiales y sus incertidumbres (Berthier et al., 2005). Es decir, la separación en días debe ser lo suficientemente extensa para detectar la señal de velocidad en los sectores más lentos del glaciar, pero lo suficientemente corto como para preservar las características morfológicas que se rastrean en el proceso de correlación.

Además, se utilizaron imágenes Corona, Hexagon y Landsat (TM-ETM+-OLI) para mapear la reconstrucción histórica de las posiciones frontales del glaciar Upsala, desde 1963 hasta 2019 (Tabla 3-III). Las imágenes se seleccionaron de acuerdo a la disponibilidad en el archivo de los sitios de donde se adquirieron. Las escenas Corona y Hexágono (resolución espacial de 10 m) (Fowler, 2013), se corrigieron geoméricamente para eliminar las deformaciones producidas, se georreferenciaron mediante la incorporación de puntos de control terrestres (GCPs, *Ground*

*Control Points* por sus siglas en inglés) a partir de imágenes Landsat, y se remuestrearon a la misma resolución espacial de las imágenes Landsat (Masiokas et al., 2015). Los errores promedio horizontales fueron de 1,2 píxeles. Para obtener más detalles sobre el procesamiento general ver Hollingsworth et al. (2012). Todo el proceso descrito a continuación se realizó con el software Quantum GIS. Se utilizó una delineación manual para detectar los cambios en las posiciones del frente del glaciar (Nuth et al., 2013).

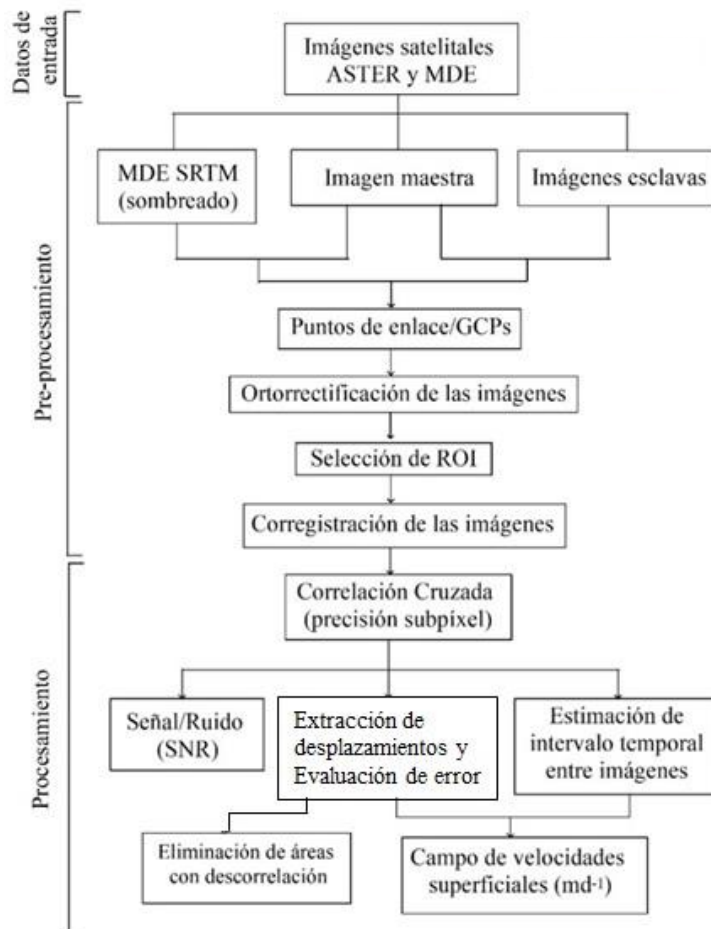
### **3.3.2. Modelo Digital de Elevación SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*)**

La misión transporta un sensor interferométrico de apertura sintética (SAR) en la banda C, adquirió datos altitudinales entre el 11 y el 22 de febrero de 2000 ([www.jpl.nasa.gov/srtm](http://www.jpl.nasa.gov/srtm), última visita 16-04- 2016) (véase Anexo II). El Modelo Digital de Elevación (MED) SRTM, se utilizó con nivel de procesamiento 1 arco-segundo, resolución espacial de 30 m, obtenido también del portal USGS. El grupo de datos del MDE se utilizó para realizar el proceso de ortorrectificación de las imágenes y además proporcionar un óptimo corregistro entre las escenas ASTER y el SRTM (Ayoub et al., 2015). Todos los datos se proyectaron a UTM (*Universal Transverse Mercator*) zona 18S, y se volvieron a muestrear a una resolución espacial de 30 m mediante un interpolador bilineal.

### **3.4. Métodos aplicados para la correlación cruzada**

La figura 9-III muestra el esquema de aplicación del método de Correlación Cruzada (COSI-Corr), que se utilizó para determinar los desplazamientos horizontales (m) y velocidades superficiales ( $\text{md}^{-1}$ ) en los glaciares de la cuenca Upsala. En una primera etapa de pre-procesamiento, a base de las imágenes satelitales ASTER y MDE SRTM (maestra y esclavas), se realizó la ortorrectificación de las imágenes, a través de puntos de control terrestres. De esta manera se logró una óptima corregistro de las mismas. Luego se realizó en una segunda etapa, el procesamiento de la técnica COSI-Corr, en la cual se implementó la correlación cruzada entre los pares de imágenes a nivel de subpíxel, obteniendo los desplazamientos horizontales y el SNR (*Signal-to-Noise Ratio*). Por último, se eliminaron las zonas con descorrelación y se calcularon las velocidades superficiales de los glaciares a partir de la separación temporal entre las imágenes.





**Figura 9-III:** Diagrama de flujo del método aplicado para la obtención de velocidades superficiales ( $\text{md}^{-1}$ ), utilizando COSI-Corr (Modificado de Moragues et al., 2018).

### 3.4.1. Proceso de correlación cruzada

En la primera etapa del proceso del software COSI-Corr, las distorsiones geométricas como la topografía se eliminaron mediante la orrorrectificación de las imágenes, de esta manera se mitigaron las influencias de distorsiones debido a la influencia del relieve en los procesos finales (Ayoub et al., 2015). Los procesos de orrorrectificación de las imágenes se llevaron a cabo seleccionando 30 puntos de enlace (coordenadas X, Y) sobre áreas estables, principalmente localizados en afloramientos rocosos. Los puntos de enlace se definieron tomando puntos entre la imagen de referencia georreferenciada y la imagen que se quiere orrorrectificar. La imagen de referencia puede ser obtenida de una imagen orrorrectificada, MDE sombreado, mapa digitalizado de alta resolución, etc. (Ayoub et al., 2015). En este estudio, los puntos de enlace se tomaron entre la imagen maestra (enero de 2013) y el MDE

SRTM sombreado. Estos puntos de enlace se optimizaron mediante una correlación subpíxel, y se convirtieron en puntos de control terrestres (GCPs). La selección manual de los puntos de enlace conduce a errores de registro inevitables entre la imagen maestra ortorrectificada y la imagen esclava ortorrectificada. Sin embargo, estos errores de registro pueden ser reducidos mediante la optimización de los GCPs de la imagen (Ayoub et al., 2009). Los GCPs pueden ser localizados en las imágenes ASTER con una precisión de  $\pm 1$  píxel (Berthier et al., 2005). Una vez que las imágenes se ortorrectificaron, las escenas se recortaron (selección de ROI, *Region Of Interest* por sus siglas en inglés) en el área del glaciar Upsala, los glaciares tributarios y el terreno circundante, para evitar la presencia de nubes y agilizar de esta manera el proceso.

**Tabla 3-III:** Imágenes satelitales ópticas utilizadas para este estudio (datos de entrada) (Modificada de Moragues et al., 2018).

Año	Sensor	Escena ID	Adquisición del dato	Espacio de tiempo (días)	Uso
1963	CORONA KH-4A	DS09059A045MC068	29-10-1963	-	Fluctuaciones del frente
1979	Hexagon KH-9	DZB1215-500030L002001	20-03-1979	-	Fluctuaciones del frente
1986	LANDSAT TM	LM52310951986014AAA03	18-02-1986	-	Fluctuaciones del frente
1998	LANDSAT TM	LT52310951998031COA00	09-12-1998	-	Fluctuaciones del frente
2000	LANDSAT ETM+	LE72310952000205COA00	28-01-2000	-	Fluctuaciones del frente
2005	LANDSAT TM	LT52310952005050COA00	19-02-2005	-	Fluctuaciones del frente
2009	LANDSAT TM	LT52310952009317COA00	13-11-2009	-	Fluctuaciones del frente
2010	LANDSAT ETM+	LE72310952010024EDC00	24-01-2010	-	Fluctuaciones del frente
2013	ASTER	AST_L1A_00301252013143719_01262013114303	25-01-2013	48	Correlación Cruzada
	ASTER	AST_L1A_00303142013143733_0315 2013112433	14-03-2013	-	Correlación Cruzada
2014	ASTER	AST_L1A_00303172014143715_0318 2014040216	17-03-2014	-	Correlación Cruzada
	ASTER	AST_L1A_00304022014143734_0403 2014030825	02-04-2014	16	Correlación Cruzada
2015	LANDSAT OLI	LC82310952015014LGN00	14-01-2015	-	Fluctuaciones del frente
2016	LANDSAT OLI	LC82310952016273LGN00	29-09-2016	-	Fluctuaciones del frente
2019	LANDSAT OLI	LC82310952019073LGN00	14-03-2019	-	Fluctuaciones del frente

Luego, en la segunda etapa, todas las imágenes ASTER se corregistraron a la imagen maestra (enero 2013). En un proceso similar al anterior, se seleccionaron 30 puntos homólogos y se optimizaron entre la imagen maestra 2013 y las tres imágenes ASTER restantes (marzo 2013/marzo-abril 2014). A partir de este paso la georreferenciación de la imagen maestra (enero 2013) queda libre de distorsiones debido al relieve. Posteriormente, las imágenes maestra y esclavas son corregistradas.

Durante la última etapa, las escenas ASTER se correlacionaron para determinar el desplazamiento en las coordenadas  $\Delta x$  y  $\Delta y$  en la ROI, durante dos pasos. En el primer paso se determinó (en una escala de varios píxeles) el cambio entre imágenes a partir de la matriz de correlación, y en el segundo, se obtuvo los desplazamientos con una precisión de subpíxeles (Ayoub et al., 2009), en este caso, menos de 15 m. Los desplazamientos horizontales se calcularon implementando el correlador de frecuencia basado en el método de Fourier. Este método es más sensible al ruido, por lo tanto, se recomienda su uso para imágenes ópticas de buena calidad, como son las ASTER (Leprince et al., 2007; Ayoub et al., 2015). En el dominio de Fourier, el módulo de un ruido blanco permanece constante, y asumiendo que las imágenes se degradan con algún ruido blanco aditivo, la información de fase es más probable que esté sesgada en las altas frecuencias (Leprince et al., 2007a). Los valores bajos de coherencia, causados por la capa de nubes o la cobertura de nieve estacional, pueden causar la descorrelación de las imágenes. Antes de la extracción de los desplazamientos, las áreas con descorrelación se eliminaron manualmente. Un ejemplo de esto se puede encontrar en el frente del glaciar Upsala en el año 2013 (Fig. 9c-III). Los espacios sin datos se rellenaron utilizando el interpolador "*nearest neighbor*" (vecino más cercano), que encuentra el subconjunto más cercano de muestras de entrada en un punto de consulta, y les aplica ponderaciones basadas en áreas proporcionales (Sibson, 1981).

### **3.4.2. Extracción de desplazamientos horizontales de los glaciares**

Para obtener los valores de desplazamientos de los glaciares en el campo de velocidades superficiales, se realizó un análisis de correlación de escala múltiple con un tamaño de ventana de búsqueda inicial de 64 a 32 píxeles, con pasos de 8 píxeles. La salida del proceso de correlación cruzada en COSI-Corr provee desplazamientos horizontales  $\Delta x$  (E-O) y  $\Delta y$  (N-S), y una relación SNR (relación señal/ruido) adicional que evalúa numéricamente la calidad de la medición. El SNR se mide en un rango de 0 a 1, mientras más cercano a 1 sea el valor mayor correlación presenta. En algunas áreas, la correlación se pierde, y el SNR alcanza valores

atípicos muy pequeños cerca de 0 (Ayoub et al., 2009). Los desplazamientos de glaciares resultantes se obtuvieron utilizando  $\sqrt{x^2 + y^2}$ , es decir se detecta el desplazamiento en x y en y para componer el vector (Herman et al., 2011).

### **3.4.3. Cálculo de velocidades superficiales**

El cálculo diario del campo de velocidades superficiales ( $\text{m d}^{-1}$ ) se obtuvo dividiendo cada uno de los valores de desplazamiento, por el número de días transcurridos entre la imagen maestra y la imagen esclava de cada par por año (Fig. 11-III). También, se trazaron perfiles longitudinales y transversales para extraer las velocidades superficiales en los glaciares Upsala, Bertacchi, Cono y Murallón (Fig. 12-III). En los perfiles longitudinales trazados en los glaciares tributarios (Bertacchi-LB, Cono-LC y Murallón-LM), como origen (cero) se tomó la zona de acumulación midiendo la distancia en metros hasta la zona frontal. En el caso del glaciar Upsala (LU), el origen se tomó de acuerdo a la latitud  $49^{\circ}40'S$ , coincidiendo con el límite superior del glaciar en las imágenes seleccionadas. Los perfiles transversales en el Upsala (TU1, TU2) se trazaron desde el margen oeste hasta el margen este. Los transversales en los glaciares tributarios (Bertacchi-TB1-TB2, Cono-TC1-TC2 y Murallón-TM1-TM2) se trazaron en dos áreas, uno en la parte inferior del glaciar cerca del frente, y el otro perfil en la parte superior sobre cambios de topografía, delineados de sur a norte. En todos los casos, las distancias se expresaron en metros.

### **3.4.4. Estimación de la incertidumbre**

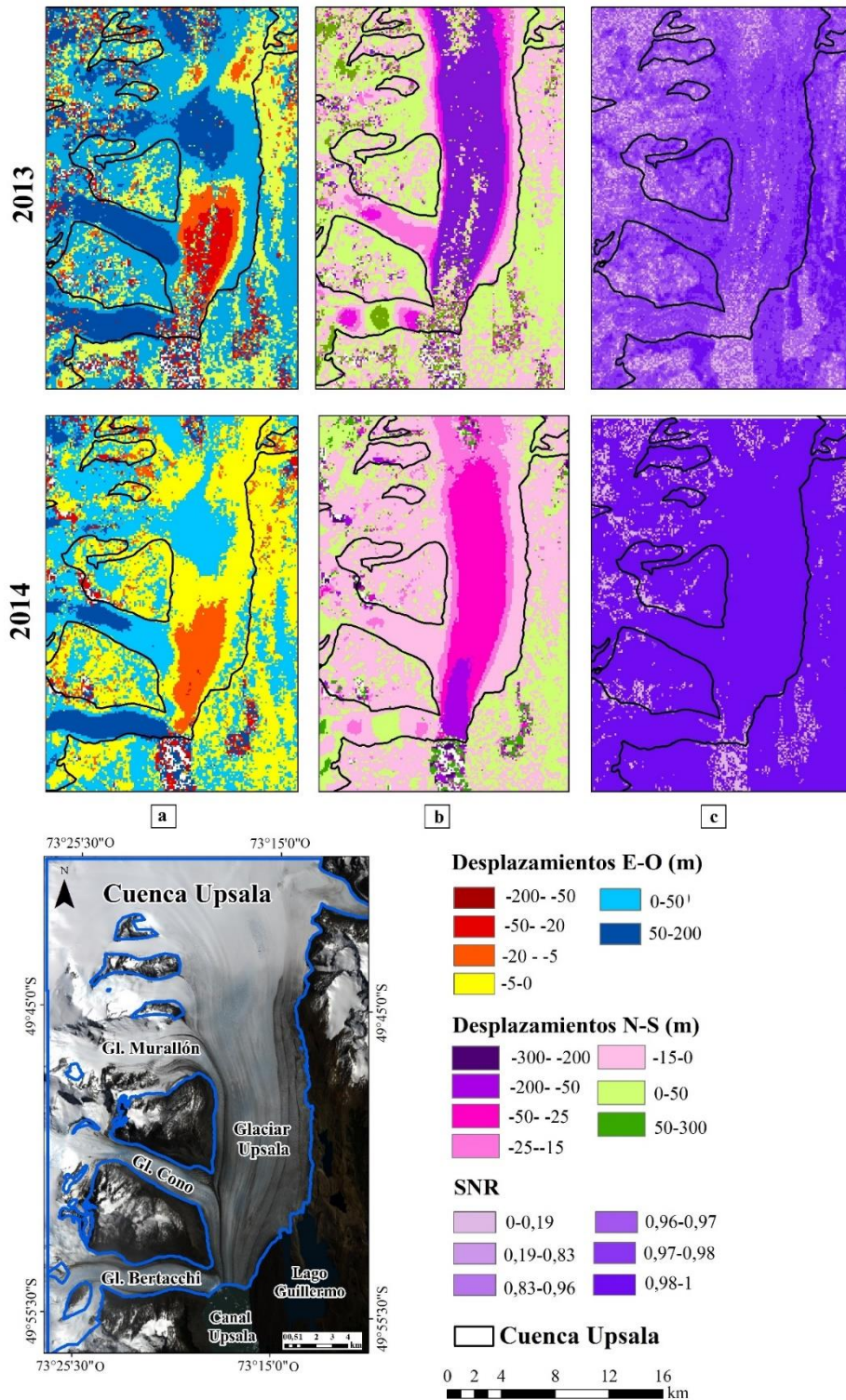
La correlación cruzada está limitada en cierto grado por los cambios de superficie, debidos a los diferentes ángulos de iluminación/incidencia, entre las diferentes imágenes satelitales (Berthier et al., 2005). Esto causa cambios en los desplazamientos aparentes y la extensión de las áreas con sombra, entre las imágenes maestras y las esclavas, sin relación con la estimación del movimiento del flujo de los glaciares. El error aleatorio ( $\sigma_r$ ) se calculó en terreno estable, eligiendo tres áreas de testeo (AT1, AT2, AT3) (Fig. 12a-III), donde no se esperan desplazamientos de terreno (Berthier et al., 2005; Scherler et al., 2008). El ruido en los desplazamientos puede parecerse al "*Additive White Gaussian Noise*". Como x e y son variables independientes y siguen una distribución normal, el valor de los módulos  $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$  obedece a la distribución de *Rayleigh* con media  $\mu = \sigma\sqrt{\pi/2}$  (Meikle, 2008; Herman et al., 2011). Para el cálculo de la incertidumbre del año 2013, se consideraron 644 píxeles, mientras que para el 2014 se utilizaron un total de 695 píxeles.

### **3.5. Resultados**

#### **3.5.1. Estimación de los desplazamientos horizontales**

De acuerdo a los resultados obtenidos, el glaciar Upsala se desplaza en sentido norte a sur hacia el lago Argentino, mientras que los glaciares tributarios tienen desplazamientos de oeste a este. La predominancia de los valores de desplazamiento N-S en el glaciar Upsala oscilan entre 25 m y 200 m (2013-2014), siendo el signo negativo la dirección N-S. Para el año 2013, los valores máximos de desplazamientos varían entre 50 y 200 m, y se sitúan en el centro del flujo principal con una separación de tiempo entre imágenes de 48 días (Fig. 10a-III); mientras que en el 2014 se localizan cerca del frente (50-200 m), con una separación entre escenas de 16 días (Fig. 10b-III).

Para los glaciares tributarios (Bertacchi, Cono y Murallón), la dirección de desplazamiento horizontal indica valores positivos en ambos períodos, con un rango entre 5 m y 200 m, desplazados en sentido O-E. En general, en los períodos mencionados, los desplazamientos de los glaciares tienen valores máximos en el centro del flujo, oscilando entre 50 y 200 m (O-E) para ambos períodos. Sin embargo, para el sentido N-S los desplazamientos fueron de 50-200 m en el año 2013, y 25-50 m en el 2014, disminuyendo en las márgenes a un mínimo de valores entre 0-50 m (O-E) y 0-15 m (N-S), respectivamente (Fig. 10a,b-III). Asimismo, el SNR que evalúa la calidad de la medida, muestra las áreas de baja correlación en la zona frontal del glaciar Upsala para el año 2013, con valores entre 0 y 0,2, debido a la presencia de nubes en las imágenes procesadas (Fig. 10c-III).



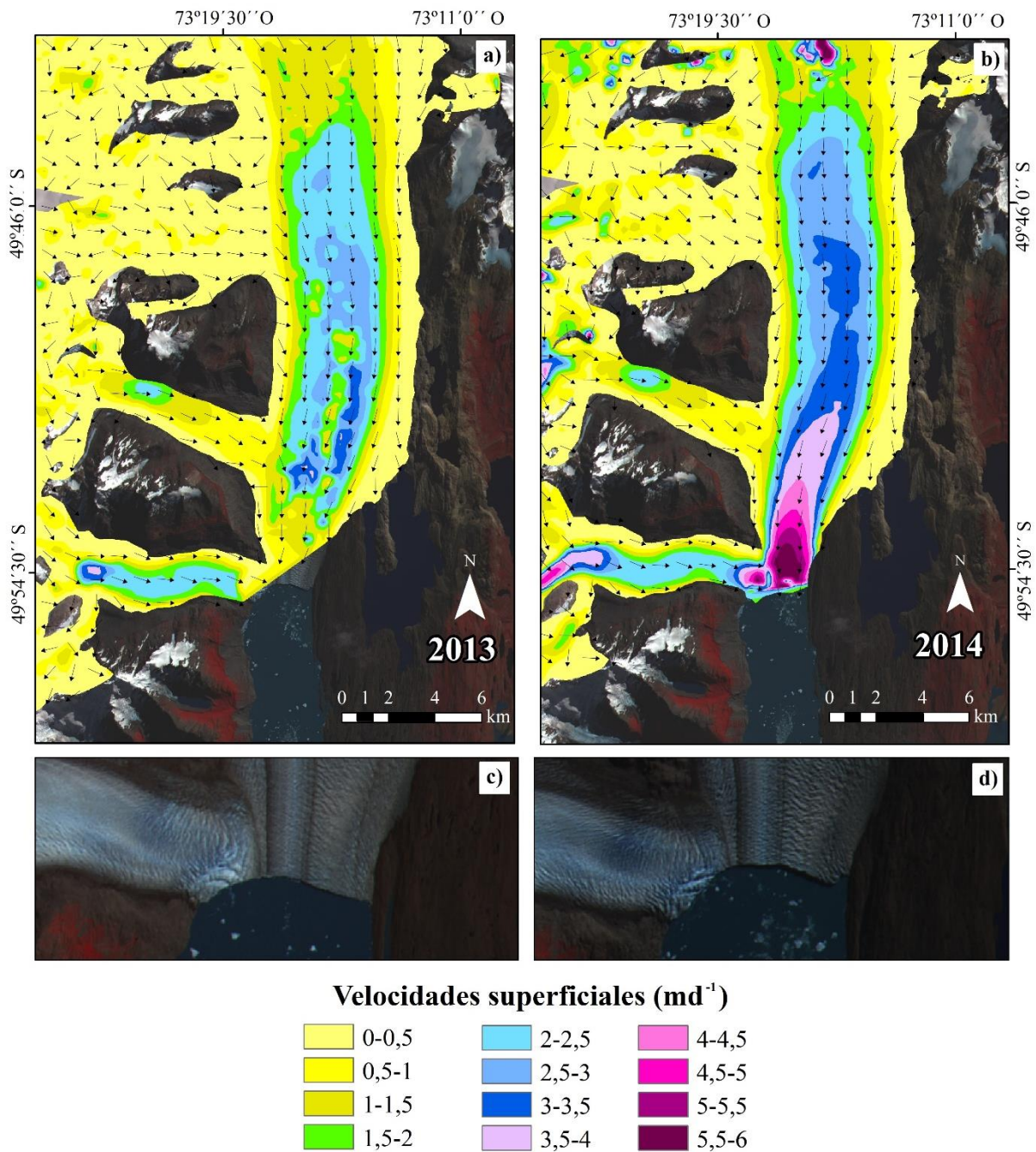
**Figura 10-III:** Desplazamientos horizontales (m) de los glaciares de la cuenca Upsala, del 25 de enero al 14 de marzo de 2013 y del 17 de marzo al 2 de abril de 2014 respectivamente (a) Los valores positivos corresponden al flujo O-E e indican el flujo hacia el este, mientras que los valores negativos indican la dirección del flujo N-S; (b) Los valores negativos de N-S indican el flujo hacia el sur; (c) Los valores de SNR para correlación alta tienden acercarse a 1 y los de correlación baja tienden a ser 0 (Modificada de Moragues et al., 2018).

### **3.5.2. Velocidades superficiales de los glaciares de la cuenca Upsala**

Considerando la totalidad de la cuenca Upsala, el hielo glacial presenta valores de velocidades superficiales de  $0,22$  a  $2,93 \pm 0,06 \text{ md}^{-1}$  en el periodo 2013 (Fig. 11a-III), y alcanza valores de  $0,12$  a  $5,8 \pm 0,1 \text{ md}^{-1}$  en el periodo 2014 (Fig. 11b-III). Las velocidades más bajas se corresponden con las zonas cercanas a los márgenes laterales de los glaciares, mientras que las máximas se observan mayormente en la parte media del glaciar Upsala (Fig. 11a,b-III). Puede observarse, que el glaciar Upsala muestra una aceleración de las velocidades en el periodo marzo-abril de 2014 (Fig. 10b-III), comparado con los meses de enero-marzo de 2013 (Fig. 11a-III). Además, cabe destacar que el glaciar Upsala fluye a mayor velocidad que cualquiera de sus glaciares tributarios. Las velocidades superficiales más altas se registran hacia el frente del glaciar Upsala, coincidiendo con la dirección principal del hielo N-S, alcanzando tasas de flujo de  $2,93 \text{ md}^{-1}$  en 2013, donde los valores se pueden observar en un pequeño conjunto de píxeles de la zona central del glaciar. Debido a la descorrelación, la aceleración del flujo en el frente glaciar no puede valorarse en la figura 11a-III. Las velocidades superficiales máximas son de  $5,8 \text{ md}^{-1}$  en el año 2014; el área que registra estos valores es mayor que en el año 2013 y representa un aumento de 25% del año 2013 al 2014.

Las velocidades medias registradas en el perfil longitudinal LU, son de  $1,87 \text{ md}^{-1}$  y  $2,61 \text{ md}^{-1}$  para 2013 y 2014, respectivamente (Tabla 4-III). En el 2013, las velocidades a través de los perfiles transversales del glaciar difieren en menor grado, con un máximo de  $2,3 \text{ md}^{-1}$  (TU1) y  $1,7 \text{ md}^{-1}$  (TU2), respectivamente (Fig. 12b-III). Por otro lado, en el periodo 2014, los perfiles transversales TU1 y TU2 también muestran diferencias de velocidades entre el margen exterior del glaciar y la zona media, donde la velocidad superficial alcanza un máximo de  $2,5 \text{ md}^{-1}$  (TU1) y  $1,8 \text{ md}^{-1}$  (TU2). La figura 12b-III muestra los perfiles longitudinales y transversales del glaciar Upsala para el período 2013-2014, en los cuales la línea de color azul corresponde al año 2013 y la de color verde al año 2014, respectivamente. Cabe destacar, que los datos de la imagen del 2013, es decir los píxeles con descorrelación se eliminaron del perfil en el área frontal. La variabilidad de las velocidades en el 2013 se debe a la presencia de nubes en el glaciar (Fig. 12b-III).





**Figura 11-III:** Velocidades superficiales del flujo del hielo, expresadas en  $\text{md}^{-1}$ , del glaciar Upsala y sus glaciares tributarios Bertacchi, Cono y Murallón, derivadas del método de correlación cruzada con imágenes ASTER (a 2013; b 2014). (c-d) Evolución del frente del glaciar Bertacchi entre 2013 y 2014, en el año 2014 (derecha) se muestra el frente glaciar y su interacción con el lago. Vectores en color negro: dirección de las velocidades superficiales derivadas de la correlación cruzada (Modificada de Moragues et al., 2018).



En promedio, y de manera similar al Upsala, tanto el glaciar Bertacchi (1,73  $\text{md}^{-1}$  y 2,33  $\text{md}^{-1}$ ) como el Cono (1,07  $\text{md}^{-1}$  y 1,12  $\text{md}^{-1}$ ), muestran velocidades superficiales más altas en el 2014 en comparación con el 2013; mientras que el glaciar Murallón disminuye de 0,4  $\text{md}^{-1}$  a 0,16  $\text{md}^{-1}$  (Tabla 4-III). El segundo flujo más rápido de la cuenca Upsala es el glaciar tributario Bertacchi, con máximas de 2,8  $\text{md}^{-1}$  (2013) y 4,9  $\text{md}^{-1}$  (2014), luego el glaciar Cono (1,6  $\text{md}^{-1}$  y 1,8  $\text{md}^{-1}$ ) y, por último, el Murallón con 1  $\text{md}^{-1}$  y 2,2  $\text{md}^{-1}$ , para el 2013 y 2014, respectivamente. Curiosamente, a pesar de que los perfiles longitudinales muestran mayores velocidades en 2014, los perfiles longitudinales LB, LC y LM en el extremo de los glaciares tributarios, muestran sólo una variabilidad menor en las tasas de flujo. Por el contrario, el aumento de las velocidades superficiales de los glaciares tributarios, se concentran en las partes superiores de las áreas de ablación.

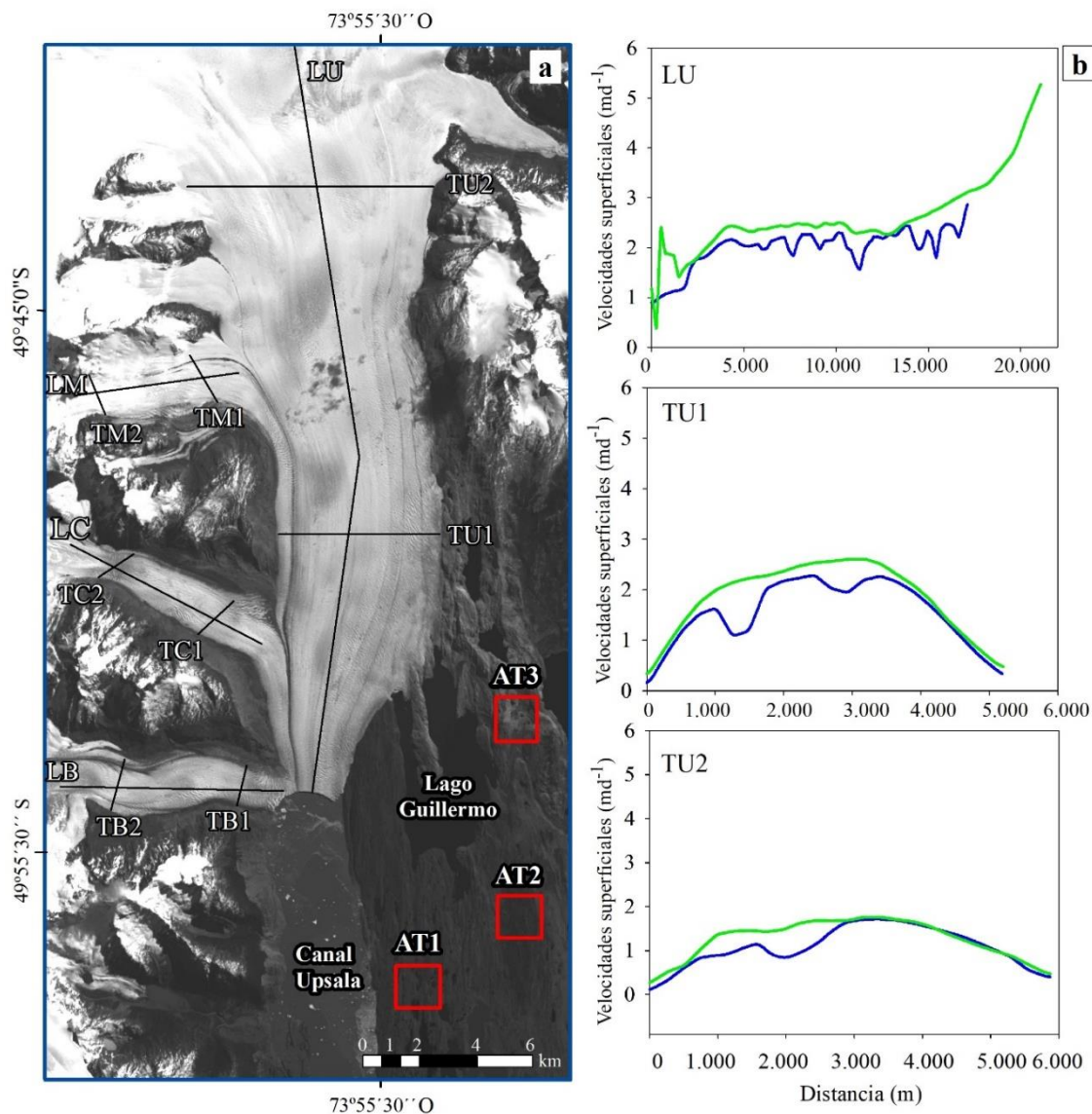
**Tabla 4-III:** Velocidades superficiales medias extraídas a lo largo de los perfiles longitudinales y transversales de los glaciares de la cuenca del Upsala (Modificada de Moragues et al., 2018).

Glaciar	Longitudinal ( $\text{md}^{-1}$ )		Transversal ( $\text{md}^{-1}$ )			
Upsala	LU-2013	LU-2014	TU1-2013	TU1-2014	TU2-2013	TU2-2014
	1,87	2,62	1,57	1,87	1,10	1,28
Bertacchi	LB-2013	LB-2014	TB1-2013	TB1-2014	TB2-2013	TB-2014
	1,73	2,33	1,41	1,39	1,09	1,60
Cono	LC-2013	LC-2014	TC1-2013	TC1-2014	TC2-2013	TC2-2014
	1,07	1,12	0,64	0,59	1,17	1,44
Murallón	LM-2013	LM-2014	TM1-2013	TM1-2014	TM2-2013	TM2-2014
	0,40	0,16	0,31	0,30	0,17	0,89

### 3.6. Discusión de los resultados

Los sensores ópticos basados en satélites a menudo poseen factores limitantes en la observación como por ejemplo la cobertura nubosa, especialmente en las regiones montañosas (Gleitsmann y Kappas, 2006), como es el caso de la región del CHPS. En un análisis multitemporal de imágenes satelitales, la calidad de éstas es uno de los factores que limitan la precisión en la estimación de las velocidades superficiales de los glaciares. En este sentido, en comparación con el par ASTER del año 2014, el par 2013 posee inconvenientes con las áreas en las que presentan descorrelación las imágenes. Las áreas de baja correlación se asocian con la presencia variable de nieve estacional, nubes y las condiciones de iluminación cambiantes entre las imágenes. A pesar de esta situación, fue posible estimar resultados precisos de las velocidades superficiales del glaciar Upsala en el período 2013-2014. Las máximas velocidades superficiales registradas corresponden a los frentes de los glaciares de la cuenca.

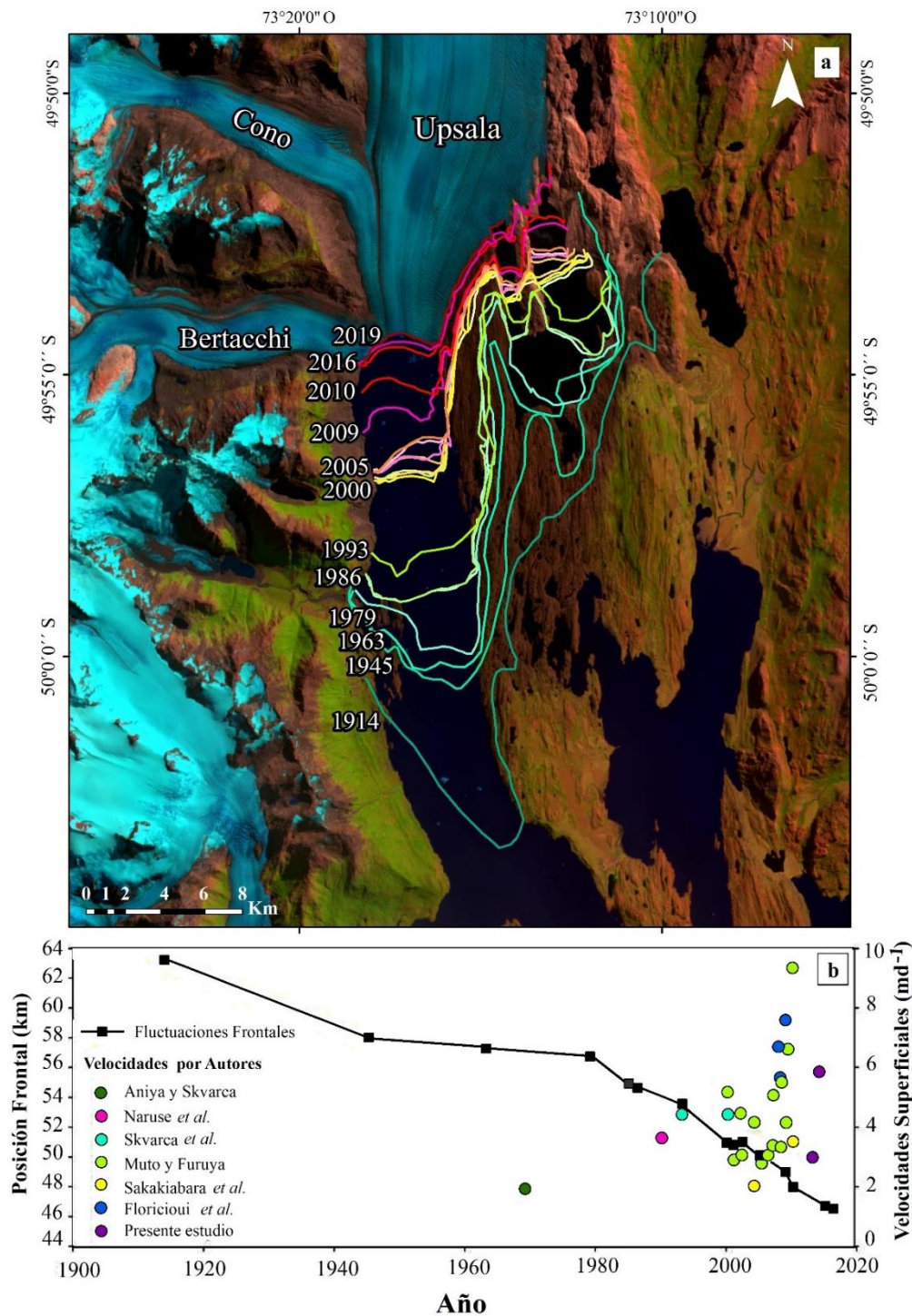
El Upsala es el que posee los valores de velocidades más altas (2,93 y 5,8  $\text{md}^{-1}$ ) (Fig. 11-III), seguido por el Bertacchi (2,8 y 4,9  $\text{md}^{-1}$ ), Cono (1,6 y 1,8  $\text{md}^{-1}$ ) y, por último, Murallón (1 y 2,2  $\text{md}^{-1}$ ), para los años 2013 y 2014, respectivamente. Además, la incertidumbre en las velocidades de los glaciares es de 0,06  $\text{md}^{-1}$  (2013) y 0,10  $\text{md}^{-1}$  (2014).



**Figura 12-III:** (a) Se confeccionaron perfiles longitudinales (LU, LB, LC, LM) y transversales (TU1, TU2, TB1, TB2, TC1, TC2, TM1, TM2), para extraer los valores de velocidades superficiales en los glaciares Upsala, Bertacchi, Cono y Murallón; cuadros rojos, áreas de testeo estables (AT1, AT2, AT3). (b) Cambios en las velocidades superficiales del glaciar Upsala en enero-marzo de 2013 (línea color azul) y marzo-abril de 2014 (línea color verde). Perfil longitudinal (LU), trazado desde la latitud 49°40'S hasta la zona frontal, distancia expresadas en metros. (TU1-TU2) Perfil transversal, trazado de oeste a este (m) (Modificada de Moragues et al., 2018).

En la figura 13a-III se observa una estimación de las posiciones frontales del glaciar Upsala, desde principios del siglo XX, basada en Warren et al. (1995) (período 1914-1945), y un mapeo adicional a partir de imágenes CORONA (1963-1979) y Landsat (1985-2019). Se pueden reconocer por lo menos tres etapas diferentes en las tasas de retroceso: durante la primera etapa (1914-1945) el glaciar Upsala retrocedió  $193 \text{ ma}^{-1}$ ; en la segunda etapa (1940-1978) el glaciar se encontraba con una moderada estabilidad retrocediendo apenas  $30 \text{ ma}^{-1}$ . A lo largo de esta segunda etapa, el glaciar ocupó la parte menos profunda del canal Upsala al sur del valle de Las Vacas (Skvarca et al., 2002), donde existe un extenso afloramiento rocoso. La combinación de estos dos factores puede haber contribuido a la estabilización del frente glacial durante este período. En la tercera etapa, luego de este período de relativa estabilidad, el frente del glaciar inició una fase de retroceso constante y rápido en el año 1978 (Naruse y Skvarca, 2000), que actualmente continúa con esta tendencia.

Por otro lado, se analiza la relación entre las posiciones frontales y las variaciones de las velocidades superficiales del glaciar Upsala (ver figura 13b-III). Para la confección se tuvieron en cuenta los estudios previos de acuerdo con las fechas de ejecución por orden correlativo (ver tabla 2-III). Para facilitar la comparación, las velocidades superficiales de los glaciares se tomaron lo más cerca posible de la zona frontal del glaciar (e.g. Sakakibara et al., 2013; Muto y Furuya, 2013); además los valores originales de  $\text{ma}^{-1}$  y  $\text{km/año}$  se convirtieron en tasas a  $\text{md}^{-1}$ . En los análisis se detectaron dos episodios en los que un aumento de las velocidades superficiales coincidió con un marcado retroceso del glaciar. El primero se observó para el período 1993-2002, cuando el glaciar alcanzó velocidades de hasta  $4,4 \text{ md}^{-1}$  en el año 1993 (Skvarca et al., 1995); mientras que entre 2000 y 2002 las velocidades máximas superaron los  $4,7 \text{ md}^{-1}$  (Sakakibara y Sugiyama, 2014). El segundo episodio, durante el período 2009-2010, Sakakibara y Sugiyama (2014) reportaron una velocidad máxima de  $9,3 \text{ md}^{-1}$ , y Jaber (2016) en el año 2009 registró  $10 \text{ md}^{-1}$  (máximo histórico registrado hasta la actualidad para el glaciar Upsala), coincidiendo con una tasa de retroceso abrupta de  $\sim 1,000 \text{ ma}^{-1}$ . A partir del año 2008 se considera un punto de inflexión en las velocidades superficiales del glaciar Upsala dado que aumentaron significativamente, coincidiendo con el rápido retroceso de su posición frontal. El glaciar mantuvo su velocidad hasta mediados de 2010 con fuertes tasas de calving, luego pasó por una fase de desaceleración en el frente estabilizándose al nivel del glaciar Bertacchi (Jaber, 2016).



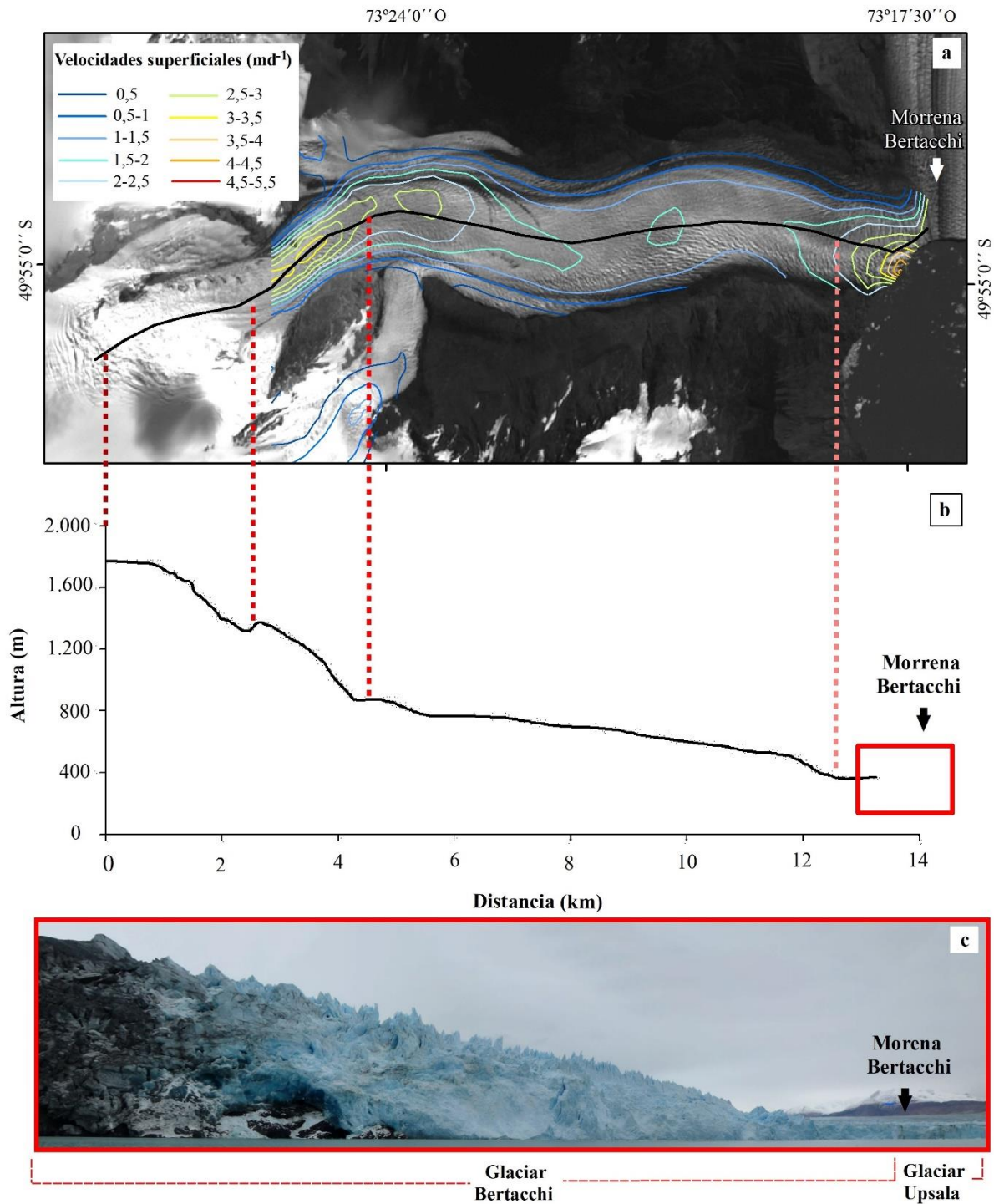
**Figura 13-III:** (a) Fluctuaciones frontales del glaciar Upsala desde 1914 a la actualidad (superior); (b) Evolución temporal de la posición frontal del glaciar Upsala, desde 1914 a 2019 y registro de los estudios realizados por diferentes autores, desde finales del siglo XX hasta la actualidad, sobre las velocidades superficiales de la zona frontal o del sector más cercano registrado, expresado en  $\text{md}^{-1}$  (inferior). El punto de origen de la reconstrucción de las posiciones frontales es tomado a partir de su localización en el año 1914 (Modificada de Moragues et al., 2018).

Por otro lado, debido al rápido retroceso del glaciar Upsala, la lengua del glaciar Bertacchi ya no se encuentra retenida en su frente por el Upsala (Fig. 14c-III). Por lo tanto, el glaciar puede estar sujeto a una tensión longitudinal debido a una nueva y más rápida velocidad del flujo (Sugiyama et al., 2011). Este estiramiento longitudinal, puede conducir a un aumento de la velocidad en ciertas áreas del glaciar, dado que el movimiento de los glaciares responde a las leyes de flujo viscoso-elástico y en respuesta a la gravedad (Sugiyama et al., 2011), las áreas de los glaciares con pendientes más pronunciadas deberían ser las más afectadas por este proceso (Fig. 14a, b-III). Las mayores velocidades del glaciar se registraron en el área del frente ( $5,5 \text{ md}^{-1}$ ) y en la de ablación ( $4 \text{ md}^{-1}$ ), esta última coincide con la zona de pendiente más abrupta (Fig. 14a, b-III). En la actualidad, el frente del glaciar Bertacchi está sufriendo un proceso de calving y se encuentra en contacto directo con el agua del canal Upsala. El mismo puede estar sufriendo interacciones glaciares-lagos, similares a los procesos de interacción que poseen los grandes glaciares de descarga del CHPS (Fig. 11d-III).

### **3.7. Síntesis**

- En el presente capítulo se estimaron las velocidades superficiales del glaciar Upsala y de sus glaciares tributarios, mediante la técnica de correlación cruzada con el software COSI-Corr. Ésta resultó ser apropiada para la detección y estimación de desplazamientos, y velocidades de los glaciares, ya que ofreció una metodología operativa de subpíxel para las mediciones del flujo horizontal, teniendo en cuenta que los glaciares de la cuenca Upsala son glaciares de flujo rápido.
- Las imágenes ópticas ASTER utilizadas resultaron ser óptimas para la implementación de la técnica de correlación cruzada, ya que son de buena calidad, no contienen nieve estacional significativa y están desprovistas en su mayoría de nubes. Además, la separación temporal entre escenas procesadas fue crucial para el cálculo de velocidades superficiales y sus incertidumbres en los glaciares estudiados.
- Desde finales del siglo XX hasta la actualidad, el glaciar Upsala presenta una alta tasa de retracción frontal y una aceleración excepcional de las velocidades superficiales, en comparación con otros glaciares estudiados en el CHPS.
- Los glaciares tributarios de la cuenca, al igual que el glaciar Upsala muestran velocidades superficiales más altas en el año 2014 en comparación con el 2013. El segundo flujo más rápido de la cuenca es el glaciar Bertacchi, luego el Cono y, por último el Murallón.





**Figura 14-III:** (a) Isolíneas de las velocidades superficiales del glaciar Bertacchi en el año 2014, expresadas en  $\text{m d}^{-1}$ . (b) Perfil topográfico del lecho del glaciar (línea color negra), las líneas punteadas delimitan las áreas con pendientes más pronunciadas. (c) Fotografía panorámica orientada hacia el norte del frente del glaciar Bertacchi, en contacto con el frente del glaciar Upsala, ubicado a la derecha (Modificada de Moragues et al., 2018).

# **CAPÍTULO IV**

## **4. Geomorfología paraglacial**

### **4.1. Resumen**

Las laderas de la cuenca del glaciar Upsala se encuentran fuertemente desestabilizadas debido a la retracción glacial, favoreciendo así la generación de procesos geomorfológicos paraglaciales. El objetivo del presente capítulo es identificar, mapear y analizar las geoformas paraglaciales, asociadas a los procesos de inestabilidad de las laderas. Para ello, se realizó un análisis geomorfológico del terreno a través de la combinación de factores intervinientes que condicionan y desencadenan estos procesos, mediante el uso de imágenes satelitales ópticas. Los resultados muestran que las laderas que presentan mayor evidencia de estos procesos geomorfológicos, producto de los procesos de remoción en masa, son las que se encuentran en contacto directo con los glaciares Upsala, Bertacchi y Cono, la ladera occidental del canal Upsala y algunas zonas de los valles Moyano y Norte. Por ello, el área puede ser caracterizada por una combinación del ambiente glacial y el paraglacial, siendo cada uno parte integral de la evolución del entorno.

### **4.2. Introducción**

En ambientes fríos, el retroceso de los glaciares expone paisajes que se encuentran en un estado inestable. Por lo tanto, son susceptibles a que se genere una actividad geomorfológica tal como, erosión y liberación de sedimentos (Ballantyne, 2002), denominada paraglacial (Ryder, 1971a, b). En estos ambientes cubiertos anteriormente por hielo, la transición entre las condiciones glaciales y periglaciales resulta en un reajuste paraglacial acelerado con procesos geomórficos muy activos (Serrano et al., 2018). Fitzsimons (1996), señaló que la redistribución de los restos glaciogénicos es más rápida en el último terreno deglaciado, debido a la disponibilidad de agua proveniente de la fusión glacial. Una vez que la deglaciación de un área está completa, la transferencia de sedimentos se ralentiza radicalmente. Las cadenas montañosas que concentran mayor cantidad de eventos paraglaciales en el mundo son, el Karakoram en el Himalaya de Asia, las montañas de San Elías del noroeste de América del Norte y los Alpes del Sur de Nueva Zelanda (Hewitt et al., 2008). Otras zonas recientemente desglazadas presentan estos procesos de reajustes paraglaciales, iniciando las laderas diversas respuestas al retroceso como es, en la costa norte de Tindal Inlet en el Parque Nacional Glaciar Bay en Alaska con el retiro de los glaciares de la Pequeña Edad de Hielo en 1890 pero cuyas laderas siguen aún activas (movimientos de 3-4 cm por año) (Wieczorek et al., 2007); en Nueva



Zelandia con el retiro del glaciar Fox las laderas experimentan cambios morfológicos asociados a procesos de inestabilidad (McColl et al., 2017); el retiro de la masa de hielo del glaciar Pinacho del Veleta en Sierra Nevada, España ha desencadenado una serie de geoformas de inestabilidad en las laderas (Gómez et al., 2017); el glaciar Tyndall en el fiordo Taan de Alaska generó un deslizamiento que desplazó 180 M de toneladas de material (Higman et al., 2018), entre otros tantos ejemplos.

La influencia de los atributos del terreno, como la topografía, litología, procesos de modelado glacial y formas del relieve son esenciales en el desarrollo y entendimiento de la dinámica paraglacial y sus geoformas asociadas, entre ellas, la ocurrencia de deslizamientos (Aristizábal y Yokota, 2006; Santos-González et al., 2018). Las formas de relieve, los paisajes y las pendientes no son estáticos e invariables, sino son dinámicos y se desarrollan a través del tiempo (Tooth y Viles, 2014). Por esta razón, el análisis de la geomorfología de las laderas permite estudiar a las geoformas como elemento de investigación y es abordado desde la cuantificación de los procesos intervinientes, sumado a los factores que condicionan y desencadenan la inestabilidad. Según Zinck (2012), la componente externa de una geoforma es su figura o forma que indica una combinación de atributos morfográficos y morfométricos. La morfometría contribuye a la caracterización automatizada de los atributos dimensionales de las geoformas (rasgos externos). Tal es el caso de los valles glaciales que son definidos como formas espectaculares debido a la erosión de las masas de hielo. La cuenca del Upsala es un claro ejemplo de valle glacial, constituyendo un ambiente complejo que presenta una combinación de procesos glaciales y paraglaciales.

El objetivo del presente capítulo es identificar, mapear y analizar la geomorfología paraglacial asociada a los procesos de inestabilidad del área del Brazo Norte del lago Argentino. El estudio se centra en el análisis del ambiente paraglacial, poniendo especial interés en los procesos de inestabilidad de las laderas, mostrando diversas geoformas producto de procesos y agentes geomórficos. Además, se realiza un análisis de las características del terreno a través de la combinación de parámetros morfométricos, factores condicionantes y desencadenantes de dichos procesos. De esta manera, el estudio contribuye al entendimiento e interpretación del paisaje actual y su evolución a largo plazo de los procesos de reajustes paraglaciales, producto de la inestabilidad de las laderas que se genera en el área recientemente desglaciada.

### **4.3. Datos y métodos utilizados**

#### **4.3.1. Imágenes satelitales: mapeo de geoformas paraglaciales**

Se ha demostrado que algunos tipos de movimiento rápido de masas pueden identificarse con precisión utilizando una combinación de imágenes satelitales de alta resolución y modelos digitales de elevación (Barlow et al., 2009). La detección e identificación de las geoformas, asociadas a inestabilidad y erosión de laderas, se realizó mediante el uso de sensores remotos implementando técnicas de fotointerpretación. Las imágenes satelitales ópticas se trabajaron a escala 1:25.000, con el software Quantum GIS 2.18.19 ([www.qgis.org](http://www.qgis.org)). Cabe destacar, que estas representaciones requieren escalas de mayor detalle, y por lo general no inferiores a 1:25.000, de tal manera que se detecten las formas y los depósitos relacionados con los procesos morfo-evolutivos que afectan o han afectado, por ejemplo, a las laderas, valles, planicies y costas (Singhroy, 2002). Las imágenes que se utilizaron son: Landsat 7-ETM+, nivel L1T, 30 m, del día 01 de abril de 2017 (ID: LE72310952017091ASN00); ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), L1A, 15 m, del día 25 de enero de 2013 (ID: AST\_L1A\_00301252013143719\_01262013114303) y 02 de abril de 2014 (ID: AST\_L1A\_00304022014143734\_0403 2014030825); e imágenes de alta resolución disponibles en Google Earth ([www.google.com.ar/intl/es/earth/](http://www.google.com.ar/intl/es/earth/)). Las escenas están exentas de nieve estacional significativa y carecen de cobertura nubosa en las áreas de interés.

La detección de las características geomorfológicas se realizó utilizando combinaciones de bandas de las imágenes para lograr un mayor detalle. En el caso de Landsat 7 ETM+, se combinaron las bandas 542 (RGB) para detectar zonas con deslizamientos (Paolini et al., 2002; Petley et al., 2002) y la hidrografía del área. Se utilizó la combinación de bandas 432 para una óptima sensibilidad a la vegetación verde, esto favoreció la observación de las áreas de las laderas con pérdida de material morrénico reciente. La combinación 321 que exhibe el color natural para distinguir los afloramientos rocosos es óptima para la detección de deslizamientos en zonas boscosas (Estrada y Kohiyama, 2001). Estas últimas dos combinaciones de bandas (432-321) sirvieron para verificar los resultados obtenidos de las áreas con cobertura vegetal y afloramientos rocosos (Lo Vecchio et al., 2016). Para detectar con mayor detalle las diversas geoformas, se utilizaron la banda 8 pancromática (Landsat ETM+) e imágenes ASTER, ambas de 15 m de resolución. Las imágenes ASTER, L1A, se ortorrectificaron a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (ver detalle del

proceso en Moragues et al., 2018). Las imágenes satelitales y el SRTM se adquirieron desde el portal Earth Explorer de USGS (*United States Geological Survey*, [www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov)). Todos los datos fueron proyectados al sistema *Universal Transversal Mercator* (UTM), zona 18S.

Se detectaron unidades fisiográficas del área (principales cumbres, afloramientos rocosos, morrenas terminales que represan lagos proglaciales, áreas con cobertura vegetal, hidrografía (glaciares, nieve, lagunas, lagos y flujos)), mediante la técnica de fotointerpretación de las imágenes satelitales y teniendo en cuenta estudios ya existentes en el área que clasifican las unidades (Rabassa y Clepperton, 1990; Glasser y Ghiglione, 2009; Strelin et al., 2014; Lo Vecchio et al., 2016). También se detectaron geoformas paraglaciales, asociadas a los procesos de inestabilidad y erosión, con el fin de comprender de manera general el comportamiento y dinámica del paisaje. Esta detección se realizó a través de fotointerpretación de las imágenes satelitales y también se cuantificó el área (km<sup>2</sup>) que abarca cada una de las unidades fisiográficas, geoformas y procesos paraglaciales en el Brazo Norte del lago Argentino (Tabla 5-IV). De esta manera, se compara cuantitativamente la importancia del fenómeno paraglacial con las áreas aún cubiertas por hielo y, además, las unidades fisiográficas presentes en la zona.

#### **4.3.2. Modelo Digital de Elevación: generación de factores condicionantes y desencadenantes**

Las causas de los movimientos de laderas pueden dividirse en factores que contribuyen a aumentar la tensión de cizallamiento y factores que contribuyen a una resistencia al cizallamiento baja o reducida (Varnes, 1978; Cruden y Varnes, 1996). Estos factores se dividen en condicionantes y desencadenantes de los procesos de inestabilidad en las laderas. Los factores condicionantes, relacionados a las propiedades internas, incluyen características geomórficas y geológicas, afloramientos rocosos, tipos de rocas y cobertura vegetal de las laderas (Zêzere et al., 1999; Fernandes et al., 2004; Cubito et al., 2005; Moreiras, 2005, entre otros). Los factores desencadenantes de los deslizamientos, que se introducen al sistema, incluyen la meteorización, los terremotos, las lluvias y el derretimiento de la nieve (Kawabata y Bandibas, 2009). Por esta razón, se realiza un análisis basado en la detección de estos factores a través de sensores remotos, referencias bibliográficas, observación *in situ* del terreno y parámetros morfométricos.

## **Capítulo IV: Geomorfología paraglacial**

Para proporcionar el contexto topográfico y análisis del terreno (parámetros morfométricos/condicionantes), se utilizó el MDE ALOS PALSAR (*Phased Arraytype L-band Synthetic Aperture Radar*), 12,5 m de resolución (véase Anexo II), obtenido de la plataforma Alaska Satellite Facility (<https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>). Los parámetros morfométricos, basados en el análisis de las propiedades geométricas de la superficie del terreno, se obtuvieron mediante funciones matemáticas implementadas en ventanas móviles (3x3), que se aplicaron al MDE (Hartemink y McBratney, 2009), derivados del software SAGA GIS v2.10 ([www.saga-gis.org](http://www.saga-gis.org)) y QGIS.

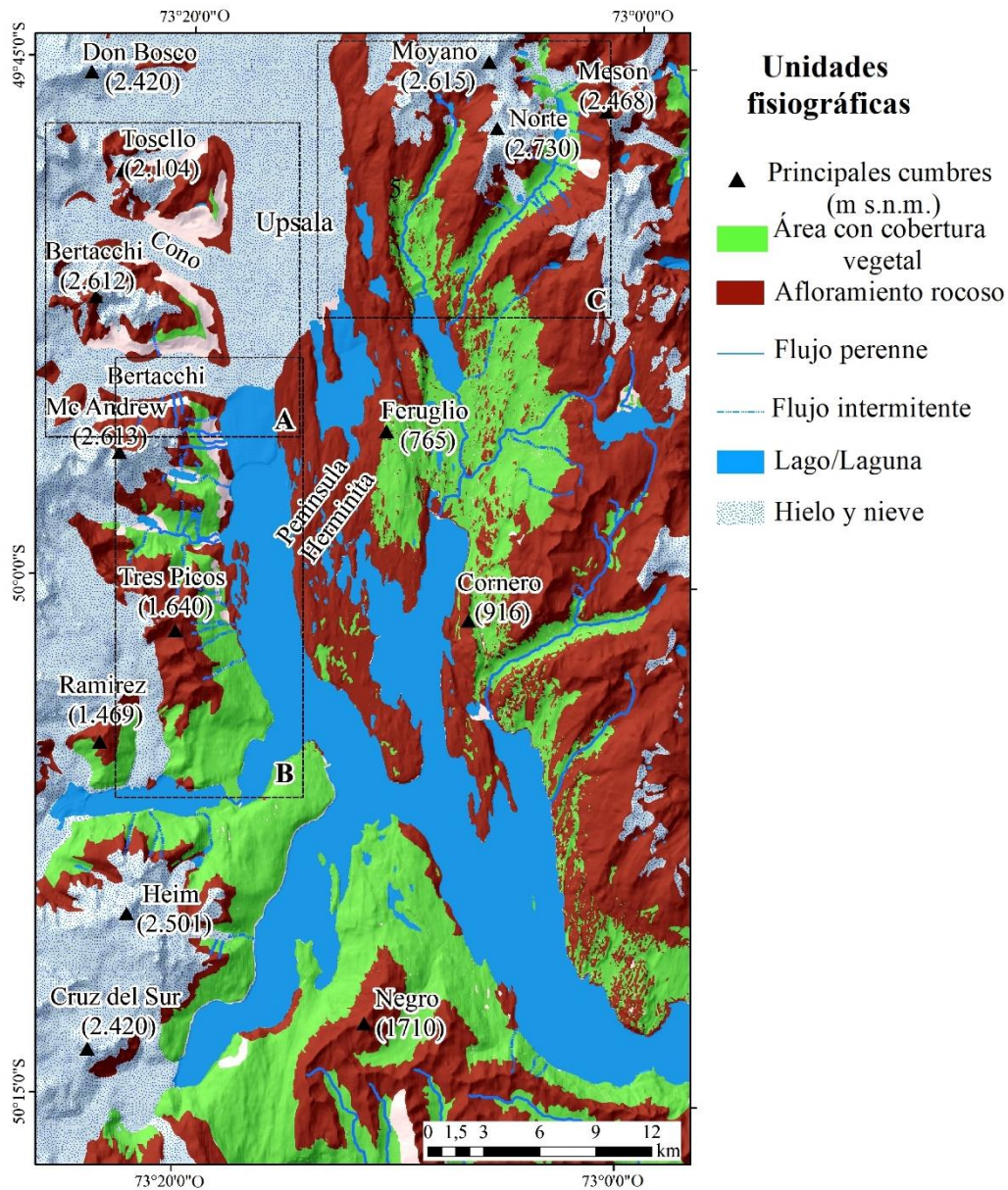
A base de Franklin y Peddle (1987) se calcularon cinco parámetros básicos, relacionados con la topografía y geometría de las laderas: elevación (m s.n.m.), pendiente (grados), orientación (grados), curvatura de perfil (cóncavo-convexo) y rugosidad del terreno (índice 0-1). Estos parámetros fueron desarrollados siguiendo los criterios y conceptos de Hartemink y McBratney (2009). Cabe aclarar que existen dos tipos de curvatura del terreno que influyen en procesos naturales como la escorrentía superficial, canalización de aludes, erosión y flujos, en general. Estos dos tipos de curvatura son: la de plano, que determina la convergencia (cóncavo) y divergencia (convexo) de los flujos, y la curvatura de perfil que es paralela a la ladera e indica la máxima dirección a la pendiente. Ésta última afecta a la aceleración (cóncava) o desaceleración (convexa) de las corrientes por la superficie (Felicísimo, 1994). En el presente capítulo, se seleccionó la curvatura de perfil, ya que el interés es conocer la forma de la vertiente que acelera y desacelera los flujos intervinientes. El parámetro de elevación describe la altura de un punto comparado con el nivel del mar, con curvas de nivel cada 400 m; la pendiente indica la magnitud del gradiente, lo que condiciona la velocidad del flujo; la orientación de la pendiente indica la dirección hacia donde se encuentra la ladera; la curvatura de perfil indica la dirección de la pendiente máxima, áreas de aceleración (cóncava, valores positivos) o desaceleración del flujo (convexa, valores negativos); por último, la rugosidad, es decir las características de irregularidad o accidentalidad del terreno, con valores cercanos a 1 indican un terreno irregular.

### **4.4. Resultados**

#### **4.4.1. Geomorfología paraglacial**

El área del Brazo Norte del lago Argentino presenta variabilidad de unidades fisiográficas (Fig. 15-IV) y geomorfológicas, combinando procesos glaciales y paraglaciales. Las laderas

que muestran mayores procesos paraglaciales, producto de remoción en masa, son las que se encuentran en contacto directo con el glaciar Upsala y sus glaciares tributarios Bertacchi y Cono (Fig. 16-IV). También, presentan las mismas características aquellas laderas "abandonadas" recientemente por el hielo, como es la ladera occidental del canal Upsala (Fig. 17-IV). Otras zonas aledañas con procesos paraglaciales son los valles Moyano y Norte (Fig. 18-IV).



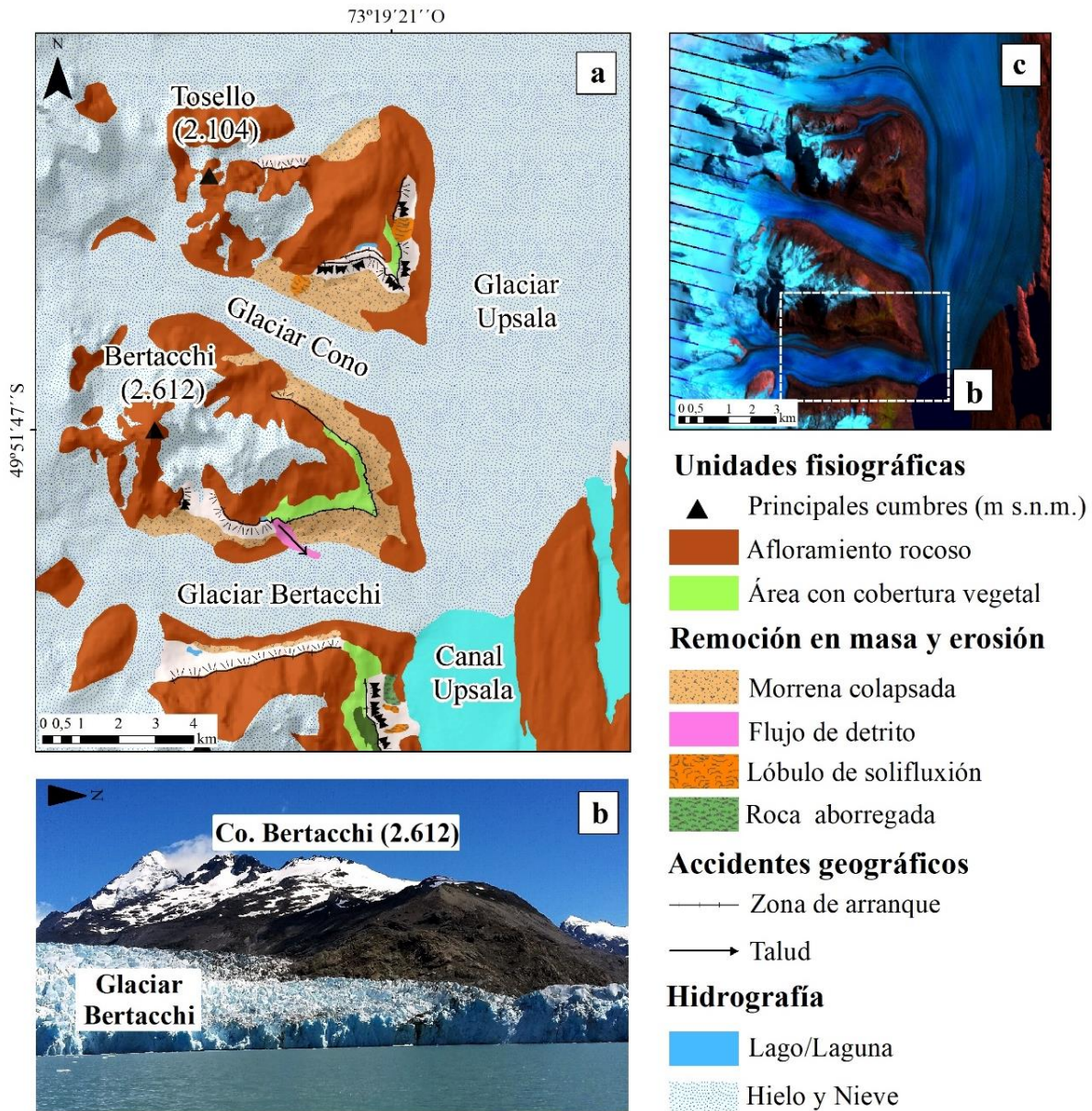
**Figura 15-IV:** Unidades fisiográficas del área de estudio, Brazo Norte del lago Argentino, CHPS. Los recuadros con líneas punteadas corresponden a las áreas de estudio mostradas en la figura 15-IV (A), figura 16-IV (B) y figura 17-IV (C), respectivamente (Modificada de Moragues et al., 2019b).

Geomorfológicamente, el Brazo Norte del lago Argentino puede definirse como una zona que presenta una combinación de procesos de remoción en masa y erosión que han dado lugar a cambios superficiales en las laderas. Las geoformas que se reconocen en este sector corresponden a deslizamientos, lóbulos de soliflucción, superficies onduladas, morrenas colapsadas, flujos de detrito, conos de detrito, abanicos aluviales y accidentes geográficos asociados, tales como zonas de arranque, talud, escarpes y grietas de tensión (extensionales). En aquellas laderas donde existe carencias de indicios de inestabilidad o algún evento de degradación de la superficie se encuentran tapizadas por vegetación o afloramientos rocosos más resistentes.

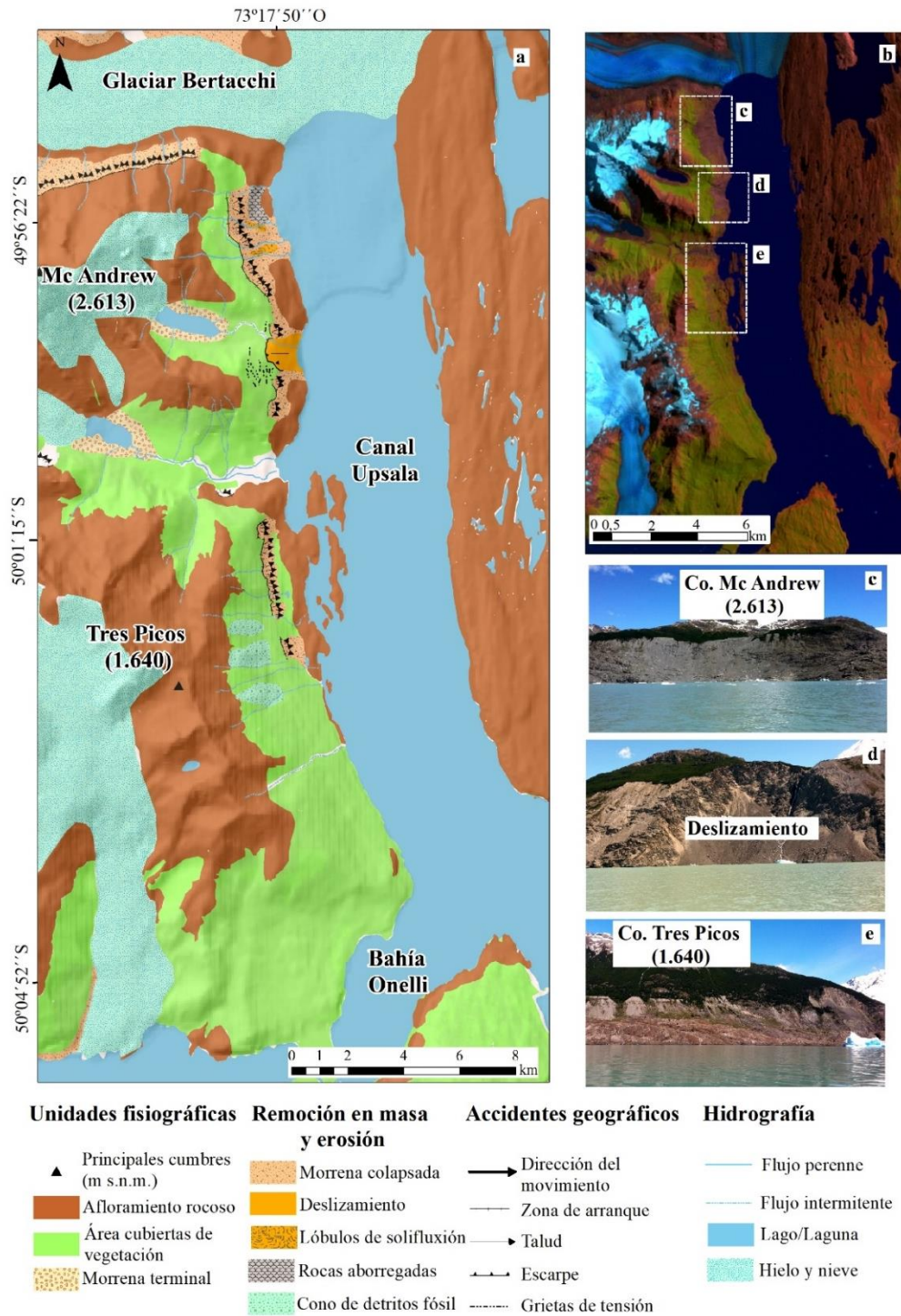
Las laderas de los glaciares tributarios (Bertacchi y Cono) (Fig. 16a-IV) presentan mayor área de material morrénico colapsado que el resto de los procesos de remoción en masa presentes (Tabla 5-IV). Además, se evidencian las pendientes cubiertas de detritos y un flujo de detritos activo de gran magnitud sobre el glaciar Bertacchi, que ha sido transportado por el flujo del hielo glacial (Fig. 16-IV). Nótese que existen geoformas de flujos de detritos inactivos, de menores dimensiones y funcionalidad que no son representadas gráficamente debido a la escala espacial de las imágenes utilizadas.

La figura 17-IV muestra la degradación del material de la ladera que depende de la elevación (m s.n.m.) del límite superior del material morrénico. Sobre el canal Upsala los sectores de mayor altura de las laderas (800-1.000 m s.n.m.) no manifiestan signos de inestabilidad, sino una completa cubierta de vegetación. A partir de los ~600 m s.n.m., se evidencia la inestabilidad con predominio de eventos puntuales como la presencia de un deslizamiento, caídas de rocas, estructuras que denotan desplazamientos por reptación como ondulaciones, lóbulos de soliflucción, y evidencias de actividad con las grietas de tensión cubiertas por la vegetación. Esta ladera presenta geoformas que denotan la dinámica paraglacial anterior con depósitos de morrenas cuaternarias estabilizadas, como son los conos de detritos y los abanicos aluviales que forman un talud continuo, fosilizados y fijados por la vegetación (Fig. 17-IV).





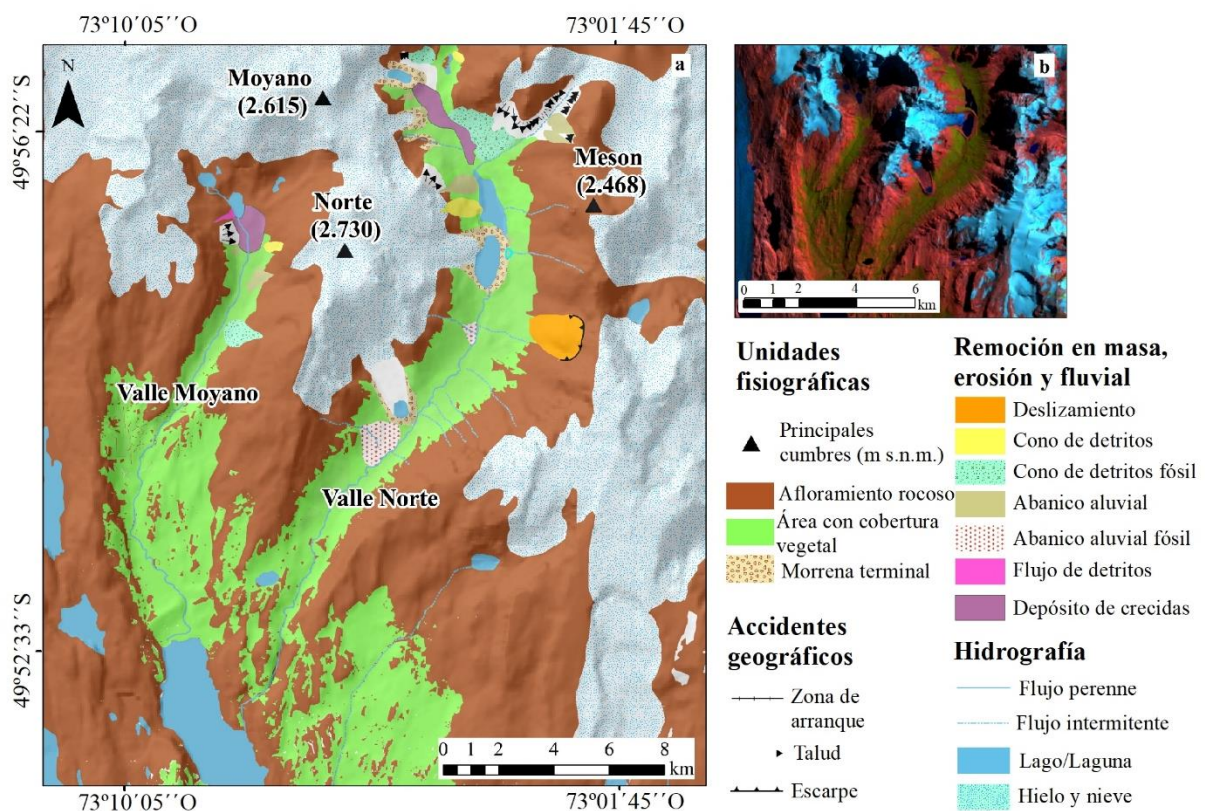
**Figura 16-IV:** (a) Geomorfología paraglacial de las laderas de los glaciares tributarios, (b) Fotografía tomada desde el canal Upsala hacia la ladera norte del glaciar Bertacchi. (c) área de los glaciares tributarios Cono y Bertacchi a base de una imagen Landsat ETM+(542), en recuadro con líneas punteadas se muestra la región correspondiente a la fotografía (b) (Modificada de Moragues et al., 2019b).



**Figura 17-IV:** (a) Geomorfología paraglacial de la ladera occidental del canal Upsala, (b) área de la ladera occidental del canal Upsala a base de una imagen Landsat ETM+(542), en recuadro con líneas punteadas se muestra la región correspondiente a las fotografías (c) Ladera occidental, (d) Deslizamiento subaéreo Agassiz, (e) Morrena colapsada (Moragues et al., 2019a) (Fotografías tomadas desde el canal Upsala hacia la ladera occidental) (Modificada de Moragues et al., 2019b).



Los valles Moyano y Norte también presentan geformas gravitacionales y de erosión fluvial como zonas de arranque con talud, un deslizamiento en la vertiente sur del valle Norte y conos de detritos y abanicos aluviales (Fig. 18-IV). Las lagunas proglaciales formadas luego del retiro de los glaciares que descienden de las cimas Moyano (2.615 m), Norte (2.730 m) y Mesón (2.468 m) se encuentran represadas por morrenas terminales. Las laderas de los cerros que rodean a las lagunas presentan abanicos aluviales y conos de detritos. En las cabeceras de ambos valles, las lagunas proglaciales han sufrido un colapso generando depósitos de crecientes (Fig. 18-IV). Se destacan en ambos valles formas de conos de detritos y abanicos aluviales fósiles, cubiertos y estabilizados con vegetación situadas en cotas altitudinales bajas del valle (700-900 m s.n.m.) (Fig. 18-IV). Esta situación indica la dinámica paraglacial en respuesta a la retracción de los glaciares existentes en esos valles.



**Figura 18-IV:** (a) Geomorfología paraglacial de las laderas de los valles Moyano y Norte (b) área de los respectivos valles a base de una imagen Landsat ETM+ (542) (Modificada de Moragues et al., 2019b).

#### 4.4.2. Factores intervinientes en la inestabilidad de las laderas

##### 4.4.2.1. Factores condicionantes

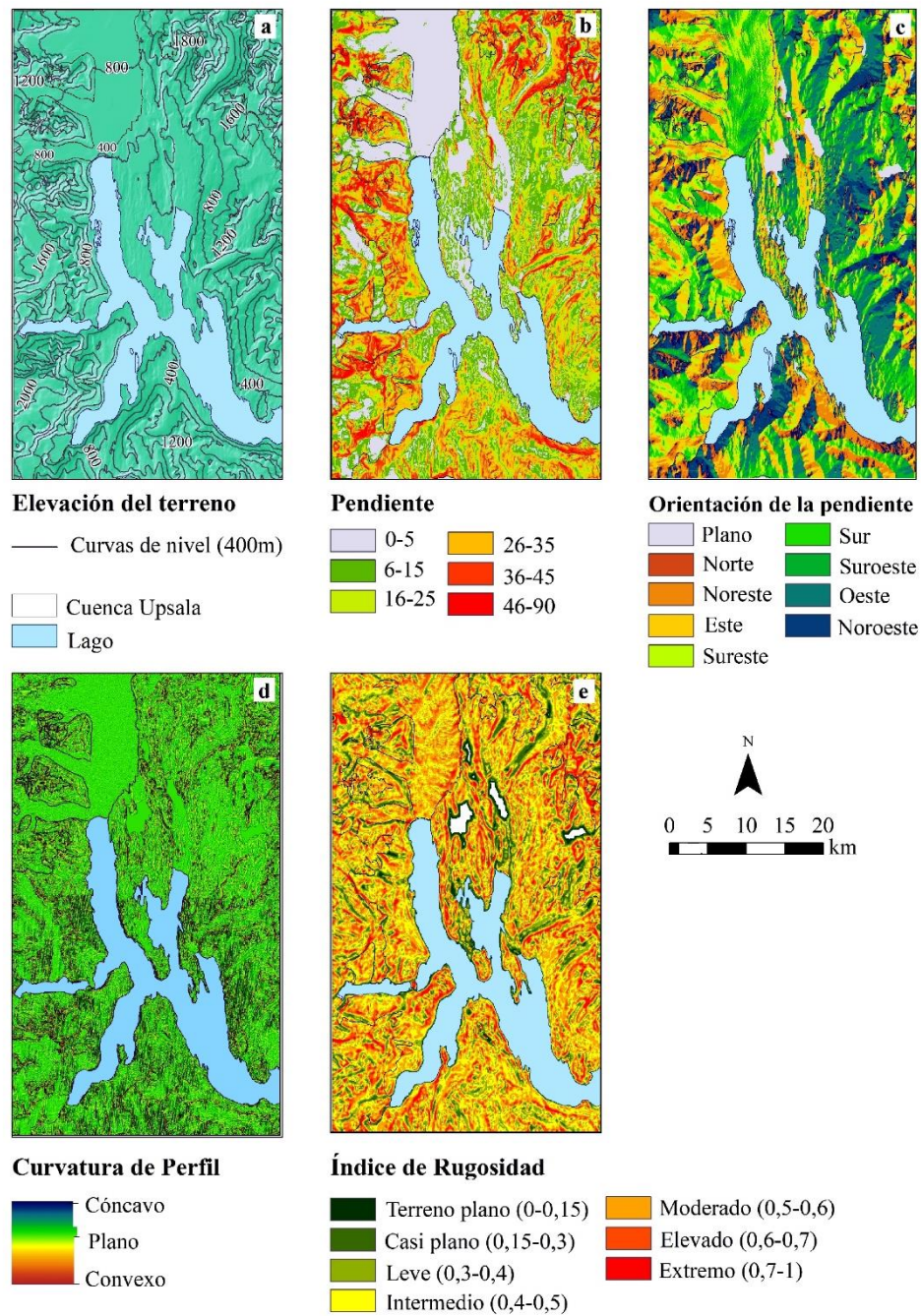
Los depósitos morrénicos en el área tienen un importante desarrollo sobre las márgenes del canal Upsala, de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono y de los valles que rodean la zona. El retiro del glaciar Upsala, ha dejado expuestas empinadas pendientes cubiertas de depósitos glaciogénicos, material poco consolidado, heterogéneo y altamente permeable. Este material pertenece a tres sistemas morrénicos y acumulaciones proglaciales de las glaciaciones Herminita, Pearson I y II, depositados en el Holoceno (Malagnino y Strelin, 1992; Strelin et al., 2014). Poco después del Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM por sus siglas en inglés) el cinturón de morrenas se ubica a 180 m por encima del lago Argentino. Las morrenas Pearson I y II están bien representadas a ambos lados del canal Upsala, llegan a una altura de hasta 6 m (Strelin et al., 2014). Estas morrenas son las que se encuentran sometidas a estos procesos de inestabilidad y erosión sobre las laderas.

Por otro lado, Dai y Lee (2002) destacan que el aumento del gradiente de pendiente se correlaciona con una mayor probabilidad de inestabilidad, por ello, el factor de la inclinación de las laderas es de gran importancia. El ángulo crítico en zonas montañosas para que se generen eventos de remoción en masa es de 30-32° (Clarke y Burbank, 2010; Tofelde et al., 2017). Los valles de la zona poseen pendientes entre 25° y 48°, existen sitios cercanos al frente del glaciar Upsala que presentan pendientes de hasta 57° (Fig. 19b-IV), siendo estos valores propicios para que el material descienda por gravedad y así se condiciona la velocidad del flujo.

La orientación de las laderas está relacionada con la mayor o menor insolación (umbría o solana). La ladera occidental del canal Upsala presenta una orientación este-noreste (Fig. 19c-IV), es decir que se encuentra expuesta a mayor cantidad de horas de sol, esto favorece a la fusión de la nieve y la saturación del material morrénico. Lo mismo ocurre en los valles Moyano y Norte, en los cuales las laderas se orientan hacia el este-sureste exponiéndose al sol. Por el contrario, en dichos valles las pendientes oeste-noroeste presentan menores signos de inestabilidad debido a que la menor insolación posiblemente impide la rápida fusión de la nieve (Fig. 19c-IV).

Otro parámetro clave es el índice de rugosidad del terreno, en aquellas zonas con procesos de inestabilidad las laderas presentan un índice con un rango que se extiende desde leve a elevado

(0,40 a 0,65). En las partes superiores las pendientes presentan valores de rugosidad elevados y extremos (0,68 a 0,89) (Fig. 19e-IV).



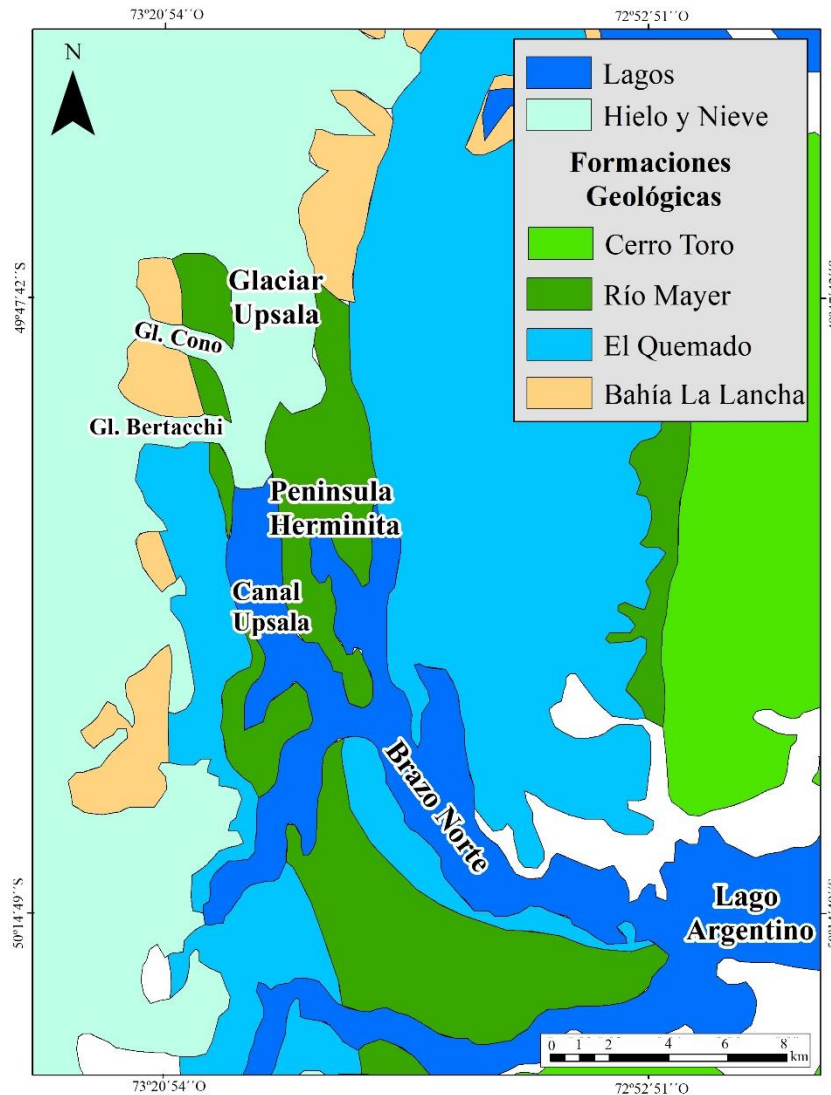
**Figura 19-IV:** Factores condicionantes (parámetros geomorfométricos) del área de estudio, (a) Elevación del terreno con curvas de nivel equidistantes cada 400 m s.n.m. (b) Pendientes del terreno en grados, (c) Orientación de las pendientes en grados, (d) Curvatura de perfil de las laderas, (e) Índice de rugosidad del terreno (Tomada de Moragues et al., 2019b).

Además, se evidencian pendientes de talud desde la zona superior de la ladera hacia el valle o el lago; las zonas de arranque se generan a ~600-700 m s.n.m. (Fig. 19a-IV). Los valles Moyano y Norte también exhiben sectores de talud, pero en menor cantidad. Esto se debe también a la forma del terreno, es decir la curvatura de la pendiente. La ladera occidental del canal presenta en la zona media material colapsado con curvatura cóncava (valores positivos), o sea que el flujo se acelera por la pendiente. Por el contrario, en las zonas bajas con afloramientos rocosos la pendiente es convexa y la corriente de flujo se desacelera (Fig. 19d-IV). Por ello, las diferencias entre las vertientes convexas y cóncavas en las laderas radican en que la distribución de las pendientes de talud y las zonas de arranque estén situadas a alturas específicas.

El retroceso de los glaciares del área trae aparejado la relajación de las laderas y la progresiva pérdida del "sostén" que genera la lengua del glaciar sobre éstas. Esta distensión suele estar reflejada mediante la generación de grietas de tensión, por la deformación de estiramiento del terreno. Estas grietas en ocasiones son rellenadas por el agua caída en verano y la nieve de invierno, por expansión térmica y por procesos de gelifluxión, generando el ensanchamiento de las mismas (Winocur et al., 2015). A los 700-800 m s.n.m. se evidencian como signo de actividad grietas extensionales ubicadas en la zona inferior de la laguna Agassiz (Fig. 17-IV), sitio donde se generó el deslizamiento rotacional Agassiz en febrero del 2013 (Moragues et al., 2019a).

La figura 20-IV muestra las formaciones geológicas del área representadas según Kraemer y Riccardi (1997), Ghigliione et al. (2009) y Lo Vecchio et al. (2016). En el entorno del glaciar Upsala se evidencia un gran predominio de depósitos cuaternarios con clastos de pizarras del Cretácico (Kraemer y Riccardi, 1997), en detrimento de otras litologías. Sin embargo, en las laderas occidental del canal Upsala, de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, y de los valles Moyano y Norte, predominan los depósitos glaciogénicos compuestos por clastos de volcanitas del Complejo El Quemado (CEQ) (Fig. 20-IV) (Lo Vecchio et al., 2016). Nótese que en estos sitios se sitúan la mayoría de los procesos de inestabilidad y erosión. La formación CEQ es la que mayor área cubre en la zona con 848,37 km<sup>2</sup> (Tabla 5-IV), abarca por completo la presencia de procesos de inestabilidad y de degradación sobre el material morrénico y afloramiento rocoso en la ladera occidental del canal Upsala, y las laderas de los valles Moyano y Norte. Estos afloramientos rocosos se manifiestan en las zonas bajas de la ladera en contacto con el lago Argentino (Fig. 15-IV).





**Figura 20-IV:** Formaciones geológicas representadas según Kraemer y Riccardi (1997), Ghiglione et al. (2009) y Lo Vecchio et al. (2016).

En algunos sectores, a una altura ~300 m s.n.m. sobre la ladera, los afloramientos rocosos se encuentran pulidos y aborregados con estrías en sentido del flujo glaciar y libres de depósitos (Fig. 21a-IV). Existen zonas con presencia de rocas que han sufrido meteorización disgregadas en diversos tamaños, desde pequeños clastos que se deslizan fácilmente por la ladera hasta grandes rocas ubicadas en las zonas altas. El área que presenta grandes rocas meteorizadas pertenecientes al CEQ, es la zona superior del flanco derecho del deslizamiento Agassiz (Fig. 21b-IV) generando posibilidad de ocurrencia de procesos gravitacionales. La Formación Río Mayer es la segunda en extensión ocupando un área de 278,45 km<sup>2</sup> y con predominio de pizarras de mayor fisilidad en las inmediaciones de los glaciares tributarios, presenta también geoformas paraglaciales asociadas a la inestabilidad (Fig. 20-IV). Por el contrario, las formaciones Bahía La Lancha y Cerro El Toro, carecen de evidencias de procesos

paraglaciales. Esta última, es un gran afloramiento rocoso de baja altura (200-300 m s.n.m.) ubicada en la península Herminita con una extensión de 113,83 km<sup>2</sup> (Tabla 5-IV).



**Figura 21-IV:** Ladera occidental del canal Upsala, (a) Rocas pulidas y aborregadas, formadas por la abrasión glaciaria, indicando la dirección del flujo del glaciar Upsala de norte a sur (flechas de color blanco). (b) Afloramientos rocosos con evidencias de meteorización, ubicados en el flanco derecho del deslizamiento Agassiz (Modificada de Moragues et al., 2019b).

La influencia de la presencia de vegetación en la estabilidad de las laderas, sobre todo en deslizamientos superficiales, es de gran importancia. Los depósitos de morrenas han permitido la colonización vegetal (Fig. 15-IV) con un crecimiento casi continuo de gramíneas y árboles de *Nothofagus* (*pumilio*, *betuloides*, *antarctica*), bosque relicto maduro (Strelin et al., 2014; Echeverría et al., 2014) y estepa herbácea bajo el bosque. Sobre la ladera occidental, la altura máxima de cobertura vegetal se encuentra entre los 1.000-1.500 m s.n.m. La masa boscosa continua determina la cobertura superficial de las laderas y evidencia más fácilmente las nuevas cicatrices de la inestabilidad. Además, tiene el potencial de actuar de anclaje a causa de su sistema radicular, respondiendo al área de contacto entre las raíces y el suelo, esto supone que el material morrénico situado más allá del límite inferior radicular no sea "retenido". En algunas ocasiones, la vegetación puede significar una carga extra en la ladera se incrementa el esfuerzo de cizalla y la presión de agua en los poros, permite la percolación profunda de agua, y en efecto produce inestabilidad (Wu y Siddle, 1995).

La tabla 5-IV muestra la extensión que cubren en km<sup>2</sup> las unidades fisiográficas, geoformas paraglaciales (remoción en masa, erosión y fluviales) y formaciones geológicas. El hielo-nieve, áreas con cobertura vegetal y cuerpos de agua son las que mayor área (2.008 km<sup>2</sup>) abarcan, en relación a los procesos paraglaciales que poseen una superficie de 26,93 km<sup>2</sup>. En cuanto a los procesos de remoción en masa se destacan las morrenas colapsadas con la mayor superficie de inestabilidad en las laderas; como así también los conos de detritos fósiles sobre la ladera

occidental y los valles Moyano y Norte. Si se compara con las áreas aún cubiertas de hielo, las geoformas paraglaciales cubren el 2,12% de las áreas desglazadas y el 6,74% de las zonas vegetadas por bosque de *Nothofagus* y estepa herbácea. Si bien el porcentaje de las geoformas paraglaciales es menor en comparación al correspondiente a las unidades fisiográficas (hielo-nieve y áreas con cobertura vegetal), la presencia de estos procesos sobre las laderas "recientemente" desglazadas resulta relevante.

**Tabla 5-IV:** Áreas en km<sup>2</sup> de las unidades fisiográficas, geoformas paraglaciales (remoción en masa, erosión y fluviales) y formaciones geológicas del área del Brazo Norte del lago Argentino (Tomada de Moragues et al., 2019b).

Unidades fisiográficas	Área km <sup>2</sup>
Hielo y nieve	1.272,51
Cobertura vegetal	399,53
Cuerpos de agua (lagos y lagunas)	335,76
Morrena terminal	4,07
Geoformas de remoción en masa, erosión y fluviales	
Morrenas colapsada	18,51
Cono de detritos fósil	2,65
Deslizamiento	1,61
Abanico aluvial	1,2
Abanico aluvial fósil	0,85
Cono de detrito	0,45
Flujo de detritos	0,5
Rocas aborregadas	0,29
Formaciones geológicas	
Complejo El Quemado	848,31
Fm. Río Mayer	278,45
Fm. Bahía La Lancha	140,02
Fm. Cerro El Toro	113,83

#### 4.4.2.2. Factores desencadenantes

Uno de los principales contribuyentes a la inestabilidad de las laderas es el aporte de agua, ya sea de escurrimiento subterráneo o superficial, perennes e intermitentes que saturan al material. Se suele producir por aumento de la presión en los poros, lo que reduce la resistencia del material por hidratación, disminuye la cohesión y la fricción interna, y suele implicar el desplazamiento a lo largo de los planos de corte; puede además generar un flujo viscoso (Williams y Smith, 1989). Este aporte da como resultado un aumento en el contenido de la humedad del suelo. No solo se debe a la filtración por la precipitación, sino también a los flujos saturados del subsuelo que fluyen desde la cresta de la cuenca hacia la salida de la cuenca (Giuseppe et al., 2016). La precipitación anual/estacional es un factor predominante en la

inestabilidad de las laderas (Gariano y Guzzetti, 2016). El área presenta grandes aportes de agua con un régimen de precipitaciones que se ve afectado por la topografía. Sobre el CHPS las precipitaciones pluviales y níveas son abundantes, de ~6.400 mm anuales, teniendo en cuenta que presenta un fuerte gradiente de disminución de oeste a este (Garreaud et al., 2014); si bien las máximas precipitaciones se registran en los meses de invierno, a lo largo de todo el año se generan precipitaciones (Bianchi y Cravero, 2010; Villalba et al., 2017). Por ello, las laderas de la zona están sometidas a un aporte de humedad constante.

Otro aporte de agua son los lagos proglaciales represados por morrenas terminales, como es el caso de la laguna Agassiz, ubicada a 780 m s.n.m. en la ladera occidental del canal Upsala o las lagunas ubicadas en el valle Norte (Fig. 15-IV). No solo contribuye con el agua superficial sino también con el escurrimiento subterráneo, se hidrata al material permeable del sector. El agua producto de la fusión nívea generada por el aumento de temperatura en verano se infiltra y recorre las laderas desde las zonas altas generando flujos intermitentes (Fig. 15-IV). Este aporte extra de agua aumenta las posibilidades de que los procesos gravitacionales se activen en la zona. El rápido descenso del nivel de agua en las costas colindantes a las laderas puede desencadenar inestabilidad (Huang et al., 2017). Según Richter et al. (2016), el lago Argentino tiene variaciones en el nivel de altura del agua que corresponden a un periodo anual, con una amplitud de ~1,2 m, alcanzando su máximo en marzo al final del verano austral y un mínimo en octubre. Esto puede incidir en la dinámica de la ladera occidental del canal Upsala ya que el lago tiene un contacto directo tanto con el material morrénico como con el afloramiento rocoso.

Por otro lado, el cambio de temperatura influye en la inestabilidad de las laderas (Gariano y Guzzetti, 2016), pero la mayor influencia es el aumento de la temperatura media del aire (Sidle y Ochiai, 2006). En el área las temperaturas promedio mensuales oscilan entre 3°C en julio y 12°C en enero (Villalba et al., 2017). El cambio de la temperatura del aire condiciona la temperatura del suelo que influye en la inestabilidad de la pendiente (Shibasaki et al., 2016); cuanto más extremas sean, mayor será su influencia sobre los ciclos de humedad-sequedad del suelo. Estos cambios originan procesos de expansión y contracción de los poros del terreno con los consiguientes efectos sobre su grado de esponjamiento y saturación. La amplitud térmica diurna y estacional que existe en esta zona genera la meteorización física que afecta al material rocoso de las laderas y favorece a su vez a la ocurrencia de procesos gravitacionales.



#### *Capítulo IV: Geomorfología paraglacial*

La actividad sísmica es uno de los disparadores preponderantes en la inestabilidad de las laderas (Keefer, 1984). América del Sur tiene su margen occidental tectónicamente activo en la cual la placa oceánica de Nazca subduce por debajo de la placa continental Sudamericana. En la región Austral de Sudamérica (a partir de los 46°S), la placa Antártica subduce a la placa Sudamericana, y la convergencia de estas dos con la de Nazca se lo denomina Triple Punto de Aysén (Adaros, 2003) (Fig. 22-IV). La subducción también se evidencia por una continua línea de volcanes activos e inactivos que recorren a la cordillera Austral (Serey et al., 2019). Entre los 49° y 54°S además se genera un arco volcánico conocido como Zona Volcánica Austral Andina (*Andean Austral Volcanic Zone-AVZ*, por sus siglas en inglés) (AVZ, Stern y Kilian, 1996), integrada por los volcanes Arenales, Lautaro, Aguilera, Reclus, Burney y Cook, de norte a sur respectivamente; donde los cuatro primeros se hallan al interior del CHPS (Fig. 22-IV).

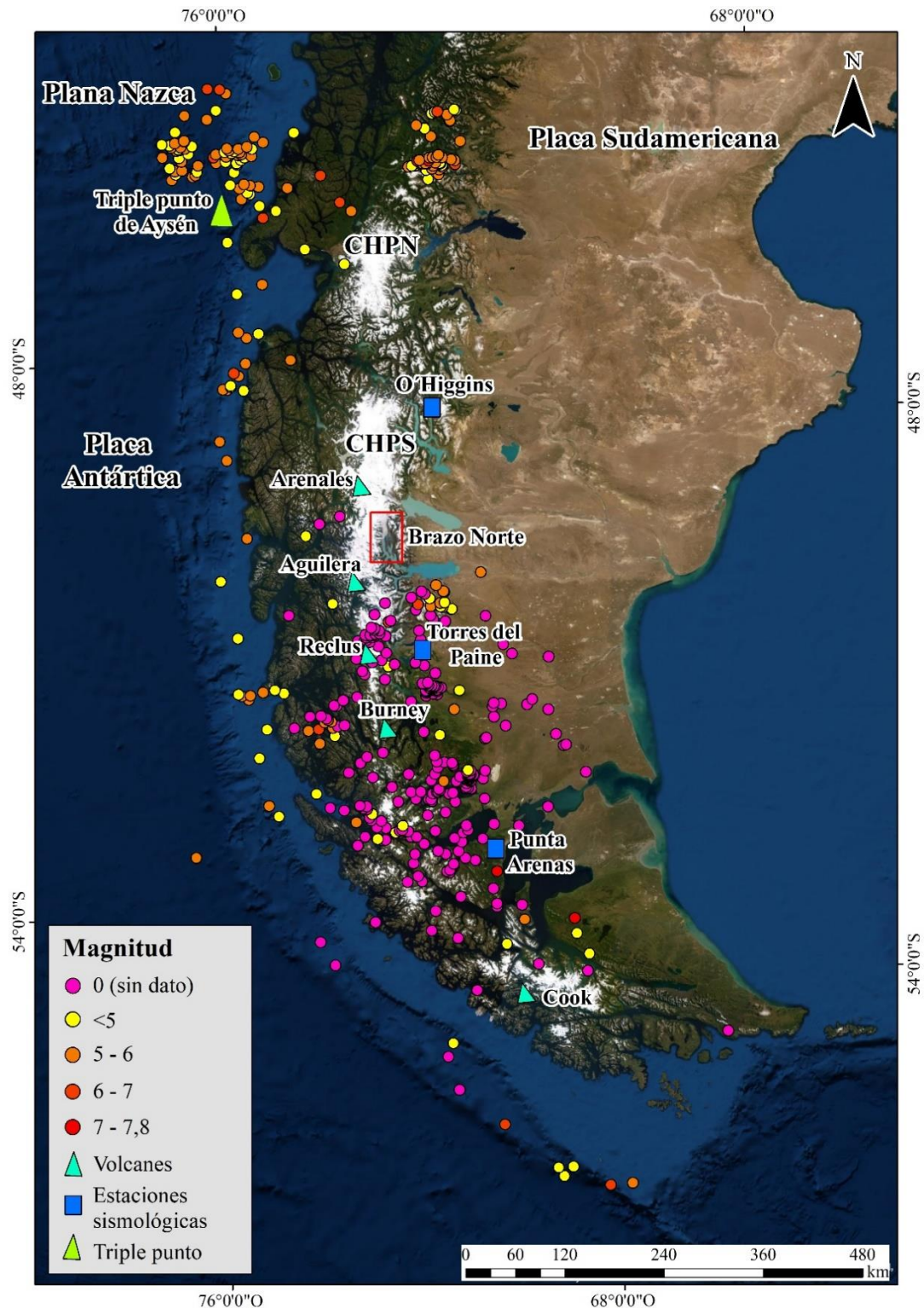
Según Stern y Kilian (1996), los modelos geotérmicos indican que es probable que se produzca un derretimiento parcial de la corteza oceánica subducida debajo de los Andes Australes debido a la lenta tasa de subducción (2 cm/año) y a la joven edad (<24 Ma) de la litosfera oceánica subducida. Por esta razón la zona es catalogada como “baja en sismicidad”. Según Adaros (2003), la actividad sísmica del margen sur de Sudamérica se conoce sólo a través de los registros generados a partir de la red mundial de estaciones sismológicas, donde se aprecia una baja sismicidad. Sin embargo, la región posee una gran actividad magmática y tectónica desde el Paleozoico hasta la actualidad (Ramos, 1989). Una de las principales características en la región es la presencia de un sistema de fallas de rumbo entre las placas, que serían las causales de los principales eventos sísmicos de la región (Adaros, 2003). Según Kraemer y Riccardi (1997) y Kraemer et al. (2002), el canal Upsala y los valles Moyano y Norte son recorridos por corrimientos, que podrían generar movimientos sísmicos en la zona, causando posibles movimientos de laderas.

La falta de registros sísmicos en esta zona de la Patagonia Austral se puede evidenciar en la carencia de instalaciones de estaciones sísmicas y escasos datos de sismicidad brindados por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina. Por ello, en el área del Brazo Norte existe un vacío de estaciones sismológicas; sin embargo, del lado chileno una red de estaciones monitorea la actividad sísmica. Las estaciones más cercanas al área de estudio son la de O'Higgins, al norte; y las estaciones de Torres del Paine y Punta Arenas, al sur del lago Argentino (Centro Sismológico Nacional-Universidad de Chile) (Fig. 22-IV.). Sin embargo, los catálogos sísmicos del ISC (*International Seismological Centre*) y del USGS

(*United States Geological Survey*) del programa *Earthquake Hazards Program* y el programa regional SEPA (Experimento Sísmico en la Patagonia y Antártida, Universidad de Chile y Washington University) presentan registros de los sismos en la zona. La figura 22-IV muestra una recopilación de datos a base de estos catálogos desde el año 1960 al 2018, con 460 epicentros registrados, desde el Triple Punto de Aysén en el límite norte hasta Cabo de Hornos en el sur (Lo Vecchio, 2020). Se denota que más del 80% de los eventos sísmicos registrados tuvieron una profundidad menor o igual a 60 km, es decir que fueron superficiales. La zona sur del área de estudio hasta Tierra del Fuego es la que mayor densidad de epicentros sísmicos presenta, pero carecen de datos de magnitud (puntos de color fucsia). Esto es debido a que pertenecen en su gran mayoría a datos del SEPA que no registran magnitud, y otros al USGS. Según Keefer (1999), los sismos pequeños de magnitud 4.0 pueden desencadenar deslizamientos de tierra en laderas susceptibles y los sismos de mayores magnitudes pueden generar decenas de miles de deslizamientos a lo largo de áreas de cientos de miles de km<sup>2</sup>, produciendo miles de millones de metros cúbicos de sedimento suelto en superficie. Por ello, no se descarta que en el Brazo Norte del lago Argentino los procesos de inestabilidad de las laderas sean desencadenados por un evento sísmico local o regional.

#### **4.5. Discusión**

Desde finales del siglo XX hasta el presente, el glaciar Upsala ha sufrido una alta tasa de retracción frontal (Moragues et al., 2018). Según Moragues et al. (2019a), los procesos de glaciación y deglaciación modificaron las tensiones en la estabilidad de las laderas y generaron procesos de inestabilidad, principalmente en la ladera occidental del canal Upsala. Entonces queda demostrado mediante las técnicas estadísticas que las áreas de testeo seleccionadas en el presente estudio presentan movimientos en el periodo 2001-2015 y que existe una relación directa entre el abandono del hielo sobre la ladera y la activación del movimiento sobre el material morrénico. Situaciones similares se replican en las montañas de Hindukush y Karakoram (Los Himalayas) (Iturrizaga, 2008), en el Valle Fox, Nueva Zelanda con el retroceso del glaciar Fox (McColl et al., 2017), dónde se han generado e identificado procesos paraglaciales como un agente significativo en el sistema geomorfológico, producto de la deglaciación (McColl et al., 2017).



**Figura 22-IV:** Localización espacial y magnitud de eventos sísmicos a partir de datos de los catálogos del ISC, USGS y SEPA. Nótese que los extraídos del catálogo SEPA carecen del valor de magnitud (círculo color fucsia). El gráfico fue realizado a base de la recopilación de los datos confeccionada por cortesía de Lo Vecchio (2020). Se adicionan estaciones sismológicas cercanas al Brazo Norte del lago Argentino (Centro Sismológico Nacional-Universidad de Chile) y volcanes pertenecientes a la Zona Volcánica Austral Andina (AVZ, Stern y Kilian, 1996).

La posición actual de las geoformas fósiles, conos de detritos y abanicos aluviales alejadas del actual frente del glaciar Upsala (Fig. 17-IV) pueden inferir en la relación existente entre el contacto del hielo y los procesos de inestabilidad paraglaciales antiguos, ya que el glaciar ocupaba la ladera en ese sector para la década del '40 (Moragues et al., 2018). Las geoformas se encuentran fosilizadas y estabilizadas por la vegetación, denso bosque de *Nothofagus*, que evidencia una dinámica paraglacial anterior sobre la ladera. La colonización vegetal favorece a la estabilización de la superficie del suelo (Mercier et al., 2009). Lo mismo ocurre con las laderas de los valles Moyano y Norte, pero con la retracción del hielo de glaciares de menores magnitudes.

Las geoformas paraglaciales se encuentran generadas e influenciadas por la combinación de varios factores condicionados a su vez por parámetros morfométricos del terreno, los cuales varían según el área montañosa de interés (Curry et al., 2006; Johnson et al., 2007; Barlow et al., 2009; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010; McColl, 2012; Feuillet et al., 2014; Santos-González et al., 2018; entre otros). Según Kellerer-Pirklbauer et al. (2010), los cambios morfológicos de las laderas por retroceso glaciar pueden ser: (i) ajustes del material de la ladera en forma lenta o de reptación, como *sagging/sackung* o de extensión lateral (Kääb, 2002; Matsuoka y Abe, 2002; Jarman, 2006; Hewitt et al., 2008, entre otros); (ii) La ocurrencia de catastróficos desprendimientos de roca de las laderas, deslizamientos de grandes rocas y avalanchas (Abele, 1974; Ballantyne, 2002; Hewitt, 2009; Cave y Ballantyne, 2016, entre otros), o por (iii) modificación de pendientes cubiertas de detritos, canales de flujos de detritos y procesos relacionados (Ballantyne y Benn, 1994; Haeberli et al., 1999; Curry, 2000; Reid y Evans, 2016, entre otros). Teniendo en cuenta estos cambios morfológicos el área de estudio se encuentra influenciada por: reajustes de movimientos lentos de reptación sobre la ladera occidental del canal Upsala (Fig. 17-IV) producto del reciente retiro del glaciar homónimo; la eventual ocurrencia de desprendimientos de rocas sobre las aguas del canal Upsala y sobre los glaciares tributarios Bertacchi y Cono; la cobertura de detritos sobre las laderas propensas a deslizarse y la presencia de un gran flujo de detritos sobre la ladera del glaciar Bertacchi (Fig. 16-IV), como así también la generación de deslizamientos del material morrénico circundante (Fig. 18-IV).

#### **4.6. Síntesis**

- Los procesos geomorfológicos paraglaciales asociados a la inestabilidad de laderas en el Brazo Norte del lago Argentino se encuentran influenciados por la combinación de: (i) *parámetros morfométricos del terreno* y (ii) *factores condicionantes*: elevaciones y

pendientes pronunciadas, laderas expuestas a solana, curvaturas cóncavas de las laderas y rugosidad elevada del terreno, grandes cantidades de depósitos morrénicos y afloramiento rocoso expuesto a procesos de meteorización e influencia de la vegetación; (iii) *factores desencadenantes*: entre ellos el aporte de agua subterránea y superficial por precipitaciones, deshielo y escurrimiento, aumentos estacionales de temperatura del aire y suelo, variación en el nivel del agua del lago y posible actividad sísmica.

- La ocurrencia de estos procesos paraglaciales se generó con distintas intensidades en todos los valles de la zona.
- Las laderas que presentan mayor cantidad de material morrénico, en este caso de morrenas laterales depositadas por los grandes cuerpos de hielo, son las que exhiben mayor cantidad de geoformas paraglaciales. Ejemplos de esto son la ladera occidental del canal Upsala que se encuentran en contacto directo con los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, y la de los valles Moyano y Norte.
- Por ello, se posibilita un escenario potencialmente óptimo para desencadenar procesos de inestabilidad en un ambiente con reajustes paraglaciales.

# **CAPÍTULO V**

## **5. Detección temporal de los procesos de inestabilidad en las laderas**

### **5.1. Resumen**

En el presente capítulo se presenta un análisis de los cambios superficiales asociados a los procesos de inestabilidad en las laderas del canal Upsala en el lago Argentino, mediante la aplicación de técnicas de teledetección y métodos estadísticos. La zona presenta antecedentes de eventos de inestabilidad de grandes magnitudes generados sobre las laderas de los valles. Debido a esta potencial situación de peligro surge la necesidad de generar mayor conocimiento sobre los procesos de inestabilidad en el área. Por ello, el objetivo principal del presente capítulo es implementar técnicas estadísticas multivariadas mediante el Análisis de Componentes Principales y Análisis Discriminante en cuatro áreas de prueba (AP<sub>n</sub>). Además, para determinar si las áreas de prueba sufrieron movimientos o se mantuvieron estables se incluyó el Coeficiente de Correlación de Pearson y la Distribución Normal. El estudio se basó en imágenes satelitales ópticas Landsat en el periodo comprendido entre octubre de 2001 y abril de 2015.

### **5.2. Introducción**

En regiones montañosas húmedas como es el caso del canal Upsala y el lago Argentino en los Andes Patagónicos del Sur (Garreaud et al., 2013), las variaciones climáticas regionales, particularmente las precipitaciones, entre otros factores (Moragues et al., 2019b) juegan un importante rol en la modificación de la dinámica de los procesos de inestabilidad en las laderas. En este sentido, en febrero de 2013 en el canal Upsala se originó un deslizamiento de gran magnitud que generó un tsunami. Éste modificó el paisaje destruyendo a su paso zonas de la costa del canal (Winocur et al., 2015). Un gran número de turistas visitan diariamente el canal Upsala en época estival que ingresan en distintas embarcaciones. Por lo tanto, los eventos de inestabilidad a lo largo del valle representan un potencial peligro geológico.

Las investigaciones sobre procesos de inestabilidad producto de la desglaciación no solo dependen de los objetivos a desarrollarse en el estudio, sino también se encuentran condicionadas con la captura de los datos en el área de interés. Entre ellas, las más comunes han sido la combinación del uso de imágenes satelitales y fotografías aéreas complementadas con la verificación de campo (Iturraspe y Strelin, 2002; Vilínek et al., 2005; McColl et al.,

2017, entre otros) y técnicas de mediciones satelitales como el sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*) diferencial y el escaneo láser (Kos et al., 2016). Sin embargo, la combinación de datos de teledetección y técnicas estadísticas (McColl et al., 2017; Holm et al., 2004) es otra forma de estudiar y analizar el comportamiento de las laderas recientemente desglazadas.

En los últimos años, se ha prestado atención para el estudio de laderas a los enfoques de datos impulsados (método estadístico) sujetos a procedimientos de asignación de pesos, generando resultados más objetivos y reproducibles (Kanungo et al., 2009) que los tradicionalmente denominados de enfoques heurísticos (basado en conocimientos especializados). En combinación con las herramientas de teledetección, las técnicas estadísticas son poderosas herramientas para analizar los datos en términos de dos o más variables (Dai y Lee, 2002; Santacana et al., 2003; Shi et al., 2015, entre otros). Existen diferentes enfoques estadísticos a utilizar, pero la naturaleza de las variables dependientes guía la selección del método más apropiado (Mathew et al., 2009). Los métodos estadísticos utilizados para el estudio de las zonas con peligro de inestabilidad se pueden clasificar principalmente en dos: Técnicas Estadísticas Multivariadas (TEM) y Técnicas Estadísticas Bivariadas (TEB). Las TEM han demostrado ser eficaces en la predicción espacial de deslizamientos con una alta precisión (Pardeshi et al., 2013). La implementación y combinación de estas técnicas estadísticas ofrecen mayor precisión en la descripción, organización, reducción, distribución y variabilidad de los datos, junto con los cambios espectrales de las imágenes. En las últimas dos décadas se han intensificado los estudios que combinan ambas técnicas de predicción, modelización y generación de cartografía de susceptibilidad a deslizamientos (Baeza y Corominas, 2001; Santacana et al., 2003; Yalcin, 2008; Mathew et al., 2009; Poiraud, 2014; Shahabi y Hashim, 2015; Colkesen et al., 2016; Rossi et al., 2017; Quraishi et al., 2017, entre otros).

Las técnicas estadísticas multivariadas y bivariadas se utilizan ampliamente para la generación y evaluación de mapas de susceptibilidad a deslizamientos (Baeza y Corominas, 2001; Santacana et al., 2003; Süzen y Doyuran, 2004; Yalcin, 2008; Mathew et al., 2009; Bai et al., 2009; Nandi y Shakoore, 2009; Shahabi y Hashim, 2015; Colkesen et al., 2016, entre otros). Estas metodologías toman información de variables relacionadas con la inestabilidad de las laderas como el ángulo de inclinación, altitud, orientación, rugosidad, curvatura, tipo de suelo, precipitación, etc., a partir de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación. En este sentido, las TEM (ACP y AD) se utilizan generalmente para seleccionar los factores



significativos que inciden en la inestabilidad de las laderas, además de proporcionar información suficiente para la elaboración de mapas de susceptibilidad (Baeza y Corominas, 2001; Santacana et al., 2003; Shi et al., 2016). Por otra parte, otros autores (Shahabi y Hashim, 2015; Colkesen et al., 2016) sugieren que las TEB son superiores a las TEM para generar ciertos resultados y la evaluación de los procesos de inestabilidad. Sin embargo, existe una escasez de investigaciones relacionadas con técnicas estadísticas (TEM y TEB) y procesamientos de imágenes satelitales (niveles de reflectancia), utilizadas para obtener movimientos superficiales interpretados como procesos de inestabilidad.

El principal objetivo de este capítulo es detectar y analizar los cambios superficiales, asociados a los procesos de inestabilidad en distintas áreas de la ladera occidental del canal Upsala mediante técnicas de teledetección y estadísticas. El procedimiento numérico es basado en imágenes satelitales ópticas a través de un análisis estadístico de los cambios espectrales detectados en las escenas. Para ello, se implementaron las TEM utilizando el Análisis de Componentes Principales (ACP) y el Análisis Discriminante (AD); y las TEB, empleando el Coeficiente de Correlación de Pearson (CCP) y la Distribución Normal (DN), en cuatro áreas de pruebas ( $AP_n$ ) con potencial peligro de inestabilidad en las laderas. Se utilizó una secuencia de imágenes satelitales Landsat, adquiridas durante el período comprendido entre octubre de 2001 y abril de 2015. Finalmente, con la información provista por este capítulo se contribuye en proveer de datos bases para los estudios y análisis que se abordarán en los capítulos posteriores.

### **5.3. Datos utilizados: imágenes satelitales Landsat**

El periodo de estudio seleccionado (2001-2015) incluye imágenes del año 2013 que se produjo el deslizamiento en la zona del canal Upsala (Tabla 6-V). Se utilizaron siete imágenes de los satélites Landsat 5-TM (*Thematic Mapper*), 7-ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) y 8-OLI (*Operational Land Imager*), 30 m de resolución espacial (Tabla 6-V). Cabe destacar que las imágenes Landsat son ampliamente usadas para los estudios de uso y cobertura del suelo (Lawrence y Ripple, 1999; Kennedy et al., 2007; Huang et al., 2010), ya que actualmente ofrecen el archivo histórico más extenso y consistente de datos satelitales con una resolución espacial y espectral adecuada para los estudios regionales (Hantson y Chuvieco, 2011) (véase Anexo II). Los satélites del grupo TM/ETM+ poseen características ligeramente diferentes entre sí, ambos tienen escáner MSS a bordo. Además, Landsat 7 incluyó una banda pancromática con mayor resolución espacial (15 m) (Young et al., 2017). El sensor Landsat 8,

equipado con su *Operational Land Imager* (OLI) aumenta la resolución espectral del grupo TM con la adición de un azul profundo y los sensores de infrarrojos térmicos (TIRS) que añaden una segunda banda térmica (Roy et al., 2014).

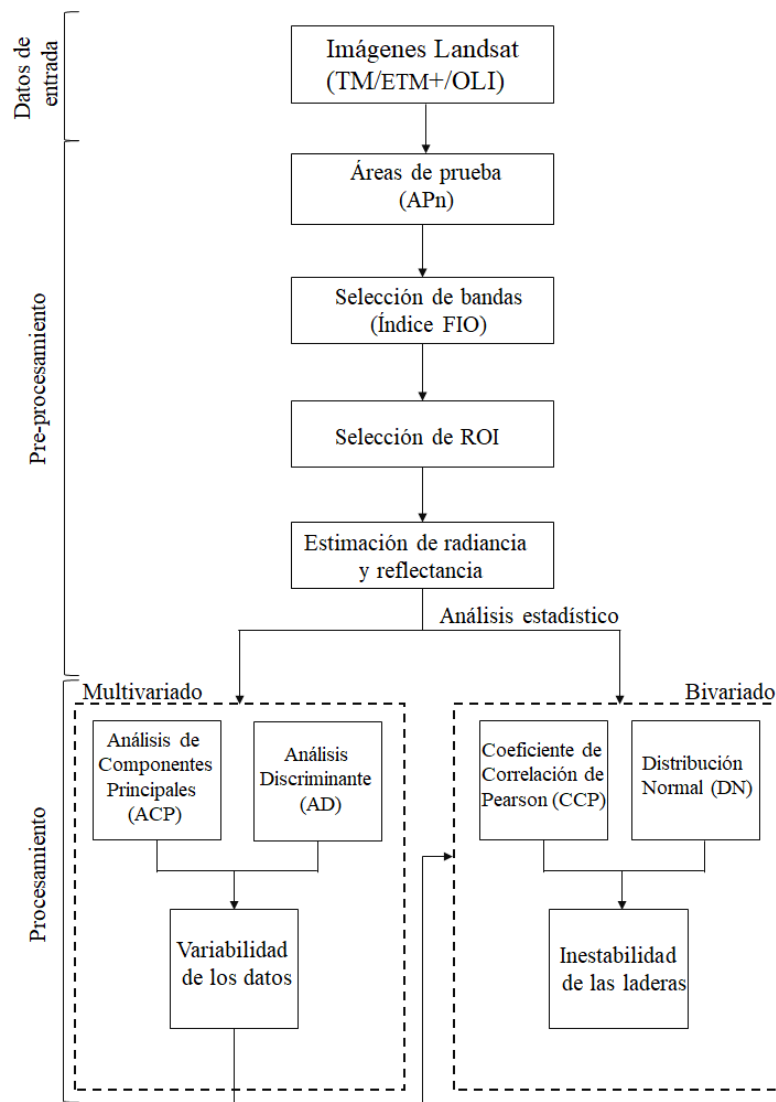
Las imágenes se obtuvieron del portal Earth Explorer del USGS (*United States Geological Survey*, [www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov)) y se adquirieron durante el período de octubre a abril, teniendo en cuenta la escasa disponibilidad de imágenes sin cobertura nubosa en la zona debido a las condiciones climáticas ambientales imperantes (Sagredo y Lowell, 2012). Las escenas utilizadas no muestran una importante cobertura nival estacional ni un alto porcentaje de nubes. La selección temporal de las imágenes se convirtió en un elemento clave en este estudio, por esta razón, se utilizaron imágenes de los tres sensores Landsat (TM, ETM+, OLI). El periodo temporal seleccionado se basó en analizar el comportamiento de las áreas en el siglo XXI, la primera imagen (2001) es la más antigua disponible en el sitio web.

**Tabla 6-V:** Imágenes satelitales utilizadas en el presente capítulo (Tomada de Moragues et al., 2019a).

Satélite	Sensor	Escena ID	Adquisición del dato	Bandas
LANDSAT	ETM+	LE72310952001079EDC02	20-03-2001	1-2-3-4-5-7
LANDSAT	TM	LT52310952005114COA00	24-04-2005	1-2-3-4-5-7
LANDSAT	TM	LT52310952011051COA00	20-02-2011	1-2-3-4-5-7
LANDSAT	ETM+	LE72310952013016ED00	16-01-2013a	1-2-3-4-5-7
LANDSAT	ETM+	LE72310952013304ED00	31-10-2013b	1-2-3-4-5-7
LANDSAT	OLI	LC82310952014347LGN00	13-12-2014	2-3-4-5-6-8
LANDSAT	OLI	LC82310952015014LGN00	14-01-2015	2-3-4-5-6-8

#### 5.4. Metodologías

La figura 23-V muestra la aplicación de los métodos utilizados para determinar la inestabilidad de las laderas. A partir de la selección de las áreas de prueba ( $AP_n$ ) en las imágenes Landsat se seleccionó la combinación de las tres bandas que más información proveyeran a través del Índice FIO. Luego, se estimaron los valores de reflectancia para implementar un análisis estadístico a través de las TEM (ACP y DA) y así determinar la variabilidad de los datos. Los resultados obtenidos con la implementación de estas técnicas se utilizaron para ejecutar las TEB (CCP y DN) y se determinó si las  $AP_n$  presentaban indicios de movimientos en la superficie o de estabilidad.



**Figura 23-V:** Diagrama de flujo de los métodos aplicados para obtener cambios superficiales en las áreas de prueba (Modificada de Moragues et al., 2019a).

### 5.4.1. Pre-procesamiento: AP<sub>n</sub>, Índice FIO, Reflectancia

#### 5.4.1.1. Selección de áreas de prueba

Los cambios en la cobertura superficial de las laderas detectados en imágenes satelitales ópticas como ser distribución de la vegetación, exposición de afloramientos rocosos o degradación del suelo, pueden estar asociados a procesos naturales, tales como deslizamientos. Así, la tarea de identificar estos eventos puede simplificarse hasta convertirse en una mera detección a partir del uso de las técnicas de sensoramiento remoto, por ejemplo, al utilizar el

cambio tonal de píxeles individuales entre las fechas de las imágenes seleccionadas (Nichol y Wong, 2005b). Existen indicios en superficie relacionados a la actividad de los deslizamientos, las cicatrices y depósitos se identifican fácilmente en imágenes satelitales. Las cicatrices recientes están asociadas a la carencia de cobertura vegetal significativa, y por lo tanto son claramente visibles (Barlow et al., 2006).

En la zona de estudio, en primer lugar, se llevó a cabo una inspección ocular para evaluar si se manifestaban en superficie posibles consecuencias del dinamismo en las laderas. Al encontrar evidencias, se decidió seleccionar Áreas de Prueba ( $AP_n$ ) donde se implementarían las técnicas estadísticas TEM en un período de tiempo determinado para evaluar dicha actividad. En este sentido, las  $AP_n$  se seleccionaron considerando el potencial cambio de la superficie de la ladera debido al material morrénico depositado y afectado por el retroceso del frente del glaciar Upsala (Moragues et al., 2018). Nótese que  $n$  indica el número del área ubicada en la ladera occidental del canal Upsala. La selección de las  $AP_n$  se llevó a cabo mediante técnicas de fotointerpretación en toda la ladera occidental del canal Upsala (Fig. 24-V) teniendo en cuenta las características físicas, tonales y de textura de la superficie. Son delimitadas por la superficie deslizada, es decir que no presentan vegetación y el material detrítico y de tierra se encuentra expuesto. Para obtener un mayor detalle sobre la fotointerpretación se utilizó la banda pancromática de 15 m de resolución (escala 1:15.000) e imágenes de alta resolución disponibles en Google Earth de los años 2003-2011-2014-2015. Éstas fueron validadas posteriormente mediante observaciones *in situ*.

Cabe destacar que de las cuatro  $AP_n$ , tres de ellas se generaron como resultado de procesos de inestabilidad, es decir se identifican sobre la superficie deslizada de la ladera, y la cuarta fue resultado de un depósito de playa generado por un deslizamiento. A fin de contrastar áreas con y sin movimiento se agregaron dos áreas más sobre península Herminita en la ladera oriental del canal Upsala (Fig. 24-V), en las cuales no se espera visibilizar inestabilidad. Es importante mencionar que el  $AP_3$  sólo se detecta con fines de registro de áreas inestables, por el pequeño tamaño del área y además por presentar el material morrénico combinado con la exposición a la roca no se analiza estadísticamente. A continuación, se describen las características generales de cada una de las  $AP_n$  según su ubicación en el canal Upsala de norte a sur (Fig. 24-V).

**-Ladera Upsala- $AP_1$ :** se sitúa próxima al frente del glaciar Upsala con una superficie de 1,9 por 1,1 km. El área presenta signos de inestabilidad a partir del año 2003 hasta el 2010 aproximadamente, según los registros de las imágenes de archivo consultadas, que coinciden

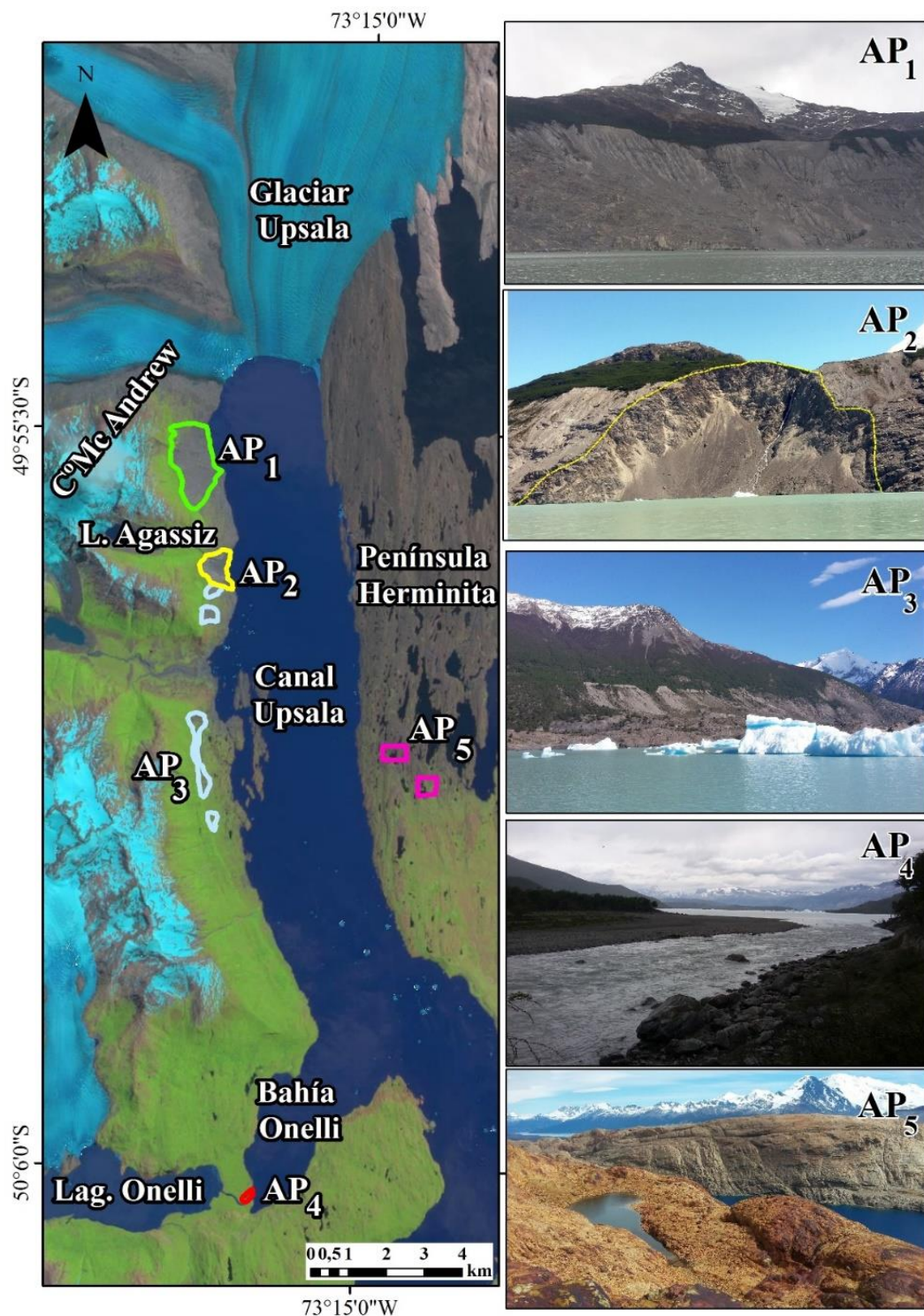
con el posicionamiento del frente del glaciar Upsala en esa zona (Moragues et al., 2018) (Fig. 24-V); y el subsiguiente retiro del hielo en esos años, cuya velocidad promedio fue de  $90 \text{ m a}^{-1}$  entre los años 2000 y 2008 (Sakakibara et al., 2013). El área presenta flujos de agua superficiales procedentes de una zona de mayor altura debido al deshielo. El sitio posee una pronunciada pendiente de  $\sim 35^\circ$ , esto favorece los desplazamientos de material por gravedad.

**-Deslizamiento Agassiz-AP<sub>2</sub>:** se ubica sobre el área inferior de la laguna proglacial Agassiz, en la base del cerro Mc Andrew (Fig. 24-V). Este evento se generó en febrero de 2013, Winocur et al. (2015) lo describieron como un deslizamiento sobre el material morrénico lateral y sustrato rocoso, generado por el retroceso del glaciar Upsala. El deslizamiento ocasionó un tsunami sobre el canal Upsala, arrojando témpanos de hielo sobre península Herminita y zonas circundantes como bahía del Hielo que causaron destrozos en infraestructuras sobre bahía Onelli (Fig. 24-V). Tiempo posterior al evento se evidencia actividad continua en la zona del deslizamiento, como escurrimientos subterráneos, desprendimientos de material rocoso, presencia de depósito deltaico y grietas de tensión en el área superior de la ladera.

**-Morrena con signo de colapso-AP<sub>3</sub>:** se encuentra presente en distintos sectores de la ladera occidental del canal Upsala, exhibe zona de arranque con desprendimientos de material morrénico (Fig. 24-V). Estos desprendimientos nacen en la zona donde la ladera se encuentra tapizada por el bosque de *Nothofagus*, cuya altura de la zona de arranque varía desde los 450 a 650 m s.n.m. La mayoría de estos colapsos presentan en la zona baja afloramientos rocosos que se encuentran en contacto con el agua del lago. La masa boscosa continua que cubre la ladera hace identificar más fácilmente las zonas de inestabilidad, ya que no se encuentran colonizadas por la vegetación y evidencian las cicatrices más recientes.

**-Depósito Onelli -AP<sub>4</sub>:** se ubica sobre la morrena terminal de la laguna Onelli (Fig. 24-V). El tsunami generado por el deslizamiento Agassiz recorrió las aguas del canal Upsala 15 km hacia el sur y provocó una acumulación de material arenoso depositándolo en la conexión entre el canal Upsala y laguna Onelli, sobre bahía Onelli. Este material dio lugar a una playa sobre la costa de la bahía. Esta zona fue la más afectada por el tsunami, causó severos daños según lo reportado por personal de guardaparques del PNLG y Winocur et al. (2015). La ola provocada por el deslizamiento llegó a la bahía con fuerza semejante que ingresó a la costa varios metros, se produjo la destrucción del muelle utilizado por las embarcaciones turísticas que arribaban a la bahía a diario. La ola también arrastró troncos del bosque de *Nothofagus* que se deslizaron

desde la parte superior del deslizamiento y fueron depositados sobre la playa de la bahía. Además, la erosión en la costa expuso las raíces de los árboles y modificó el paisaje.



**Figura 24-V:** Ubicación de las Áreas de Prueba (AP<sub>n</sub>) con inestabilidad (deslizamientos registrados) (AP<sub>1</sub>, AP<sub>2</sub>, AP<sub>3</sub>, AP<sub>4</sub>) y estabilidad (AP<sub>5</sub>) sobre el canal Upsala, Brazo Norte del lago Argentino (Modificada de Moragues et al., 2019a).

**-Área estable-APs:** península Herminita se localiza al este del canal Upsala (Fig. 24-V), corresponde a un extenso afloramiento rocoso, erosionado por el glaciar homónimo con una apariencia paisajística típica de los ambientes glaciales. La zona muestra un aspecto de roca aborregada formada por la abrasión de los glaciares que ha generado pendientes suavizadas en la dirección N-S (dirección del flujo glacial). Posee una elevación de 250-350 m sobre el canal Upsala, y está constituido por pizarras y pelitas de la Formación Cerro El Toro (Kraemer y Riccardi, 1997; Lo Vecchio et al., 2016).

#### 5.4.1.2. Índice de Factor Óptimo

La reflectividad de los objetos utilizados para identificar diferentes procesos en la superficie de la tierra está definida por su comportamiento en diferentes longitudes de onda. Cada tipo de material, suelo, vegetación, agua, etc., refleja la radiación incidente de una manera diferente. Esto nos permite distinguir los materiales si se mide la radiación reflejada (Paruelo et al., 2014). En general, la selección de bandas (B) de las imágenes se realiza mediante pruebas empíricas o publicaciones de referencia. Sin embargo, rara vez las bandas se utilizan solas, es decir de una, sino que se suelen utilizar en combinaciones de tres (RGB). Existen procedimientos estadísticos capaces de identificar las principales composiciones de bandas de mayores contrastes, como es el Índice de Factor Óptimo (FIO) (Wenbo et al., 2008). Este índice es basado en el coeficiente de varianza y correlación. Permite elegir la combinación de tres bandas (RGB) en una imagen satelital y de esta manera proporciona más información junto con una menor redundancia de datos (Tamouk et al., 2013).

El índice FIO se calcula para cada una de las posibles combinaciones dividiendo la suma de las desviaciones estándar de cada uno de los tres componentes, por la suma del valor absoluto de los coeficientes de correlación (Chávez, 1982). Cuanto mayor es el valor numérico de FIO mayor es la cantidad de información disponible. Este valor se calculó acorde a la Ec. (1) (Chávez, 1982).

$$\mathbf{FIO} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{|r_{(1,2)}| + |r_{(1,3)}| + |r_{(2,3)}|} \quad (1)$$

Donde:  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  corresponden a la desviación estándar de cada banda, y  $r_{(i,j)}$  es el coeficiente de correlación entre las bandas  $i$  y  $j$ .



En el presente estudio, se seleccionó como imagen de referencia la del año 2001 para implementar el índice FIO en el total de las bandas multispectrales. Se generó un ranking de valores FIO, se tomó el primer valor en referencia al que posee el 100% de la información. De esta manera, el valor FIO obtenido para cada composición se comparó con la composición principal para obtener valores relativos. Así, el número de combinaciones posibles que se hizo a partir de las seis bandas incluidas (en grupos de tres) corresponde a 20 (Tabla 7-V), siendo las combinaciones diferentes en al menos una banda (Noyola-Medrano et al., 2005).

#### 5.4.1.3. Correcciones radiométricas: determinación de la reflectancia

Una vez seleccionadas las tres bandas óptimas de la imagen de referencia (2001), las imágenes fueron recortadas en el área de interés (selección de ROI, *Region Of Interest* por sus siglas en inglés). Luego, se implementó el procedimiento de corrección radiométrica con cálculo de radiancia y reflectancia para los años 2005, 2011, 2013a, b, 2014 y 2015. Además, para convertir los niveles digitales (ND) a niveles de radiancia, se utilizó la ecuación provista por Chuvieco (2010). Cabe destacar que la corrección radiométrica puede referirse a un solo paso de pre-procesamiento o a un conjunto de éstos que tienen en cuenta los efectos solares, topográficos, atmosféricos y de movimientos del sensor (Young et al., 2017). Los coeficientes de calibración específicos para cada sensor y banda se obtuvieron para el sensor Landsat 5-TM de Price (1987), y para Landsat 7-ETM+ y el Landsat 8-OLI de los metadatos de la imagen. Nótese, que los valores de corrección solar para los datos de Landsat se extrajeron de los archivos de metadatos asociados a cada imagen. La corrección solar no tiene en cuenta los efectos de iluminación por pendiente, orientación y elevación que pueden causar variaciones en los valores de reflectancia, para características similares en diferentes posiciones del terreno (Riaño et al., 2003). Aunque los productos de Nivel 1 de Landsat están corregidos en el terreno, no tiene en cuenta los mismos efectos que una corrección topográfica. Para la estimación de la reflectancia se consideró el efecto de la topografía en el área de estudio utilizando el Modelo Digital de Elevación SRTM (30 m), se utilizó el método de corrección de Minnaert (Minnaert, 1941). Por otro lado, la contribución del efecto atmosférico se realizó por el método de sustracción de objetos oscuros, aunque las áreas cubiertas por materiales de alta absorción como el agua y las zonas sombreadas presentan una radiación espectral cercana a cero (reflectancia nula) (Chávez, 1988). Se completó la conversión de radiación a reflectancia y se calcularon sus valores. Los valores de reflectancia varían entre 0 (superficie perfectamente absorbente) y 1 (superficie perfectamente reflectante).



Una vez obtenidos los resultados de reflectancia de las tres bandas de cada imagen se tomaron los valores dentro de las AP<sub>n</sub> seleccionados mediante una muestra aleatoria, con una distancia mínima entre ellos de 30 m. En todos los casos, la selección de las muestras aleatorias fue superior al 30% del total de los píxeles de cada área (Tabla 8-V). El procesamiento se realizó mediante la implementación del software Quantum GIS ([www.qgis.org](http://www.qgis.org)) y SAGA GIS 2.3.2. ([www.saga-gis.org](http://www.saga-gis.org)).

#### **5.4.2. Procesamiento: análisis estadístico**

Se implementaron técnicas estadísticas para llevar a cabo el procesamiento de los niveles de reflectancia. En primer lugar, se utilizó las TEM que permitió la selección preliminar de las variables más significativas, es decir cómo varían las diferentes AP<sub>n</sub> (diferencias y/o similitudes) en el tiempo. Luego, los resultados fueron utilizados como variables de entrada para la implementación de las TEB, esto permitió la observación de las áreas que presentaron movimiento y los períodos de tiempo en los que se destacó esta inestabilidad en las laderas. El proceso fue realizado en el software estadístico InfoStat ([www.infostat.com.ar](http://www.infostat.com.ar)).

##### 5.4.2.1. Técnica Estadística Multivariada

Ambas TEM se representaron en gráficos exploratorios BIPLLOT que incorporan tres o más variables de datos multivariados (Gabriel y Odoroff, 1990). Las AP<sub>n</sub> se diagramaron como puntos (Figs. 23/24- V) y la configuración de éstos se obtuvo a partir de las combinaciones lineales de las variables originales. Se utilizó una base de datos con valores de reflectancia para cada banda y cada año de las imágenes. Cabe mencionar que, para una mejor lectura y comprensión de los gráficos las bandas 6-4-2 del sensor OLI se etiquetaron como banda 5-3-1 en todas las imágenes. Para el uso de las variables de entrada de las TEB, se tuvo en consideración el número de la banda y se descartó el uso del año de la imagen.

##### - Análisis de Componentes Principales (ACP)

Esta técnica reduce la magnitud de los datos, identifica variables altamente relacionadas y las combina para construir un pequeño grupo de nuevas variables llamadas Componentes Principales (CP) que describen las diferencias entre las muestras (Shi et al., 2016). El primer CP tiene la mayor tasa de contribución, mientras que el otro CP posee la segunda tasa de contribución más alta y no presenta correlación con el componente anterior (Jolliffe, 2002). Se analizaron las correlaciones entre las diferentes variables (Banda-Año) con ACP, y se identificó

las que explicaban la variabilidad total de los datos de cada AP, en otras palabras, qué banda era más representativa para distinguir las áreas inestables o estables.

Se utilizaron los valores de reflectancia originales para cada banda (B5, B3, B1) teniendo en cuenta el período de estudio. Estos valores se proyectaron en los planos CP1 y CP2 y se representaron con puntos cuyo color identifica cada AP<sub>n</sub>. Los vectores que unen cada variable (Banda-Año) se formaron mediante la asignación de pesos para una variable determinada que está en función de la distancia al origen del plano PC1 y PC2 de cada variable. Si los vectores se encuentran posicionados de manera agrupada y bajo un mismo sector del plano, significa que las correlaciones han sido altas (>85%) y las variables son similares. Por el contrario, si están separadas y opuestas en su ubicación en el plano, la correlación ha sido baja y son diferentes.

También, se calculó el Coeficiente de Correlación Cofrenética (CCC) para medir la correlación entre las distancias iniciales, tomadas de los datos originales, y las distancias finales que sirvieron para la unión de los individuos durante la implementación del método (Sokal y Rohlf, 1962). Los valores de CCC oscilan entre 0 y 1, cuanto más cerca de 1 se encuentre indica que hay signos de un gran cambio en la estructura de datos original durante el proceso, el valor más alto es el más importante (Balzarini et al., 2015).

#### - Análisis Discriminante (AD)

El AD identifica las variables que diferencian a los grupos, por lo tanto permite saber qué variables registradas (Banda-Año) tienen el potencial de discriminar entre o dentro de cada AP<sub>n</sub>, y así diferenciar los grupos de pendientes estables e inestables. Para ello se asignó una función discriminante (FD), también llamada clasificador. Según Baeza y Corominas (2001), la FD se expresa mediante una combinación de variables ponderadas. Cada valor de reflectancia para cada banda y año está representado por puntos de colores según el AP<sub>n</sub>. Las variables (Banda-Año) se diagramaron como vectores desde el origen. Los vectores son funciones discriminantes que separan las diferentes AP<sub>n</sub>. El espacio canónico de mejor calidad para observar las diferencias entre las AP<sub>n</sub> (grupos) está formado por el eje canónico 1 y el eje canónico 2.

El error en la clasificación resulta en una pequeña cantidad de casos mal clasificados (Balzarini et al., 2015). En este caso de estudio, la tasa de error aparente (TEA) se estimó a partir del total de valores fuera de la diagonal de la matriz. La cantidad de casos mal clasificados

para un grupo registrada como porcentaje del total de casos indica el porcentaje de la mala clasificación que se espera para los individuos de ese grupo.

#### 5.4.2.2. Técnicas Estadísticas Bivariadas

Las pruebas estadísticas utilizadas consisten en técnicas paramétricas de la relación entre dos variables, imponen la condición de que los valores de la muestra tengan una distribución normal y los datos procedan de muestras aleatorias (Ebdon y Muntaner, 1982). Las TEB comparan cada capa de datos del factor causal con la distribución de deslizamientos existente (Kanungo et al., 2009), esto provee la correlación entre los datos y la posibilidad de que el valor de una variable haya sido elegido al azar.

##### -Coeficiente de Correlación de Pearson (CCP)

Es un índice que mide el grado de covarianza entre diferentes variables relacionadas linealmente (Ebdon y Muntaner, 1982). En el estudio, se implementó combinando diferentes períodos anuales para las tres bandas. De esta manera, fue posible verificar los cambios en la geometría de la distribución de los datos referidos a las AP<sub>n</sub>.

Los años analizados se agruparon en los siguientes períodos a saber: 2001-2005, 2005-2013a, 2013a-2013b, 2013b-2015. De este modo, se cubre temporalmente el comportamiento de cada área mediante la utilización de las imágenes más representativas de toda la secuencia temporal disponible. Los resultados se representaron en diagramas de dispersión 2D (Fig. 25-V) de los valores de reflectancia de cada período correspondientes a la banda seleccionada según las TEM (variable más significativa) de cada AP<sub>n</sub>. Finalmente, es posible observar si existe un cambio temporal en la superficie de la ladera. Para cada gráfico se calculó el CCP, con valores estimados entre -1 y +1. Se adiciona un análisis del CCP para el AP<sub>1</sub> que permite analizar una posible relación entre la inestabilidad del material y el retiro del frente del glaciar Upsala (Fig. 27-V).

##### - Distribución Normal (DN)

Se asumió una distribución normal (gaussiana) para las muestras independientes, distribuidas en forma idéntica en un proceso aleatorio (Schowengerdt, 2007). Para representar los datos obtenidos en el presente capítulo, se utilizaron todos los años sin formar períodos. Los años que mostraron un evento de inestabilidad se destacaron con una línea punteada, en el AP<sub>5</sub> también se destacó un caso particular. En los gráficos se representaron en el eje de las  $x$  la

distribución de los niveles de reflectancia de la banda seleccionada por las TEM, y en el eje de las y la probabilidad gaussiana.

## 5.5. Resultados

### 5.5.1. Índice FIO y reflectancia

La aplicación del índice FIO muestra que la combinación de las bandas 531 es la que más información brinda (100%) de los años estudiados, con un valor de 0,432 (Tabla 7-V). La B5 del canal rojo es la que lidera las primeras seis composiciones, varían en las bandas verdes y azules del espectro visible e infrarrojo cercano. La combinación 321 (color natural) proporciona la menor información según el índice FIO con un valor de 0,198 (48,9%). La Tabla 8-V muestra los valores de reflectancia extraídos del muestreo aleatorio para cada AP<sub>n</sub>, de las tres bandas y del total del período temporal estudiado. En la combinación FIO, los valores de reflectancia oscilan entre 0 y 0,75 para la B5. Para las bandas 3 y 1, los niveles de reflectancia oscilan entre 0 y 0,45, aproximadamente.

**Tabla 7-V:** Ranking de las combinaciones más informativas según el Índice FIO (Modificada de Moragues et al., 2019a).

Orden	Composición	Índice FIO	Porcentaje %
1	531	0,432	100
2	541	0,431	99,74
3	542	0,422	97,7
4	521	0,409	94,65
5	543	0,406	94,01
6	532	0,392	90,79
7	741	0,365	84,57
8	742	0,362	83,74
9	743	0,349	80,87
10	721	0,323	74,67
11	732	0,315	72,98
12	731	0,314	72,73
13	751	0,263	60,88
14	754	0,252	58,26
15	752	0,246	56,96
16	432	0,243	59,16
17	753	0,240	59,16
18	421	0,238	58,74
19	431	0,238	58,69
20	321	0,188	48,88

**Tabla 8-V:** Áreas de Prueba (AP<sub>n</sub>) (Modificada de Moragues et al., 2019a).

AP <sub>n</sub>	Nombre	Total de pixel por área (30 m)	Muestreo aleatorio de puntos	Porcentaje del muestreo aleatorio
AP <sub>1</sub>	Ladera Upsala	1.348	497	37%
AP <sub>2</sub>	Deslizamiento Agassiz	614	206	34%
AP <sub>3</sub>	Morrena con signo de colapso	-	-	-
AP <sub>4</sub>	Depósito Onelli	97	63	65%
AP <sub>5</sub>	Área estable	512	179	35%

## 5.5.2. Análisis estadístico

### 5.5.2.1. Técnicas Estadísticas Multivariadas

#### - Análisis de Componentes Principales (ACP)

En el ACP se utilizaron dos componentes principales (CP1 y CP2), que explican el 76% de la variabilidad total de los datos (Tabla 9-V), porcentaje que representa la confiabilidad de las relaciones entre los casos y las variables. El CCC es igual a 0,90 (Tabla 9-V), medida aceptable de la calidad de representación de los datos en los ejes utilizados. El CP1 explica el 54,2% de la variabilidad total de los datos y las variables correspondientes a la B5 (infrarrojo medio), banda que diferencia claramente las AP<sub>n</sub> según si existe movimiento o no, el cual se representa en distintos colores (Fig. 25-V).

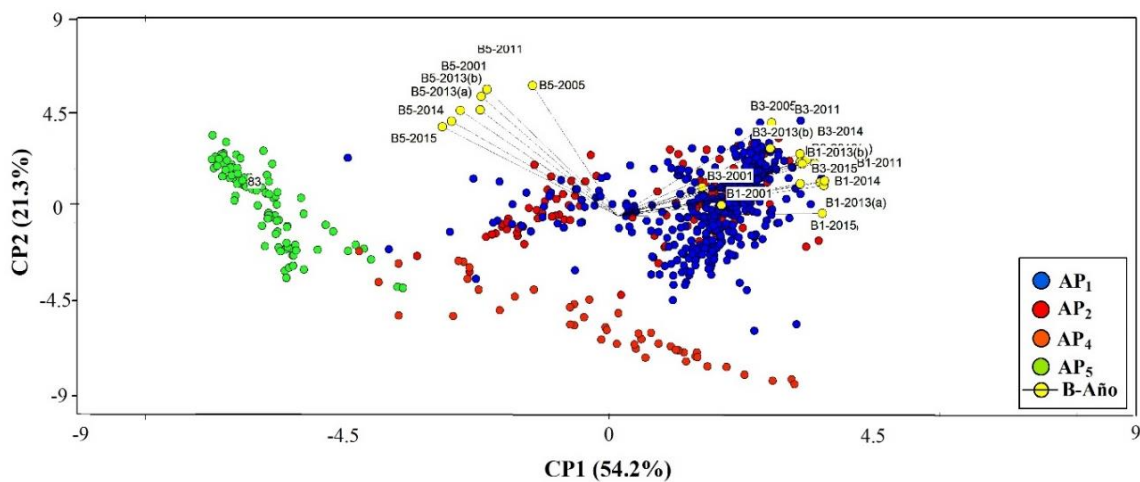
Los resultados se clasifican como áreas estables para los valores más altos y como áreas inestables para los valores más bajos. Las AP<sub>1</sub> y AP<sub>2</sub>, respectivamente, se localizan con una distribución cercana al origen (valor cero-CP1). Esto da como resultado áreas inestables con valores de correlación bajos (Fig. 25-V). Mientras que el AP<sub>4</sub>, área con inestabilidad, muestra valores de correlación más altos que los anteriores, y por lo tanto, se ubica por debajo del origen (CP2) y de manera más dispersa. La Fig. 25-V, muestra que la B5 posee mayor peso que las otras variables debido a su amplia longitud de onda (1,55-1,75 μm). Además, funciona en el sector del infrarrojo medio con una mayor respuesta espectral que permite representar los cambios en las condiciones superficiales de las AP<sub>n</sub>, durante los distintos períodos de tiempo.

**Tabla 9-V:** Variabilidad de los Componentes Principales (CP) (Modificada de Moragues et al., 2019a).

CP	Valor	Promedio	Promedio acumulado
1	11,39	0,54	0,54
2	4,47	0,21	0,76

CCC= 0,90

La figura 25-V muestra que las variables de la B5 poseen el mayor peso de la totalidad de las variables, ya que son las que más se alejan de la nube de puntos central en el eje CP1. Además, las AP<sub>1,2,4</sub> muestran mayor inestabilidad y se distribuyen de forma dispersa sobre el eje, abarcan valores positivos y negativos; mientras que la AP<sub>5</sub>, concentrada en el eje CP1, muestra valores negativos siendo el área estable en comparación con las otras. Esto coincide con la observado en la Tabla 10-V sobre las correlaciones entre las variables originales y el CP1. Se destaca una correlación positiva alta entre las bandas del infrarrojo cuya media de los valores absolutos es de 0,86. Del mismo modo, se observa una alta correlación negativa entre el CP1 y las bandas del espectro visible (3-1), en algunos casos con discontinuidad temporal.



**Figura 25-V:** Análisis de Componentes Principales con dos componentes principales (PC1-PC2), que muestra las correlaciones entre diferentes variables (Banda-Año) explicando la variabilidad total de los datos de cada AP<sub>n</sub> (Modificada de Moragues et al., 2019a).

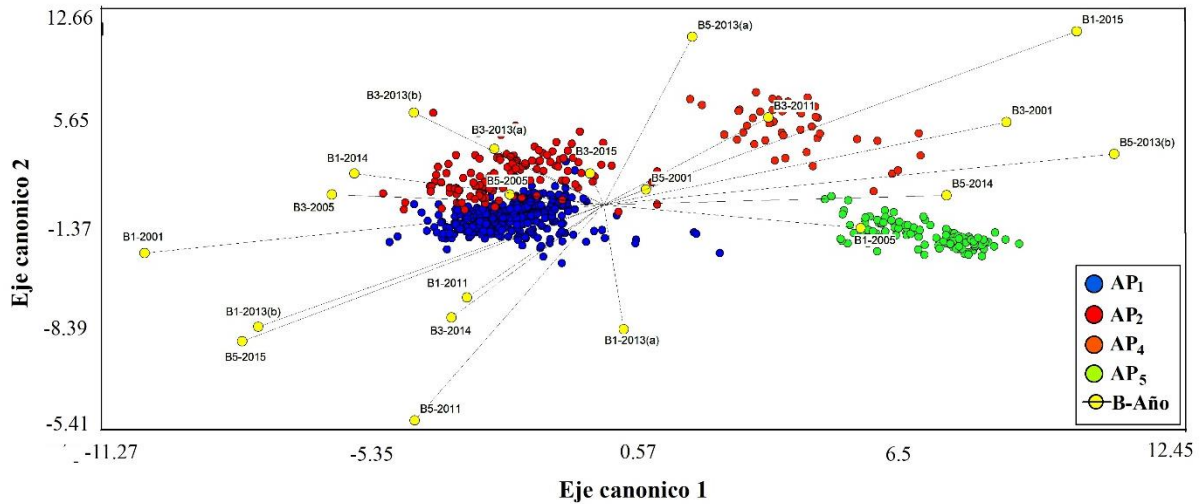
**Tabla 10-V:** Correlación entre las variables originales y el CPI (Tomada de Moragues et al., 2019a).

Variables	CPI
B5-2014	-0,94
B5-2001	-0,93
B5-2015	-0,93
B5-2013a	-0,91
B5-2011	-0,90
B5-2005	-0,90
B5-2013b	-0,88
B1-2001	0,93
B1-2013a	0,93
B1-2005	0,90
B1-2015	0,89
B1-2013b	0,88
B3-2013b	0,86
B1-2011	0,86
B3-2001	0,85
B1-2014	0,84
B3-2005	0,82
B3-2013a	0,79
B3-2011	0,77
B3-2014	0,73
B3-2015	0,62

- Análisis Discriminante (AD)

La figura 26-V muestra las diferencias entre las cuatro  $AP_n$  que representan el 88,9% de la variabilidad entre los grupos, demostrado en los dos ejes canónicos. El eje canónico 1 representa el 67,9% y el eje canónico 2 el 21,1%. Los centroides muestran en el espacio discriminante por grupo que las  $AP_{1,2}$  son opuestas a los otros grupos ( $AP_{4,5}$ ) en el eje canónico 1, la indicación de las diferencias permite discriminar zonas con o sin movimiento. En este sentido, las  $AP_{1,2}$  que presentan condiciones de inestabilidad similares se agrupan a la izquierda del centroide. En contraposición, el eje canónico 2 explica la escasa variación entre estos grupos. Los resultados de los coeficientes de las funciones canónicas estandarizadas coinciden con las observaciones en el ACP. Las variables más poderosas (más coeficientes) sobre el eje canónico 1 y 2 corresponden a la B5. Así, la B5 clasifica mejor las  $AP_n$  en zonas estables y zonas inestables, la cual destaca la oposición de las  $AP_{1,2,4}$  con la  $AP_5$ . Cabe destacar, que la técnica también distingue a la B1 para clasificar los grupos en ambos ejes.

La tasa de error aparente (TEA) total del AD es de 2,2% (Tabla 11-V) que representa un valor de detección eficiente. Sin embargo, una TEA más alta para la clasificación de la AP<sub>2</sub> (10,2%) sigue siendo una tasa admisible, esto significa que las AP<sub>n</sub> están clasificadas de manera óptima.



**Figura 26-V:** El análisis discriminante identifica las variables que diferencian a los grupos, es decir, saber qué variables registradas (Banda-Año) tienen el potencial de discriminar entre o dentro de cada AP<sub>n</sub> (Modificada de Moragues et al., 2019a).

Los resultados obtenidos de estas dos TEM, permiten justificar la selección de la banda ubicada en el infrarrojo medio (5) como variable de entrada para las TEB, entonces se reduce el volumen de datos analizados sin perder información relevante y se ofrece un óptimo resultado.

**Tabla 11-V:** Clasificación cruzada (AER) (Modificada de Moragues et al., 2019a).

Grupo	AP <sub>4</sub>	AP <sub>2</sub>	AP <sub>1</sub>	AP <sub>5</sub>	Total <sup>a</sup>	Error (%) <sup>b</sup>
AT <sub>4</sub>	61	0	0	1	62	1.6
AT <sub>2</sub>	0	106	12	0	118	10.2
AT <sub>1</sub>	0	1	394	1	396	0.5
AT <sub>5</sub>	0	0	0	111	111	0
Total	61	107	406	113	687	2.2 <sup>c</sup>

(a). Observaciones que deberían haber sido clasificadas en esa categoría particular.

(b). Tasa de error aparente, tasa de casos clasificados erróneamente en esa categoría.

(c). Tasa de error total, todos los valores no diagonales divididos por el total de valores.

### 5.5.2.2. Técnicas Estadísticas Bivariadas

- Coeficiente de Correlación de Pearson

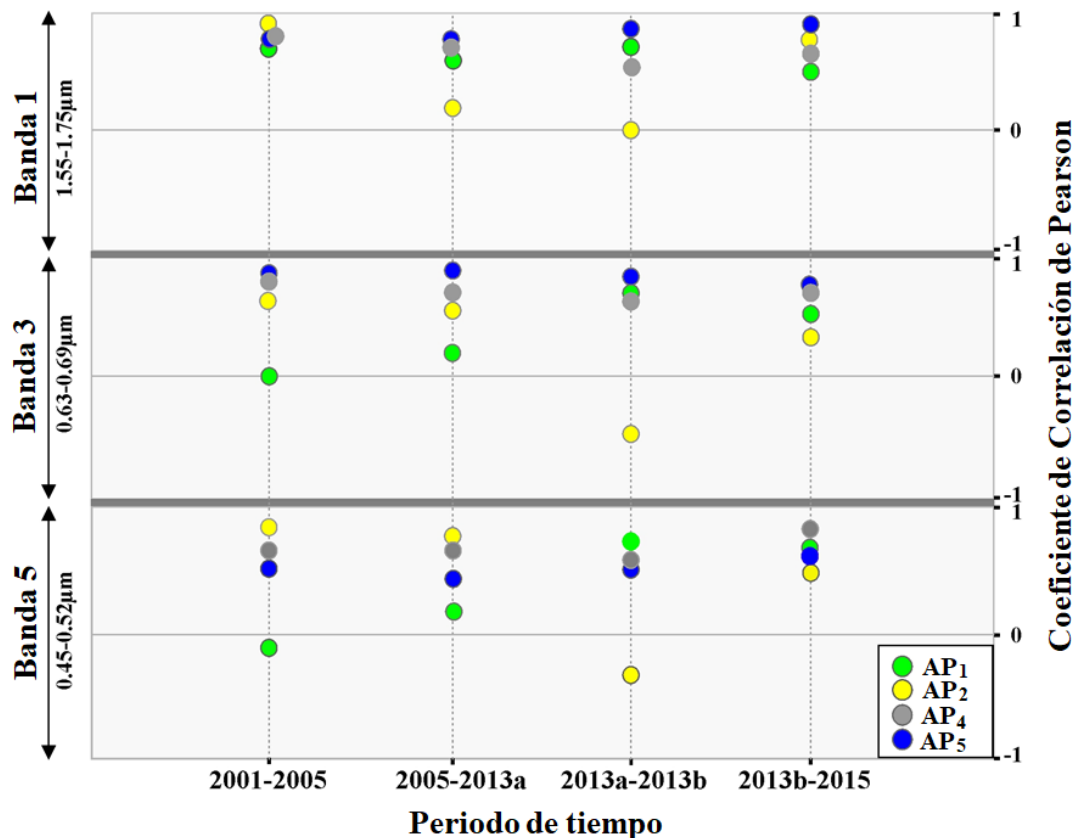


En términos generales, la Fig. 27-V muestra que el CCP marca una tendencia positiva en las  $AP_n$  para los años en que no se observa movimiento aparente en la superficie de la ladera, o sea un fuerte factor de correlación (por ejemplo: 0,96, 0,94, 0,89, 0,82). Por otro lado, los años o períodos en los que se observa inestabilidad en cada área, la correlación es más débil o negativa (por ejemplo: -0,41, -0.12, 0.04, 0.05). En algunos casos, las B3 y B1 muestran los resultados más extremos. En la Fig. 28-V, los valores de entrada para analizar el comportamiento de la distribución de datos temporales son representados por la B5. Los valores de correlación más débiles son determinados en el  $AP_1$  para el periodo 2001-2005 en la B3 (0,04) y la B1 (-0.12), respectivamente, que indica un movimiento superficial en la ladera.

En el  $AP_2$ , durante el periodo 2013a-2013b, las B5 (0,05), B3 (-0,41) y B1 (-0.33) muestran correlaciones bajas y negativas, que significan el movimiento de la ladera y coincide con la generación del deslizamiento Agassiz ocurrido en febrero de 2013 (Fig. 27-V). En el CCP los años anteriores y posteriores al evento tienen un efecto positivo (Fig. 28-V), pero se distingue claramente en la distribución de los datos el momento en que el material se desliza, es decir que el evento se refleja en los valores de reflectancia de las imágenes.

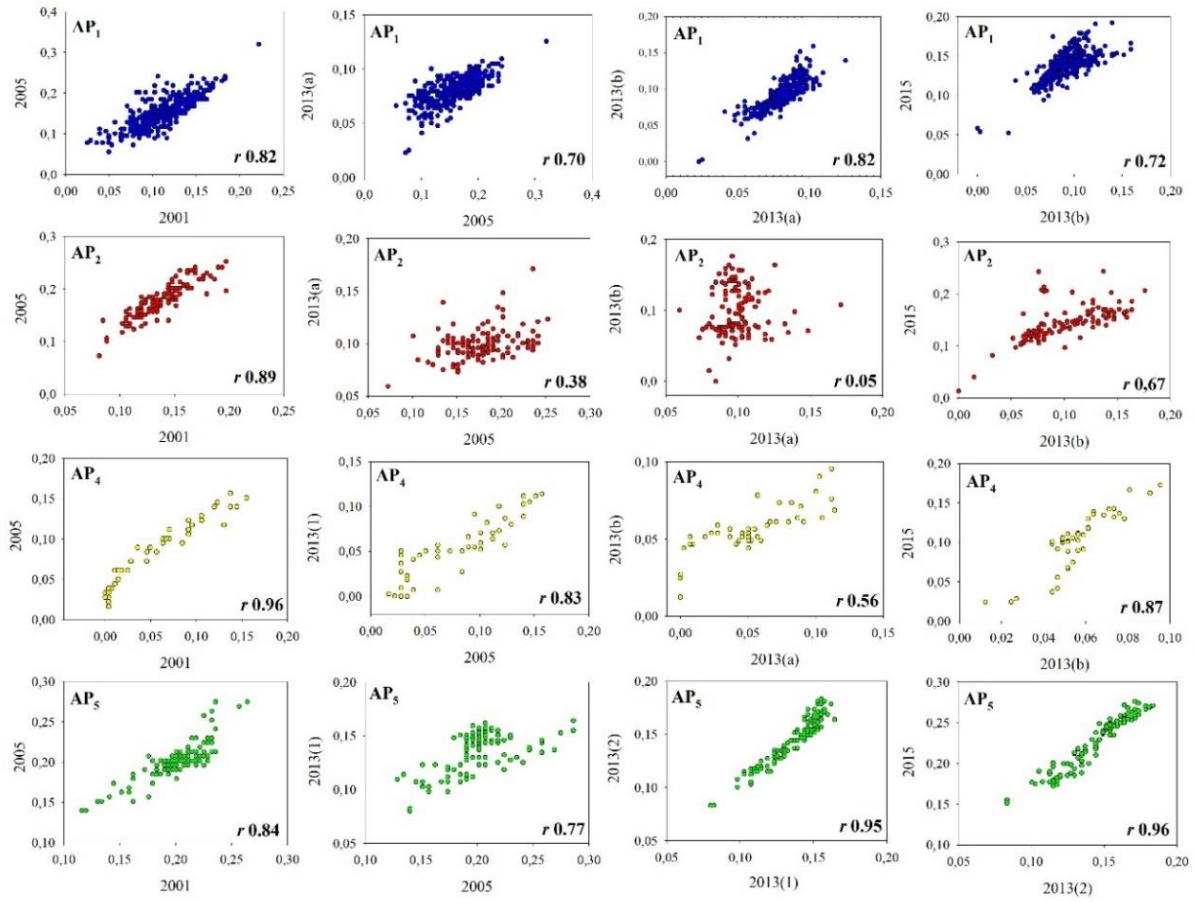
El  $AP_4$  muestra correlaciones positivas pero menores (B5(0,56), B3(0,49) y B1(0,50)) durante el período 2013a-2013b. Estos resultados indican un cambio producido por la acumulación de material en bahía Onelli transportados por el evento Agassiz ( $AP_2$ , Fig. 28-V). Se trata de distinguir del  $AP_2$ , donde los valores de CCP son positivos y tienen una importante correlación (Fig. 27-V).

En el  $AP_5$ , el CCP para todos los períodos es positivo (Fig. 27-V) y manifiesta una fuerte correlación y relación lineal. La Fig. 28-V muestra que el área carece de alteraciones significativas y las variaciones que se producen entre los períodos se deben a las condiciones de las imágenes adquiridas en el tiempo, como se mencionó anteriormente.



**Figura 27-V:** Coeficiente de Correlación de Pearson de las bandas seleccionadas por el Índice FIO para las AP<sub>n</sub> obtenido por el promedio de los niveles de reflectancia de los dos años del período seleccionado (Modificada de Moragues et al., 2019a).

Coincidiendo con los años de retiro del frente del glaciar Upsala (Moragues et al., 2018) (Fig. 29a-V), el AP<sub>1</sub> presenta movimiento en el CCP con valores positivos durante todos los periodos elegidos (Fig. 28-V). Los años 2005-2011 se destacan por presentar una tendencia positiva pero débil (0,32) (Fig. 29b-V). Además, este comportamiento se observa en las B3 y B1 a través de los valores de correlación negativos durante los años 2001-2005 (Fig. 27-V), periodo en el cual la ladera sufrió un marcado cambio de inestabilidad. Durante el período 2011-2015, el comportamiento difiere al mostrar una estabilidad relativa de la ladera, y además, una fuerte y positiva correlación (0,87) (Fig. 29c-V). Actualmente, el área es inestable pero en menor grado que en los años recientes en que la ladera deja de tener contacto con el frente del glaciar.

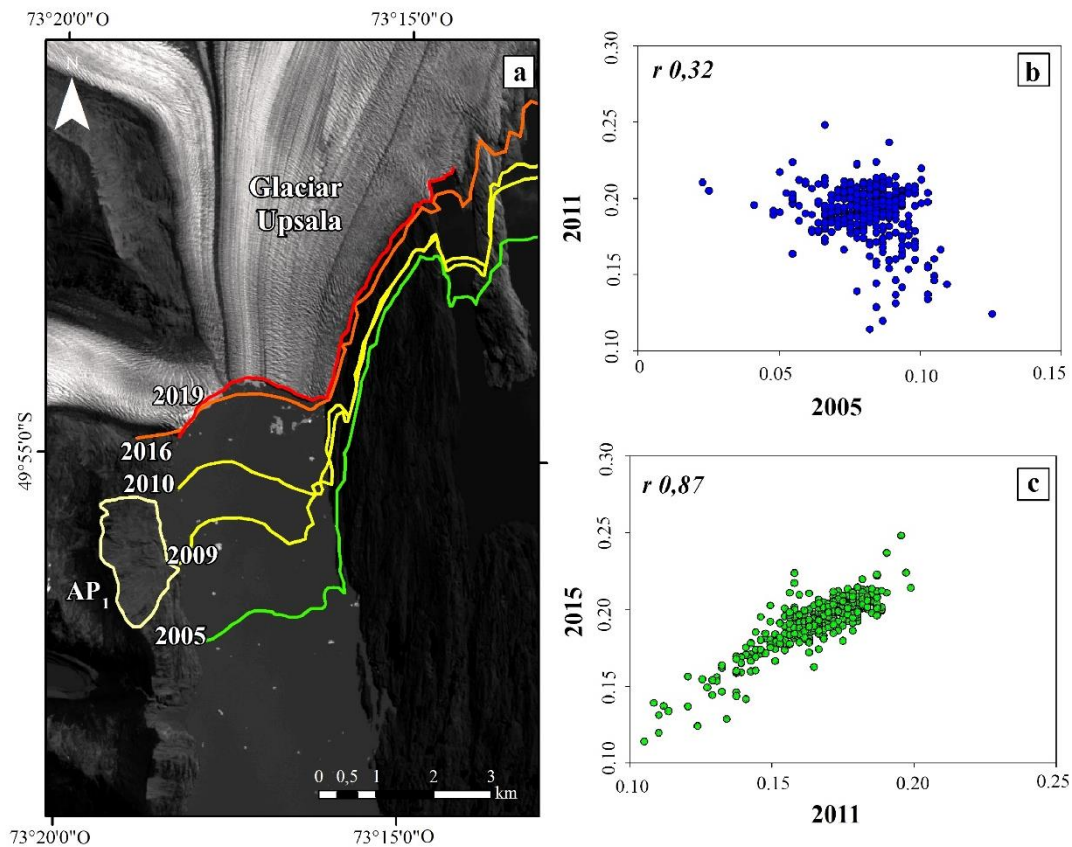


**Figura 28-V:** Cambio temporal de los niveles de reflectancia de la B5 y del Coeficiente de Correlación de Pearson para las diferentes AP<sub>n</sub> (Modificada de Moragues et al., 2019a).

- Distribución normal

Las áreas que mostraron un comportamiento diferente presentan campanas gaussianas contrastadas para los períodos seleccionados. En la mayoría de los casos de inestabilidad, la  $\bar{x}$  cambia respecto a los años considerados para la representación. Se muestra claramente cómo las campanas gaussianas se aplanan en los años que ocurren los eventos de inestabilidad, y cómo el comportamiento de la dispersión de los datos es promedio en los años sin movimiento.

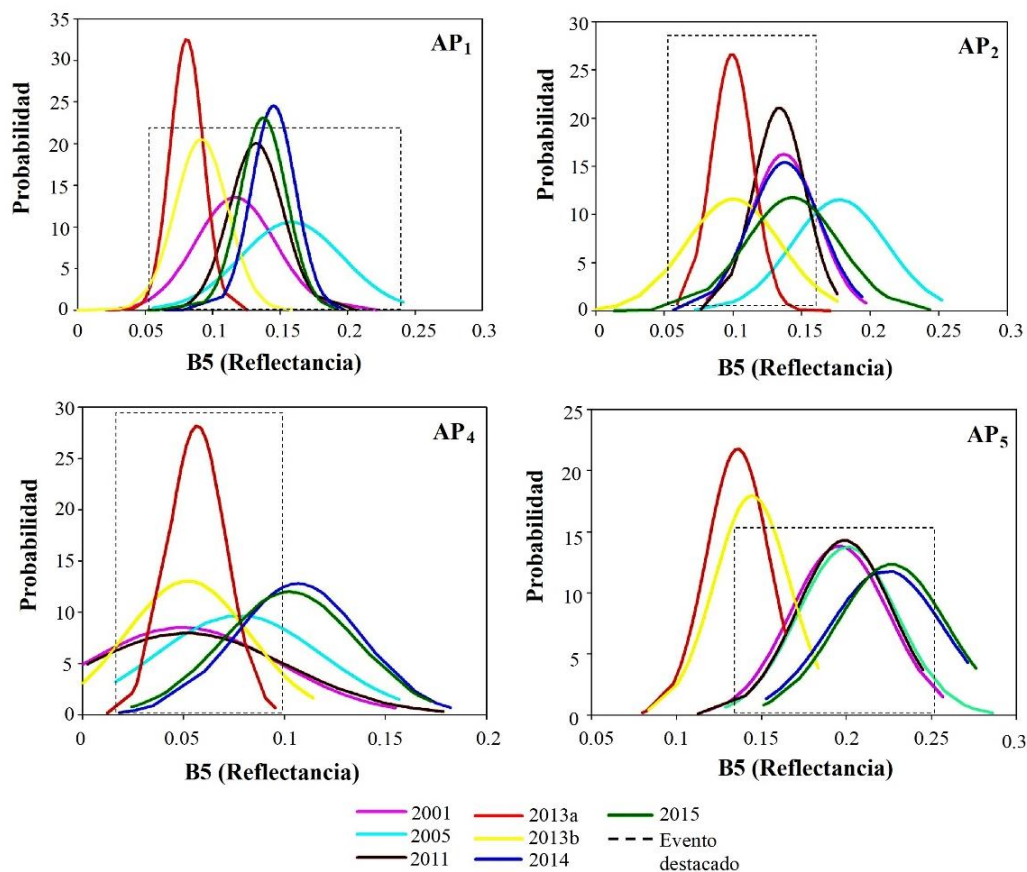
Las campanas gaussianas del AP<sub>1</sub> muestran una variabilidad en la distribución de los valores los que se concentran alrededor de la  $\bar{x}$  (Fig. 30-V), donde la probabilidad comienza a aumentar luego del año 2011. Mientras que, en los años 2001 y 2005, la probabilidad se reduce y la dispersión de los datos es mayor en comparación con la  $\bar{x}$ ; por esta razón, la curva de estos años se aplanan. Por lo tanto, la ladera es considerada relativamente más estable luego del año 2011.



**Figura 29-V:** (a) Fluctuaciones frontales del glaciar Upsala entre los años 2005 y 2016 (Moragues et al., 2018). CCP de los niveles de reflectancia de la B5 para la AP<sub>1</sub>, (b) período 2005-2011, (c) período 2011-2015 (Modificada de Moragues et al., 2019a).

El AP<sub>2</sub> evidencia una variabilidad en la distribución de los datos para todos los años estudiados, con una probabilidad menor que difiere según éstos. Esto explica que el área muestra cambios temporales en su superficie. Cabe destacar que durante el período de 2013a-b la imagen 2013a muestra una mayor probabilidad (Fig. 30-V), entonces los datos están más cerca del valor de la  $\bar{x}$  y no muestran una gran dispersión como sucede en la imagen 2013b. Esta última, denota que la campana es plana y posee una distribución de datos más alta, con una menor probabilidad.

El AP<sub>4</sub> evidencia una gran dispersión de datos en lo que se refiere a la  $\bar{x}$  para todos los años. La imagen 2013a presenta una alta probabilidad en su campana (Fig. 30-V). Una vez que ocurre el depósito de material en bahía Onelli, la campana gaussiana se aplanar ya que la distribución de los datos deja de concentrarse con respecto a la  $\bar{x}$  y así presenta estabilidad.



**Figura 30-V:** Distribución gaussiana de los valores de reflectancia de la B5 para cada AP<sub>n</sub>. Años con eventos de inestabilidad destacados (línea punteada) (Modificada de Moragues et al., 2019a).

Por último, el AP<sub>5</sub> muestra una continuidad en su estabilidad para el período de diez años comprendido entre 2001 y 2011 (Fig. 30-V), donde la distribución de los datos es constante. Situación similar de distribución constante ocurre durante el período 2014-2015; mientras que para el año 2013a-b la campana gaussiana se traslada a niveles de reflectancia más bajos, pero con una probabilidad más alta debido al nivel de sombras en las imágenes y a las nubes difusas presentes en la imagen 2013b.

## 5.6. Discusión

La aplicación de combinaciones de bandas de las imágenes Landsat demuestra ser una técnica útil y con respuestas certeras para casos de estudio como el aquí presentado. Esto se evidencia en ambientes naturales sujetos a modificaciones continuas del paisaje, por ejemplo con una cicatriz de deslizamiento que proporciona un cambio claro en las características de la superficie, como es el caso de la remoción del bosque para exponer el suelo desnudo (Petley et

al., 2002). En el presente capítulo, según el Índice FIO, la combinación de bandas que proveyó más información de los valores de reflectancia fue la 531 (infrarrojo medio, rojo y azul del espectro visible); la B5 lidera los primeros puestos del ranking (Tabla 7-V). Esta selección de bandas (531) están en fracciones del espectro con mayor contraste, por lo tanto proporcionan información útil para este tipo de material. Además, el sustrato de las AP<sub>n</sub> proviene de una composición volcánica (Kraemer y Riccardi, 1997; Lo Vecchio et al., 2016), donde estas rocas muestran una alta variabilidad de color y la B5 permite obtener mayor información dentro del espectro. Marcelino et al. (2009) observaron un gran potencial en la combinación de las bandas visibles (2-3) y las bandas del infrarrojo (4-5-7) del sensor 7-ETM+. Estas últimas tres bandas coinciden con el inicio de las composiciones del ranking según el Índice FIO obtenido (Tabla 7-V).

Lo Vecchio et al. (2016) aplicaron el Índice FIO para la detección de las coberturas superficiales en el área de estudio, y la composición de las bandas 541 (RGB) es la que brindó la mayor información litológica, mientras que en el segundo lugar de la clasificación está la composición 542. Esta última combinación (542) para Landsat 5-TM y 7-ETM+ es utilizada para la detección de deslizamientos en zonas tropicales, montañas boscosas y zonas montañosas áridas, como los Himalayas y los Andes Bolivianos (Walsh y Butler, 1997; Blodgett, 1998; Paolini et al., 2002; Petley et al., 2002), donde las condiciones del suelo difieren según la región de estudio. Cabe señalar, que en el presente estudio la combinación 542 es la tercera composición del Índice FIO (Tabla 7-V). La B4 (infrarrojo cercano) es la más utilizada para detectar las características de las cicatrices en las laderas, así como la B3 (rojo-espectro visible) debido a las grandes diferencias en la respuesta espectral entre ellas y las áreas densamente vegetadas (Florenzano, 1993; Marcelino et al., 2003; Sestini y Florenzano, 2004; Marcelino et al., 2009; Hartono, 2017). Sin embargo, Petley et al. (2002) y Milevski et al. (2009), argumentaron que la combinación 457 también es útil para la localización de deslizamientos, más precisamente en suelos húmedos sin vegetación. De acuerdo con Estrada y Kohiyama (2001), la combinación 321 en el sensor Landsat 7-ETM+ es la óptima para detectar deslizamientos en zonas forestales. Sin embargo, en el presente estudio, la combinación 321 (color natural) reveló menos información en el Índice FIO, el 49%.

Finalmente, las técnicas estadísticas multivariadas y bivariadas son ampliamente utilizadas para el estudio de los procesos de inestabilidad de laderas, ya que brindan información valiosa, por ejemplo, para la generación y evaluación de mapas de susceptibilidad (Baeza y Corominas,

2001; Bai et al., 2009; Shahabi y Hashim, 2015, entre otros). A pesar de ello, existe una escasez de estudios relacionados con técnicas estadísticas (TEM y TEB) y procesamientos de imágenes satelitales (niveles de reflectancia), utilizadas para obtener cambios superficiales relacionados a movimientos de inestabilidad de laderas.

### **5.7. Síntesis**

- El presente estudio detectó, cuantificó y analizó áreas con cambios superficiales relacionados con los procesos de inestabilidad en las laderas durante el período 2001-2015, utilizando imágenes satelitales Landsat, mediante técnicas estadísticas.
- La combinación de técnicas de teledetección (procesamiento de imágenes satelitales ópticas) y técnicas estadísticas (TEM y TEB) demostraron ser herramientas precisas para detectar cambios temporales de movimientos en las laderas, durante los años seleccionados en las imágenes.
- La implementación de estas técnicas estadísticas ofrece mayor precisión en la descripción, reducción y variabilidad de los datos, junto con los cambios espectrales de las imágenes, aportando así al conocimiento de la dinámica temporal de los procesos gravitacionales en las laderas del área.
- Además, fue posible verificar los eventos de inestabilidad durante los períodos de años en que ocurrieron acontecimientos particulares sobre la ladera occidental del canal Upsala.
- Las TEM explican el 76% de la variabilidad total de los datos en la ACP, porcentaje que representa la fiabilidad de las relaciones entre los casos y las variables analizadas.
- En cuanto a las TEB, el AP<sub>1</sub> mostró signos de inestabilidad durante el período comprendido entre los años 2001 y 2005, coincidiendo con los años en que la ladera deja de tener contacto con el frente del glaciar Upsala, alcanzando un momento de relativa estabilidad luego del año 2011.
- Los valores estadísticos correspondientes a las AP<sub>2</sub> y AP<sub>4</sub>, en las imágenes 2013a-b demuestran la generación del deslizamiento Agassiz y el posterior depósito de material en bahía Onelli.
- Finalmente, el AP<sub>5</sub>, área rocosa, presenta estabilidad en su superficie exponiendo pequeñas variaciones producto de la presencia de nubes en el momento de la adquisición de las imágenes.



# **CAPÍTULO VI**

## **6. Susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas**

### **6.1. Resumen**

En el presente capítulo, se muestran los resultados de la implementación de los métodos de Proceso de Jerarquía Analítica y Combinación Lineal Ponderada. Esta metodología permitió confeccionar el mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas en el Brazo Norte del lago Argentino. Se provee de un inventario de áreas con inestabilidad que incluyen a las AP<sub>n</sub> anteriormente analizadas. Los resultados obtenidos a partir de imágenes satelitales ópticas muestran que los mayores grados de susceptibilidad (4 y 5) se localizan sobre la ladera occidental del canal Upsala, las laderas de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, y las de los valles Moyano y Norte. Los bajos grados de susceptibilidad se encuentran en los valles con menores pendientes, afloramientos rocosos y masas de hielo. El índice de consistencia es de 0,069, esto indica que al ser inferior a 0,1 los resultados son confiables. El estudio aporta conocimiento sobre las laderas y los valles que poseen una mayor susceptibilidad a los procesos de inestabilidad en el área, por lo que se contribuye a la prevención de posibles peligros asociados a estos eventos.

### **6.2. Introducción**

Un mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad se basa en un conocimiento complejo de los movimientos de las laderas y sus factores condicionantes (Ayalew et al., 2004), como así también es necesario un mapa inventario de las áreas inestables. Además, el clasificar la estabilidad relativa del área en un rango de categorías que oscilan de estable a inestable resulta esencial. La ocurrencia de los movimientos de laderas está relacionada a muchos factores condicionantes y desencadenantes, que incluyen el clima, hidrología, litología, estructura y geomorfología, sin embargo, la posibilidad de incluir todos los aspectos en un análisis de susceptibilidad se vuelve una tarea compleja (Moreiras, 2005). Cabe destacar, que los factores desencadenantes no se consideran en un análisis de susceptibilidad debido al carácter dinámico que presentan (Suárez, 2009). Recientemente, el mapeo de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad ha sido posible gracias a la accesibilidad y variedad de los datos provenientes de la teledetección y mediante el uso de los Sistemas de Información Geográficos (SIG) a partir de la adición de capas temáticas de los factores condicionantes (Scaioni, 2013; Qiao et al., 2013).

Diferentes métodos y técnicas han sido propuestos e implementados para el mapeo de la susceptibilidad, los cuales pueden clasificarse como cualitativos o cuantitativos, y como directos o indirectos (Guzzetti et al., 1999). Existen principalmente cuatro métodos disponibles para cartografiar la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad: métodos probabilísticos, determinísticos, heurísticos y estadísticos fundamentados en el inventario de deslizamientos. El enfoque heurístico se basa en el conocimiento a priori de todas las causas y factores involucrados en la inestabilidad del área investigada, es un enfoque indirecto en su mayoría cualitativo que depende de cuán bien y en qué medida el investigador entiende los procesos geomorfológicos que actúan sobre el terreno (Guzzetti et al., 1999). Este método añade un cierto grado de subjetividad a la asignación de pesos y su influencia en el desencadenamiento de los procesos de inestabilidad, en función del criterio del operador. Por lo tanto, esta situación dificulta la comparación de los resultados obtenidos por diferentes autores (Gorsevski et al., 2006b). El análisis heurístico se basa en la capacidad intrínseca de los especialistas para analizar fotografías aéreas o realizar estudios de campo (Yilmaz y Yildirim, 2006).

Los métodos semi-cuantitativos son metodologías cualitativas que aplican procedimientos de ponderación y calificación. A estas metodologías cualitativas pertenecen el Proceso de Jerarquía Analítica (PJA) (*Analytic Hierarchy Process-AHP* por sus siglas en inglés) de Saaty (1980), y la metodología de Combinación Lineal Ponderada (CLP) (*Weighted Linear Combination-WLC* por sus siglas en inglés) introducido por Voogd (1983). El método PJA es ampliamente utilizado para el mapeo de susceptibilidad a deslizamientos en todo el mundo (Barredo et al., 2000; Ayalew et al., 2005; Gorsevski et al., 2006b; Yalcin, 2008; Wu y Chen, 2009; Kayastha et al., 2012; Shahabi y Hashim, 2015, entre otros), debido a su fácil implementación y la carencia del uso de datos detallados *in situ* y de laboratorio. Es un método conocido de la técnica multicriterio que se ha incorporado a los procedimientos basados en los SIG (Jankowski y Richard, 1994; Marinoni, 2004); mientras que las decisiones se toman utilizando ponderaciones a través de comparaciones relativas por pares (Saaty, 1980). Un importante paso para la generación de mapas de susceptibilidad final es la aplicación del método analítico CLP que permite la toma de decisiones de multi-atributos basados en la importancia de estos criterios, donde las ponderaciones se agregan para formar una única puntuación de evaluación (Gorsevski et al., 2006b). Finalmente, para el análisis de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad se emplea el Método de Evaluación Multicriterio (MEM), que permite evaluar cuantitativamente la consistencia en la asignación de pesos, reduciendo la subjetividad al tratamiento de las variables.

El objetivo del presente capítulo es analizar la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas en el Brazo Norte del lago Argentino a partir de la generación de un mapa de susceptibilidad. Para ello, se implementaron y combinaron los métodos Proceso de Jerarquía Analítica (PJA), Combinación Lineal Ponderada (CLP) y Método de Evaluación Multicriterio (MEM) a base de imágenes satelitales ópticas SPOT 6-7. A partir de la detección de las zonas con distintos grados de susceptibilidad se contribuye a la toma de decisiones del posible peligro que pudiera ocasionarse en la zona. Se adiciona que, además, el canal Upsala es recorrido por una gran cantidad de embarcaciones turísticas durante la época estival (Moragues et al., 2019a).

### **6.3. Datos utilizados**

#### **6.3.1. Imágenes satelitales ópticas**

Se utilizaron imágenes SPOT (*Satellite Pour l' Observation de la Terre*) 6 y 7 provistas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE-Argentina) con nivel de procesamiento L2A, 1,5 m de resolución espacial (véase Anexo II). Se seleccionaron cuatro imágenes entre los meses de octubre a abril de los años 2016 y 2017, de esta manera se cubrió la totalidad del área de interés (Tabla 12-VI). Nótese que existe escasez en la disponibilidad de imágenes libres de cobertura nubosa debido a las condiciones climáticas imperantes en la región (Sagredo y Lowell, 2012). Las escenas se utilizaron para identificar, mapear e inventariar las áreas de inestabilidad a través del método de fotointerpretación; se extrajo información concerniente a los aspectos litológicos, fallas geológicas y de geomorfología/cobertura del suelo.

#### **6.3.2. Modelo Digital de Elevación**

Con el objetivo de la obtención de los parámetros morfométricos del terreno (pendiente, orientación de la pendiente y curvatura de plano) se utilizó el Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR (*Phased Arraytype L-band Synthetic Aperture Radar*), de 12,5 m de resolución (véase Anexo II), producto RTC (*Radiometrically and terrain-corrected geocoded GeoTIFF*). El MDE se obtuvo de la plataforma Alaska Satellite Facility (<https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>).

**Tabla 12-VI:** Imágenes satelitales SPOT utilizadas ([www.catalogos.conae.gov.ar/catalogo/catalogo-de-imagenes.html](http://www.catalogos.conae.gov.ar/catalogo/catalogo-de-imagenes.html))

Escenas (ID)	Adquisición	Sensor	Resolución espacial	Modo espectral
SPOT6_20160130_1414416_PMS_W073 S50_L2A_16GT_065x130_32718	30-01-2016	SPOT 6	1,5 m	Fusión 3 bandas (color natural)
SPOT6_20160303_1410356_P_W073S50 _L2A_16GT_064x060_4326_PAR	03-03-2016	SPOT 6	1,5 m	Pancromática
SPOT6_20161016_1413584_BUNDLE_ W073S50_L2A_16JR_049x219_32718	16-10-2016	SPOT 6	1,5 m + 6 m	Bundle (Multiespectra l y Pancromática)
SPOT7_20170401_1428414_BUNDLE_ W073S50_L2A_16JR_071x239_32718	01-04-2017	SPOT 7	1,5 m + 6 m	Bundle (Multiespectra l y Pancromática)

#### 6.4. Parámetros generales

Todos los datos espaciales de entrada variables, mapas de susceptibilidad intermedios y susceptibilidad final se proyectaron al sistema UTM (*Universal Transverse Mercator*), zona 18S, Datum WGS-84, utilizando los software QGIS 2.18.19 y ENVI 4.8. Los factores se homogenizaron en formato digital y se convirtió toda la información en formato raster mediante la homogenización de igual cantidad de filas (4890) y columnas (2810). Además, se convirtió la resolución espacial de todos los productos a 12,5 m, tomando como base el tamaño de píxel del MDE. De esta manera, se realiza correctamente la integración de todas las capas para los cálculos en el SIG.

#### 6.5. Generación de datos cartográficos y mapas temáticos

##### 6.5.1. Factores condicionantes de la inestabilidad

Para producir mapas de susceptibilidad a deslizamientos es importante conocer los factores condicionantes y preparar los mapas temáticos necesarios (Ahmed, 2015). La combinación y multiplicidad de datos en estos estudios optimiza las técnicas y sus resultados derivados. En referencia a la generación de la zonificación de la susceptibilidad se seleccionó un número determinado de factores condicionantes. A continuación, se detallan los factores que se tuvieron en cuenta para el desarrollo del presente capítulo.

#### 6.5.1.1. Pendiente

La mayoría de los estudios de susceptibilidad por procesos de inestabilidad utiliza el ángulo de la pendiente como una de las variables independientes más importantes (Brabb et al., 1972; Corominas et al., 2003; Guzzetti et al., 2006; Moreiras, 2005, 2009; Marta et al., 2010; Kayastha et al., 2013, entre otros). El ángulo crítico de inclinación en zonas montañosas, para que se generen eventos de inestabilidad es de 30-32° (Clarke y Burbank, 2010; Tofelde et al., 2017). El mapa de pendientes se generó y dividió en seis clases según Varnes (1984): escarpada (>70°), muy fuerte (50-70°), fuerte (30-50°), moderada (15-30°), suave (5-15°), plana (0-5°).

#### 6.5.1.2. Geomorfología-Cobertura del suelo

Para el desarrollo de variable se tuvieron en cuenta unidades geomorfológicas destacadas que se validaron de acuerdo con lo establecido por Glasser et al. (2008) y Moragues et al. (2019b), y además se sumaron diferentes coberturas de suelo según la clasificación realizada por Lo Vecchio et al. (2016). A partir de esta información, la variable se dividió en siete clases: morrena lateral, vegetación, morrena terminal, glaciares, planicie fluvio-glacial, cuerpos de agua y afloramiento rocoso. Respecto de los cuerpos de agua que se identifican en esta clase, cabe aclarar que no se toman en cuenta en el análisis de la susceptibilidad. Al tratarse de lechos lacustres, producto de erosión glaciaria, presentan empinadas pendientes susceptibles a producir deslizamientos subacuáticos que podrían involucrar grandes volúmenes de sedimentos, por consiguiente, ser potenciales generadores de grandes olas (tsunamis) gatillados, por ejemplo, por un sismo (Beigt et al., 2014, 2016). Por esta razón, al carecer de estudios y conocimientos de los procesos de remoción en masa subacuáticos en el Brazo Norte del lago Argentino no fueron tomados en cuenta para el análisis. En referencia a los glaciares, se encuentran en una fase sostenida de retroceso, en consecuencia, dejarán futuras pendientes pronunciadas cubiertas de depósito morrénico susceptibles a procesos paraglaciales. Por ello, en este estudio se consideran las laderas descubiertas de hielo hasta el presente.

#### 6.5.1.3. Orientación de la pendiente

La orientación es un factor importante en la inestabilidad ya que se encuentra relacionada a la insolación, es decir si la ladera se orienta a solana o a umbría. En el presente estudio se dividió en seis clases según la orientación de las laderas seleccionadas, *Laderas a solana*: este (67,5-112,5°), noreste (22,5-67,5°), norte (0-22,5°/337,5-360°), sur (157,5-202,5°), sureste (112,5-157,5°); *Laderas a umbría*: suroeste (202,5-247,5°), oeste (247,5-292,5°), noroeste

(292,5-247,5°), plana (0°). Cabe aclarar que, la clase *laderas a umbría* resultó de la unión de las laderas orientadas a umbría que se exponen a menor cantidad de horas al sol, por ende son menos propensas a generar procesos de inestabilidad.

#### 6.5.1.4. Litología

Las propiedades físicas y la resistencia de cada material de un determinado tipo litológico definen su comportamiento tenso-deformacional y, por lo tanto, su estabilidad (Moreiras, 2009). Para esta variable se utilizó información concerniente al mapa litológico realizado por Moragues et al. (2019b). Para la generación del mapa se asignaron ciertos valores de pesos de acuerdo con la resistencia de las rocas que componen cada unidad litológica. En este sentido, los glaciares y los cuerpos de agua se codificaron con valor 0, ya que no se conoce la litología existente debajo de las mismas, por esta razón solo se tienen en consideración las litologías aflorantes. Entonces, se generaron cuatro clases de acuerdo con las formaciones geológicas y sus características litológicas (Kraemer y Riccardi, 1997, 2002; Ghigliione et al., 2009; Lo Vecchio et al., 2016):

*-Complejo El Quemado:* rocas piroclásticas de naturaleza volcánica, compuestas por andesitas, dacitas y riocitas. Las rocas volcánicas en esta área se caracterizan por el desarrollo de un importante clivaje de fractura, con rumbo meridiano y buzamiento hacia el oeste. Las rocas aflorantes se caracterizan por un apretado plegamiento asociado a un fallamiento inverso. Esto permite exponer al oeste del río Mayer las interdigitaciones entre las potentes pefitas y las rocas piroclásticas de este complejo.

*-Formación Río Mayer:* predominan las pizarras, inicialmente pelitas laminadas con color gris oscuro a negro con fisilidad. En los niveles inferiores con fractura astillosa y abundantes bancos calcáreos intercalados con espesores de hasta 4 cm, con colores de alteración pardo rojizo y relieve positivo.

*-Formación Bahía La Lancha:* se identifica por dos tipos litológicos bien definidos, (1) caracterizada por su aspecto sedimentario, constituida por una alternancia de areniscas y pelitas. Las primeras con una granulometría comprendida entre arenisca gruesa conglomeradica a fina, de tonos gris claro a pardo. Las pelitas son de color gris oscuro y aparecen intercaladas con las areniscas en ciclos granodecrecientes; (2) filitas que se caracterizan por una progresiva pérdida de los rasgos sedimentarios, aparición de planos de foliación con brillo satinado y tonos verdosos a grises.

- *Formación Cerro El Toro*: formación de pizarras, pelitas de color gris oscuro, masivas, con alteraciones de areniscas gris verdoso a oscuro. Esta unidad se reconoce por sus tonos grises oscuros y un típico perfil de erosión duro-blando alternante.

#### 6.5.1.5. Curvatura de plano

Existen dos tipos de curvatura: curvatura de plano, que determina la convergencia (cóncavo) y divergencia (convexo) de los flujos; y además la curvatura de perfil, que es paralela a la ladera e indica la dirección máxima de la pendiente. Esta última, afecta a la aceleración o desaceleración de las corrientes por la superficie (Felicísimo, 1994). En este estudio, se utilizó la curvatura de plano que influye sobre los procesos de inestabilidad de las laderas en la convergencia o divergencia de agua durante el transcurso del flujo pendiente abajo (Ercanoglu y Gokceoglu, 2002). Por esta razón, este parámetro constituye uno de los factores condicionantes que controlan la ocurrencia de inestabilidad (Nefeslioglu et al., 2008). Esta variable se dividió en tres clases: cóncava ( $<-0,001$ ), convexa ( $> 0,001$ ) y plana ( $(-0,001)-0,001$ ).

#### 6.5.1.6. Distancia a las fallas geológicas

La presencia de fallas geológicas, plegamientos o lineamientos favorecen a los procesos de inestabilidad. Las fallas activas aumentan la susceptibilidad debido a que las rocas que se encuentran cerca de una falla resultan ser más débiles a causa de la onda de vibración en el tiempo (Leir et al., 2004). En el área de estudio, la ubicación y características de las fallas descritas fueron basadas en estudios existentes como ser: Kraemer y Riccardi (1997), Kraemer et al. (2002) y Ghiglione et al. (2009). La región andina que comprende la faja plegada y corrida interna posee alturas de más de 3.000 m s.n.m. en su borde oeste, y se encuentra parcialmente cubierta por masas de hielos perennes. Hacia el oeste, el relieve estructural decrece hacia la depresión del glaciar Upsala donde afloran rocas cretácicas de la etapa de hundimiento termal, sobrecorridas por basamento paleozoico. La presencia de clivaje penetrativo en la cubierta sedimentaria y deformación dúctil en las volcanitas jurásicas indican condiciones de deformación cada vez más profundas hacia el oeste. El corrimiento Upsala emplaza 3 km de basamento paleozoico sobre pelitas del Cretácico inferior, plegadas con longitudes de onda entre 20 y 40 m con clivaje penetrativo, observándose un episodio de fallamiento y fracturación posterior. La intrusión de diques aplíticos es posterior al episodio de deformación dúctil y corrimientos, y previo a la deformación frágil que indica al menos dos episodios compresivos



de deformación hacia el antepaís superpuestos en la faja plegada interna, uno de edad eocena y otro miocena. Si bien las fallas afectarían unidades precuaternarias, no se descarta que sean fuentes sismogénicas potenciales (ver capítulo IV).

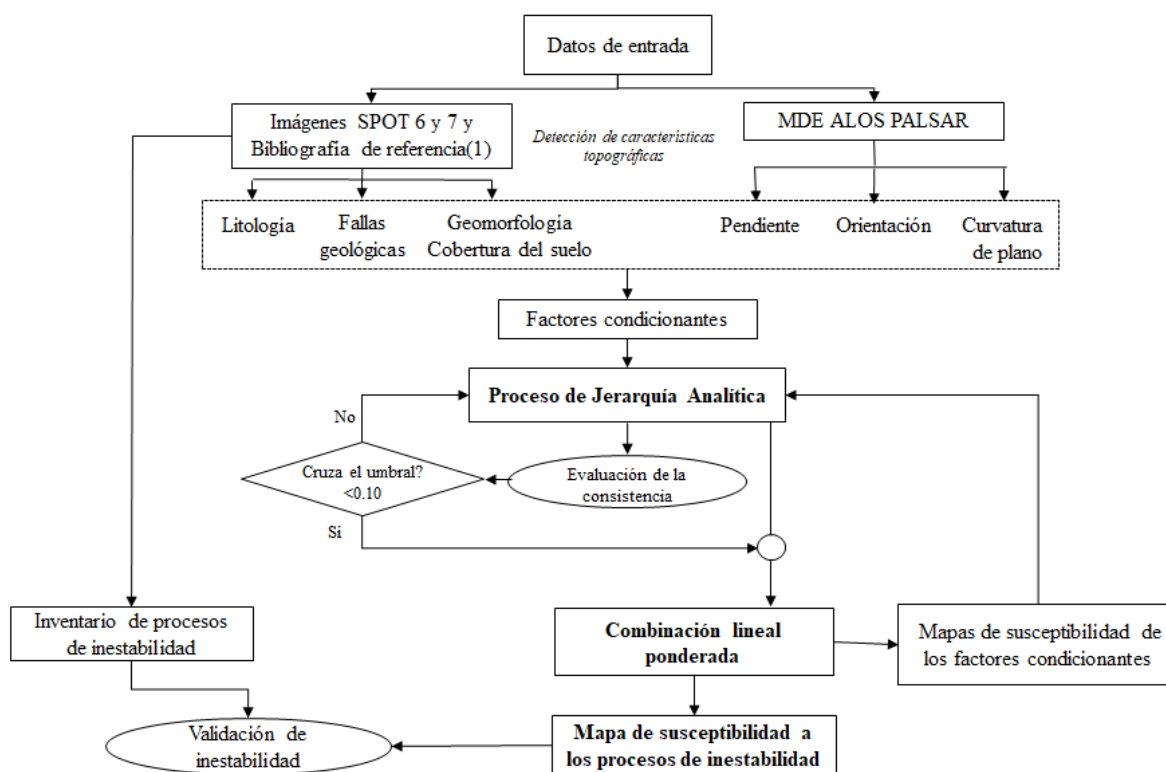
Las fallas identificadas en el área se ubican sobre el límite oeste del canal Upsala en contacto con la ladera (corrimientos) que involucra el basamento y la cubierta sedimentaria. Además, se ubican sobre los ríos de los valles Moyano, Norte y cordón Master, esto indicaría que controlan el diseño de la red de drenaje. Las formaciones geológicas que afectan estas fallas son el Complejo El Quemado, Río Mayer y Bahía La Lancha. Las rocas aflorantes del Complejo El Quemado se caracterizan por un apretado plegamiento asociado a un fallamiento inverso y se encuentran en un contexto tectónico de intensa deformación compresiva regional. Las rocas volcánicas en esta área se caracterizan por el desarrollo de un importante clivaje de fractura, con rumbo meridiano y buzamiento hacia el oeste, es una roca afectada por la tectónica. Hacia el oeste se desarrollan sistemas de corrimientos con vergencia dominante hacia el este y rumbos N y NO. En cuanto a la Formación Río Mayer las pelitas están laminadas con fisilidad marcada y Bahía La Lancha posee un complejo fallamiento y plegamiento. Para estimar el área de afectación sobre la litología se generaron múltiples-buffer de distancias (en metros) teniendo presente que mientras más cerca se encuentren las fallas a las unidades litológicas, más susceptible es el material. Teniendo en cuenta que el material en algunos casos se encuentra disgregado y que es una potencial fuente de actividad sísmica que genere inestabilidad sobre las laderas, por ello probablemente cuanto más cerca se encuentre del área analizada, mayor es el peso y la susceptibilidad. A partir de esto, se generaron cuatro clases de distancias: 0-200 m, 200-500 m, 500-800 m, 800-1.000 m.

### **6.5.2. Inventario: áreas con procesos de inestabilidad en las laderas**

Para el mapeo de susceptibilidad es fundamental contar con datos precisos y confiables del inventario de estos procesos (Corominas et al., 2014; Zhu et al., 2014). Los mapas de inventario muestran la ubicación y las características de los deslizamientos que se han generado en el pasado, aunque por lo general, carecen del conocimiento del mecanismo o los mecanismos que los desencadenaron (Shahabi y Hashim, 2015). Por lo tanto, los mapas de inventario proporcionan información útil sobre la distribución espacial de la ubicación de los procesos de inestabilidad existentes y los futuros potenciales deslizamientos (Razak et al., 2013). En el presente capítulo, algunas de las geoformas fueron corroboradas *in situ*.

## 6.6. Métodos: procesos jerárquicos

En una primera etapa, a base de imágenes satelitales y al MDE se generaron los mapas temáticos de los seis factores condicionantes a utilizar. Luego, se emplearon los métodos heurísticos (PJA y CLP) para determinar la importancia relativa de los factores y sus clases referentes a la susceptibilidad. A partir del índice de consistencia, se evaluó la correcta asignación de pesos como mecanismo de ponderación para cada factor y sus respectivas clases para la generación de los mapas de susceptibilidad de cada factor. Por último, se implementó el plugin Easy-AHP v1.0, análisis del PJA y CLP en QGIS para obtener la susceptibilidad final en las laderas del área del Brazo Norte. Estos resultados se validaron con el mapa de inventario. A modo de corolario, la figura 31-IV muestra la aplicación de los métodos para obtener el mapa de susceptibilidad.



**Figura 31-VI:** Esquema de trabajo para el mapeo de la susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas. (1). Bibliografía de referencia utilizada: Kraemer y Riccardi (1997), Glasser et al. (2008), Ghiglione et al. (2009), Lo Vecchio et al. (2016) y Moragues et al. (2019b), para la confección de los mapas temáticos de geomorfología/cobertura de suelo, litología y fallas geológicas.

### 6.6.1. Proceso de Jerarquía Analítica (PJA)

El PJA es un método semi-cuantitativo en el que las decisiones se toman utilizando ponderaciones mediante comparaciones relativas por pares con inconsistencias en el proceso de decisión (Saaty, 1980). Este método presenta tres principios, los que guían al proceso de evaluación: construcción de las jerarquías, establecimiento de prioridades, y finalmente, se realiza una evaluación mediante un índice de consistencia lógica. Este método contempla los siguientes cinco pasos: (i) dividir la precisión de los problemas de los componentes, (ii) la disposición de estos factores en un orden jerárquico; (iii) asignación de valores numéricos para determinar la importancia relativa de cada factor de acuerdo con su relevancia subjetiva; (iv) configuración de una matriz de comparación; y (v) cálculo del vector propio principal normalizado que proporciona el factor de peso hasta el momento (Saaty y Vargas, 2001). Según Thanth y De Smedt (2012), las ventajas de utilizar PJA para estos tipos de análisis son las siguientes: (i) puede ser incluida todo tipo de información en el proceso de discusión; (ii) el juicio está estructurado de tal manera que toda la información es tomada en cuenta; (iii) las reglas de la discusión pueden ser basadas en la experiencia; (iv) una vez que se alcanza un consenso, las ponderaciones para cada factor relevante son obtenidas automáticamente por medio del cálculo de cada uno de los vectores de la matriz de decisión; y (v) las inconsistencias en el proceso de decisión pueden ser detectadas y, por lo tanto, corregidas. No obstante, este método puede diferir de un experto a otro, ya que es de preferencia subjetiva en la clasificación de los factores (Kayastha et al., 2013).

En la aplicación del presente estudio, se seleccionaron los seis factores condicionantes con sus correspondientes clases que afectan la inestabilidad de las laderas según la disponibilidad de datos que presenta el área de interés. Se otorgó un orden jerárquico a cada factor según la importancia y afectación a la inestabilidad de la zona a partir de la asignación de pesos (nivel de importancia relativa). El criterio de selección de los pesos fue relativo ya que dependió del factor condicionante a tratar, conocimiento del terreno y disponibilidad de información, según visitas *in situ* y bibliografía ya existente. Para armar la matriz general del proceso se sumaron los datos provenientes de las clases de todos los factores ( $\sum x_j$ ) ubicados por filas y columnas. Para obtener el peso relativo de cada factor y clase, se dividió la sumatoria de cada fila y columna ( $\frac{\sum x_j}{\frac{\sum x_j}{n}}$ ), siendo  $n$  la cantidad de factores. La suma de todos los pesos ponderados en la matriz debe ser 1.

6.6.1.1. Evaluación del Índice de Consistencia

La Relación de Consistencia (RC) es un índice no estadístico determinado por el cociente entre el Índice de Consistencia (IC) y el Índice de Consistencia Aleatoria (IA), dado por la ecuación (2). La RC evalúa la coherencia del proceso de la toma de decisiones del operador que proporciona el juicio de decisión (Saaty, 2000).

$$RC = \frac{IC}{IA} \tag{2}$$

El IC es una medida de la desviación de la consistencia de la matriz de comparaciones por pares. Se obtiene a partir de la siguiente expresión  $IC = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1}$ , donde  $\lambda_{max}$  es el máximo valor propio de la matriz de comparaciones y  $n$  es el número de factores condicionantes. En casos donde pueda existir inconsistencia en los juicios, el valor propio tiende a ser mayor que el rango de la matriz. El máximo valor de la matriz de comparaciones por pares se obtuvo multiplicando los valores de la matriz de comparación (PJA) por los pesos relativos otorgados de cada fila.

El IA es el índice de consistencia de una matriz recíproca aleatoria con recíprocos forzados con valores entre 1 y 9. Saaty (1980), define esta matriz que proporciona la consistencia de la decisión (ver Tabla 13-VI). Si el CR es inferior a 0,1, la consistencia del modelo es aceptable, caso contrario si es superior a 0,1, es necesario volver a calcular la comparación por pares (Hung et al., 2016).

**Table 13-VI:** Índice de Consistencia Aleatoria (IA) (Saaty, 1980, 2000).

<b>n</b>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>RI</b>	0	0	0.58	0.90	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.49	1.51	1.53	1.56	1.57	1.59

6.6.1.2. Método de Evaluación Multicriterio (MEM)

El método permitió evaluar cuantitativamente la consistencia en la asignación de pesos para reducir la subjetividad inherente que presentan. En este estudio, el MEM se basó en jerarquías analíticas y sumas lineales ponderadas de los pesos de los factores y las clases (Saaty, 1980; Eastman et al., 1995). En primer lugar, para establecer los pesos se establecieron las prioridades de los factores condicionantes mediante la comparación de los elementos por pares, según la influencia a la inestabilidad de las laderas (Hervás et al., 2003). Se creó una base de datos mediante la selección y cartografía de los factores condicionantes de la inestabilidad. Luego, se dividió en clases a cada uno de los factores y se le asignaron pesos en función de la influencia

relativa a dichos procesos. Para el presente estudio, se adaptó la escala de Saaty a la realizada por Roa (2007) relacionada con los procesos de inestabilidad (Tabla 14-VI).

**Tabla 14-VI:** Escala de valoración para estimar el coeficiente a asignar a cada una de las variables consideradas en la matriz de jerarquías analíticas según Roa (2007). Fuente: Escala modificada de Saaty (1977).

Nivel de importancia	Definición	Descripción del criterio $x$ , al compararse con $j$
1	Igual Preferencia	Los dos criterios ( $x, j$ ) contribuyen de igual manera a los procesos de inestabilidad de laderas.
2	Moderada Preferencia	Pasadas experiencias favorecen ligeramente al criterio ( $x$ ) sobre el ( $j$ ).
3	Fuerte Preferencia	Prácticamente la dominancia del criterio ( $x$ ) sobre el ( $j$ ) está demostrada.
4	Absoluta Preferencia	Existe evidencia que determina la supremacía del criterio ( $x$ ).

### 6.6.2. Combinación Lineal Ponderada (CLP)

Este método es un híbrido entre los métodos cualitativos y cuantitativos (Ayalew et al., 2004), que se basa en el enfoque de combinación de mapas cualitativos (análisis heurístico) (Shahabi y Hashim, 2015). Es el método más sencillo que agrega criterios para formar una única puntuación de evaluación, cada criterio se multiplica por su peso a partir de la comparación de pares y los resultados se suman (Ec. 3):

$$S = \sum_i w_i \mu_i \quad (3)$$

Donde: la susceptibilidad ( $S$ ) es la puntuación final,  $w_i$  es la ponderación del criterio  $i$ , y  $\mu_i$  es la puntuación estandarizada del criterio (Gorsevski et al., 2006a). Los pesos de importancia proporcional a cada capa temática son afectados directamente por el responsable de la toma de decisiones.

Para obtener una puntuación total para cada factor (Feizizadeh y Blaschke, 2013), se multiplicó a cada uno por el peso ponderado asignado, y por último se sumaron los resultados correspondientes a todos los factores. Finalmente, el mapa de susceptibilidad a procesos de inestabilidad se creó utilizando el CLP mediante la combinación de todas las capas ponderadas en mapas individuales. Entonces, se obtuvo finalmente un índice de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas a través de la suma lineal ponderada (Voogd, 1983). Con los resultados obtenidos se codificó con un número entero a cada una de las clases, se

calculó el área total de la unidad y la superficie deslizada (km<sup>2</sup>) de cada clase del factor (Tabla 16-VI). Los rangos determinados se proporcionaron por los pesos relativos teniendo en cuenta los pesos de cada una de las clases. Los grados de susceptibilidad seleccionados fueron: 1 (muy bajo), 2 (bajo), 3 (moderado), 4 (alto), 5 (muy alto). De esta manera, se obtuvo la categoría de susceptibilidad para cada clase y cada factor entrante a la susceptibilidad final (Marcano et al., 2015).

Por último, se calculó y zonificó el mapa final de susceptibilidad. El procedimiento se calculó a través de los siguientes tres pasos básicos:

1. Se eligieron los parámetros de entrada, es decir los mapas de susceptibilidad por factores en el orden relativo de la variable más inestable a la más estable.
2. Se completaron los valores de pesos en la matriz de comparación para cada fila. En este paso se calculó automáticamente la RC, el IC y el IA.
3. Se calculó la CLP, generando una tabla con los valores de ponderación asignados a los factores que componen la matriz. El procedimiento CLP se realizó a través de la siguiente fórmula (Ec. 4) (Palma Herrera, 2015):

$$CLP = (P * Pp) + (G * Pp) + (O * Pp) + (L * Pp) + (Cp * Pp) + (Fg * Pp) \quad (4)$$

Donde: P, G, O, L, Cp y Fg son abreviaturas de los factores condicionantes de la inestabilidad de laderas (pendiente, geomorfología/cobertura del suelo, orientación, litología, curvatura de plano, fallas geológicas), y Pp (Peso ponderado).

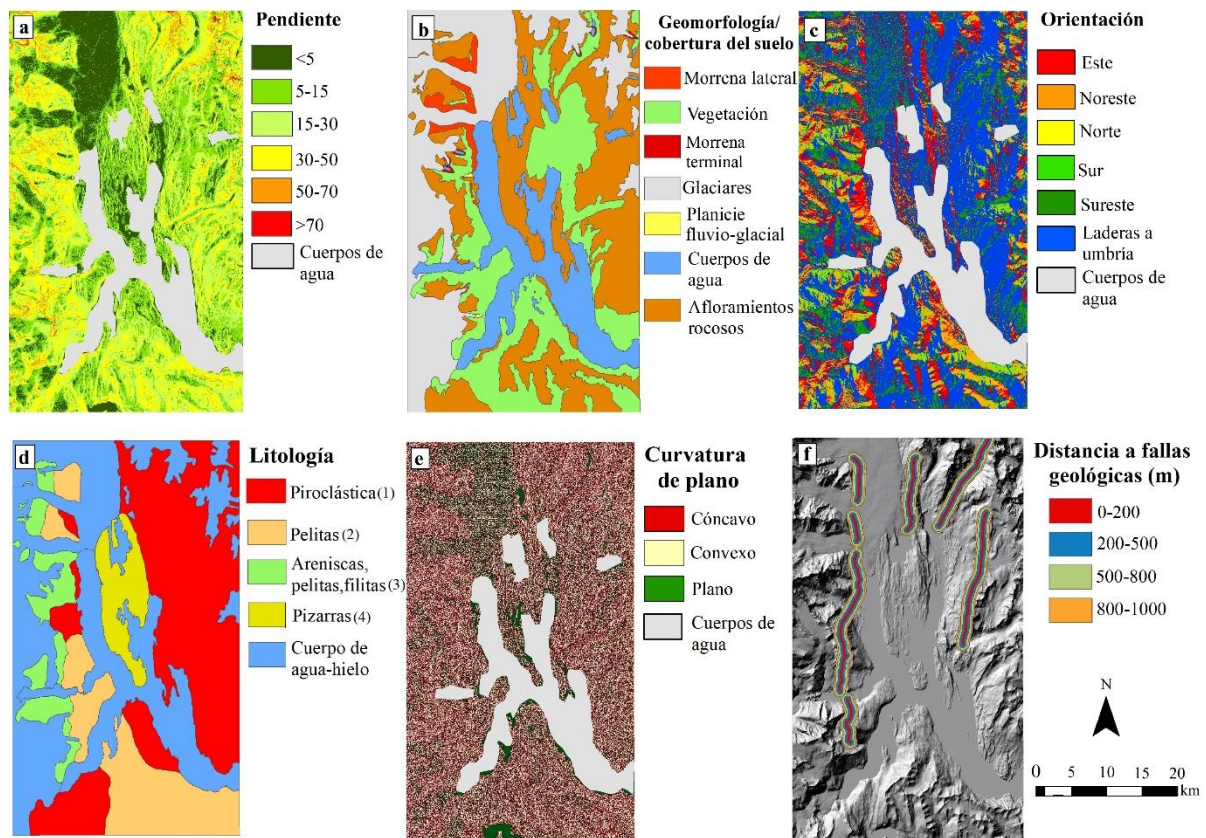
Por último, el mapa de susceptibilidad final fue validado mediante el inventario de las áreas inestables. Este tipo de validación se basó en la comprobación espacial de los resultados de la cartografía y sirvió como primer indicador de la plausibilidad del mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de laderas (Hung et al., 2016).

## **6.7. Resultados**

### **6.7.1. Susceptibilidad según factores condicionantes**

A partir de la selección y análisis de los factores condicionantes del terreno en el área del Brazo Norte del lago Argentino se obtuvieron los seis factores con sus respectivas clases, según la incidencia y el peso relativo que posee cada uno en la contribución a la inestabilidad en las laderas (Fig. 32-VI). Los resultados del PJA generan una matriz en la cual se establecen los

pesos ponderados para todas las clases de cada factor (Tabla 15-VI), los cuales sirven de base para generar los mapas de susceptibilidad por factor.



**Figura 32-VI:** Factores condicionantes de la inestabilidad con sus respectivas clases en el área de estudio. (d) Formaciones geológicas: (1) Complejo El Quemado (piroclásticas: andesitas, dacitas, riocacitas), (2) Río Mayer (pelitas cretácicas), (3) Bahía La Lancha (areniscas, pelitas, filitas), (4) Cerro El Toro (pizarras: pelitas, areniscas).

A continuación, se analiza cada factor incidente en la inestabilidad de las laderas:

- *Pendiente:* en el área de estudio predominan las pendientes del tipo moderada (30-50°) y fuerte (30-50°) (Fig. 32a-VI) con pesos relativos medios de 0,17 y 0,13, respectivamente (Tabla 15-VI). Estas pendientes están compuestas por afloramiento rocoso como por ejemplo, en península Herminita. Las clases con mayor peso relativo corresponden a las pendientes escarpadas (>70°), muy fuertes (50-70°) y fuertes (30-50°) que abarcan el 18% del total de la superficie en estudio (2.644,87 km<sup>2</sup>), y se encuentran en las laderas de mayores alturas (Fig. 32a-VI). Estas últimas tres clases representan las áreas con mayor superficie deslizada (24,08 km<sup>2</sup>) (Tabla 15-IV) y con un grado de susceptibilidad alto y muy alto (4 y 5) (Fig. 32a-VI). Por

último, los glaciares con pendientes planas ( $<5^\circ$ ) no presentan posibilidades de producir procesos de inestabilidad.

<b>Tabla 15-VI: Matriz de ponderación de las clases de cada factor condicionante.</b>								
Clases de cada factor	Matriz de ponderación por pares							Peso relativo $\Sigma(\Sigma x_j/n)/\Sigma x_j/n$
	1	2	3	4	5	6	7	
<b>Pendiente</b>								
1. Escarpada ( $>70^\circ$ )	1	3	3	4	4	4		0,33
2. Muy fuerte ( $50-70^\circ$ )	0,33	1	2	3	4	4		0,25
3. Fuerte ( $30-50^\circ$ )	0,33	0,50	1	2	3	3		0,17
4. Moderada ( $15-30^\circ$ )	0,25	0,33	0,50	1	2	3		0,13
5. Suave ( $5-15^\circ$ )	0,25	0,25	0,33	0,50	1	2		0,07
6. Plana ( $0-5^\circ$ )	0,25	0,25	0,33	0,33	0,50	1		0,05
<b>Geomorfología/Cobertura del suelo</b>								
1. Morrena lateral	1	2	2	3	4	4	4	0,25
2. Vegetación	0,50	1	2	3	4	4	4	0,23
3. Morrena terminal	0,50	0,50	1	3	4	4	4	0,21
4. Glaciares	0,33	0,33	0,33	1	3	3	4	0,15
5. Planicie fluvio-glacial	0,25	0,25	0,25	0,33	1	2	2	0,07
7. Afloramientos rocosos	0,25	0,25	0,25	0,25	0,50	0,50	1	0,04
<b>Orientación</b>								
1. Este ( $67,5-112,5^\circ$ )	1	2	2	3	3	4		0,27
2. Noreste ( $22,5-67,5^\circ$ )	0,50	1	2	3	4	4		0,26
3. Norte ( $0-22,5^\circ$ / $337,5-360^\circ$ )	0,50	0,50	1	3	3	4		0,21
4. Sur ( $157,5-202,5^\circ$ )	0,33	0,33	0,33	1	2	3		0,12
5. Sureste ( $112,5-157,5^\circ$ ),	0,33	0,25	0,33	0,50	1	3		0,10
6. Laderas a umbría: Suroeste ( $202,5-247,5^\circ$ ), Oeste ( $247,5-292,5^\circ$ ), Noroeste ( $292,5-247,5^\circ$ ), Plano ( $0^\circ$ )	0,25	0,25	0,25	0,33	0,33	1		0,04
<b>Litología</b>								
1. Complejo El Quemado (piroclásticas: andesitas, dacitas, riódacitas)	1	2	3	4				0,41
2. Fm. Río Mayer (pelitas cretácicas)	0,50	1	3	4				0,35
3. Fm. Bahía La Lancha (areniscas, pelitas, filitas)	0,33	0,33	1	2				0,16
4. Fm. Cerro El Toro (pizarras: pelitas, areniscas)	0,25	0,25	0,50	1				0,08
<b>Curvatura de Plano</b>								
1. Cóncavo ( $<-0.001$ )	1	3	4					0,61
2. Convexo ( $> 0.001$ )	0,33	1	2					0,25
3. Plano ( $(-0.001)-0.001$ )	0,25	0,50	1					0,13



<b>Distancia a las fallas geológicas</b>					
1. 0-200 m	1	2	2	3	0,37
2. 200-500 m	0,50	1	2	3	0,30
3. 500-800 m	0,50	0,33	1	3	0,23
4. 500-1,000 m	0,33	0,33	0,33	1	0,09

- *Geomorfología-Cobertura del suelo*: las clases representadas son siete (Fig. 32b-VI), donde las que mayor peso relativo poseen en el proceso de inestabilidad son las morrenas laterales y terminales, y la vegetación presente (Tabla 15-IV). La clase morrena lateral es la de mayor peso (0,25) con un grado 5 de susceptibilidad (muy alto), representa el 1,46% del total de km<sup>2</sup> del factor siendo el área deslizada de 26,66 km<sup>2</sup> (Tabla 16-VI). Las clases vegetación y morrena terminal tienen una susceptibilidad de grado 4 (alto). Del total de área de la clase vegetación (399,53 km<sup>2</sup>), el 4,97 km<sup>2</sup> corresponde a superficie deslizada; siendo con morrena lateral las únicas dos clases con procesos de inestabilidad. Las clases de menor susceptibilidad y peso relativo son la planicie fluvio-glacial (0,07) y la roca aflorante (0,04) con grado bajo y muy bajo (Tabla 16-VI), esto es debido a que son coberturas llanas y rocosas con escasa posibilidad de generar procesos de inestabilidad (Fig. 32b-VI).

- *Orientación de las pendientes*: en este factor (Fig. 32c-VI) las laderas que se encuentran expuestas a más insolación tienen mayor peso relativo en la inestabilidad (Tabla 15-IV). En el área, son las laderas orientadas hacia el este (0,27), noreste (0,26) y norte (0,21), con un grado de susceptibilidad alto (4) y muy alto (5) (Fig. 33c-VI). Del total del área correspondiente a las orientaciones de las laderas (2.645,26 km<sup>2</sup>) estas tres clases representan el 42% y poseen el 18,21 km<sup>2</sup> del área deslizada. Por el contrario, las laderas orientadas hacia el sur, sureste y a umbría (Fig. 33c-VI) muestran valores de pesos relativos menores en la inestabilidad 0,12, 0,10, 0,04, respectivamente. Representan 1.533,75 km<sup>2</sup> del total que abarca la clase con un 30% de área deslizada (Tabla 16-VI), y con una susceptibilidad baja y muy baja (Fig. 33c-VI).

- *Litología*: en la zona predomina la Formación Complejo El Quemado (Fig. 32d-IV) que abarca la mayor área de todas las clases (848,31 km<sup>2</sup>), formada por rocas piroclásticas de naturaleza volcánica (andesitas, dacitas y riódacitas). Ésta presenta la mayor cantidad de geofomas por inestabilidad (15,41 km<sup>2</sup>), con el mayor peso relativo de este factor (0,41) y un muy alto grado de susceptibilidad (Fig. 33d-VI). Las pelitas cretácicas (Fm. Río Mayer) muestran un peso relativo de 0,35 y alta susceptibilidad. Ambas poseen la mayor cantidad de material deslizado en la zona, 15,41 y 12,02 km<sup>2</sup>, respectivamente (Tabla 16-VI). A diferencia

de las dos clases restantes que poseen pesos relativos menores en los procesos de inestabilidad con 0,16 las areniscas, pelitas y filitas de la Fm. Bahía La Lancha, y 0,08 las pizarras (pelitas y areniscas) de la Fm. Cerro El Toro (Fig. 32d- Table 15-VI). Ambas abarcan el 18,5% del área con grados de susceptibilidad 2 (bajo) y 1 (muy bajo) (Fig. 33d-VI), destacando que solo rocas de la Fm. Bahía La Lancha posee procesos de inestabilidad (4,53 km<sup>2</sup>) (Tabla 16-VI). Las Fm. Cerro El Toro constituyen un gran afloramiento rocoso de baja altura (200-300 m s.n.m.) (Moragues et al., 2019b), sin área deslizada (Tabla 16-VI).

- *Curvatura de plano*: las laderas cóncavas en las que convergen los flujos (Fig. 32e-VI) poseen el mayor peso relativo del factor en el área con 0,61 (Tabla 15-VI) y muy alta susceptibilidad a los procesos de inestabilidad (Fig. 33e-VI). No ocurre lo mismo con las laderas de formas convexas en las cuales los flujos divergen y en los procesos de inestabilidad tienen un peso relativo menor (0,25) y una susceptibilidad baja (2) (Fig. 33e-VI). Por último, las formas del terreno planas que se encuentran en algunos valles y sobre los glaciares (Fig. 32e-VI) tienen un peso relativo más bajo, y un grado muy bajo (1) de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad (Fig. 33e-VI).

- *Distancia a las fallas geológicas*: se encuentran ubicadas sobre los valles Moyano, Norte, cordón Master y margen oeste del canal Upsala con rumbo N-S y buzamiento hacia el oeste (Fig. 32f-VI). Las áreas de afectación de estas fallas arrojaron que la primera distancia de 0-200 m (peso 0,37) tiene un grado alto (4) de susceptibilidad (Fig. 33f-VI), entonces en un caso de movimiento sísmico ocasionados por estas fallas las áreas más cercanas a éstas serán las más afectadas. El área correspondiente entre los 200-500 m tiene un peso relativo de 0,30 y es la que mayor cantidad de área deslizada presenta, con 6,34 km<sup>2</sup> de un total de 13,06 km<sup>2</sup> (Tabla 16-VI). Entre los 500-800 m (0,23 peso relativo) poseen un grado de susceptibilidad moderado (3) a los procesos de inestabilidad al igual que la anterior (Fig. 33f-VI). Las zonas más alejadas a las fallas (800-1000 m) presentan un peso relativo de 0,09 sin material deslizado y de grado 1 de susceptibilidad, esto no implica que el material pueda desplazarse en caso de un sismo, local o regional que active la falla (Fig. 33f-VI).

**Capítulo VI: Susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas**

**Tabla 16-VI:** Estadísticos del peso de los valores de las clases y categoría de la susceptibilidad de inestabilidad de laderas.

Código	Clases	Área (km <sup>2</sup> )	Área deslizada (km <sup>2</sup> )	Peso de la clase (%)	Grados de susceptibilidad
1	Escarpada (>70°)	14,06	4,59	32,65	5
2	Muy Fuerte (50-70°)	59,21	10,08	17,02	4
3	Fuerte (30-50°)	379,87	9,41	2,48	4
4	Moderada (15-30°)	625,99	6,99	1,12	3
5	Suave (5-15°)	513,14	0,62	0,12	2
6	Plana (0-5°)	1.051,97	0	0	1
Total		2.644,27	31,69	53,39	
1	Morrena lateral	39,0	26,66	68,36	5
2	Vegetación	399,53	4,97	1,24	4
3	Morrena terminal	4,86	0	0	4
4	Glaciares	1.272,51	0	0	3
5	Planicie fluvio-glacial	2,14	0	0	2
6	Cuerpo de agua	335,76	0	0	-
7	Afloramiento rocoso	624,93	0	0	1
Total		2.678,73	31,63	69,6	
1	Este (67,5-112,5°)	281,59	5,60	1,99	5
2	Noreste (22,5-67,5°)	202,50	5,46	2,69	5
3	Norte (0-22,5°/337,5-360°)	627,18	7,15	1,14	4
4	Sur (157,5-202,5°)	234,25	3,39	2,30	3
5	Sureste (112,5-157,5°),	283,02	3,79	2,04	2
6	Laderas a umbría: Suroeste (202,5-247,5°), Oeste (247,5-292,5°), Noroeste (292,5-247,5°), plana (0°)	1.016,48	2,33	0,23	1
Total		2.645,26	31,72	10,39	
1	Piroclásticas (Complejo El Quemado)	848,31	15,41	1,81	5
2	Pelitas (Fm. Río Mayer)	278,35	12,02	4,31	4
3	Areniscas, pelitas, filitas (Fm. Bahía La Lancha)	143,15	4,53	3,16	2
4	Pizarras (Fm. Cerro El Toro)	113,87	0	0	1
Total		1.383,68	31,95	19,67	
1	Cóncavo (<-0.001)	549,78	-	-	5
2	Convexo (> 0.001)	1.545,43	-	-	2
3	Plana ((-0.001)-0.001)	549,78	-	-	1
Total		2,644,99	-	-	
1	0-200 m	36,40	3,78	10,38	4
2	200-500 m	57,79	6,34	10,97	3
3	500-800 m	61,64	2,94	4,77	3
4	500-1.000 m	42,95	0	0	1
Total		198,78	13,06	26,12	

La tabla 17-VI muestra el orden de los factores condicionantes de la inestabilidad en el área con sus respectivos  $n$ ,  $\lambda_{\max}$ , IC, IA, RC. La curvatura de plano, distancia a las fallas geológicas

y orientación de la pendiente brindan una RC más baja y confiable. El resto de los factores (pendiente, geomorfología-cobertura de suelo y litología) presentan valores de RC menores a 0,1, esto indica que las ponderaciones de todas las clases de factores son aceptables.

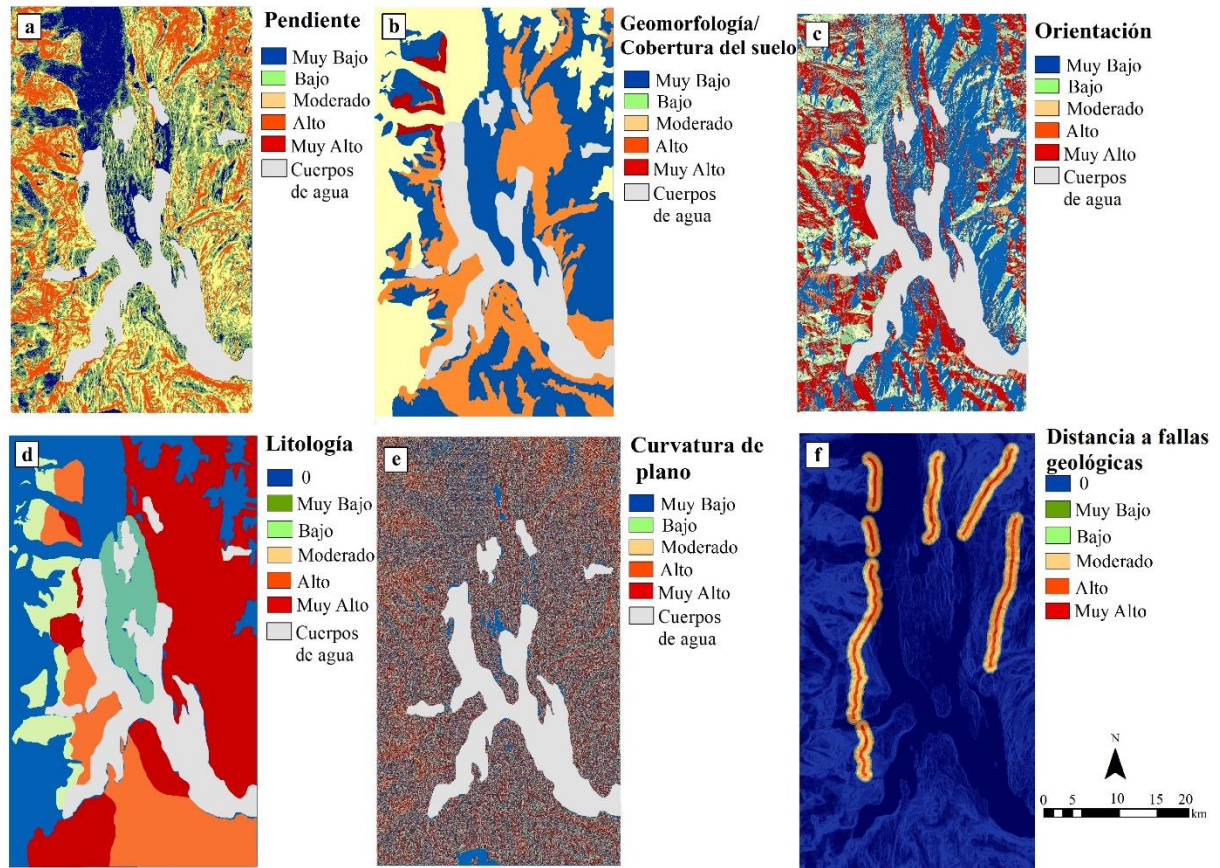


Figura 33-VI: Mapas de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad según factor condicionante, confeccionados mediante la implementación del Proceso de Jerarquía Analítica (PJA) del área del Brazo Norte del lago Argentino.

Tabla 17-VI: Índice de Consistencia de los factores condicionantes, para la realización del mapa de susceptibilidad de los procesos de inestabilidad de laderas.

	Factores condicionantes					
	Pendiente	Geomorfología/ Cobertura del suelo	Orientación	Litología	Curvatura de plano	Distancia a las fallas geológicas
<i>n</i>	6	7	6	6	3	4
$\lambda_{\max}$	6,61	7,88	6,34	4,18	3	4,09
IC	0,12	0,15	0,07	0,06	0	0,03
IA	1,24	1,31	1,24	0,90	0,58	0,90
RC	0,09	0,09	0,05	0,06	0	0,03

### 6.7.2. Mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas del Brazo Norte del lago Argentino

Los resultados adquiridos en el proceso de CLP (Easy-AHP) de la incidencia de los seis factores condicionantes en los procesos de inestabilidad de laderas se muestran en la Tabla 17-VI. El factor pendiente es el de mayor peso relativo con 0,29, donde se evidencia que aquellos factores relacionados con aspectos topográficos y geomorfológicos (ver Tabla 18-VI) tienen mayor incidencia en la inestabilidad. Las distancias a las fallas presentan el menor rango de incidencia con 0,06. La RC resultante para el mapa final de susceptibilidad es de 0,069,  $\lambda_{\max}$  y el IC es de 0,085.

**Tabla 18-VI:** Matriz de ponderación de los factores condicionantes con sus respectivas clases y la Combinación Lineal Ponderada (CLP) calculada para cada factor por Easy-AHP, QGIS.

Factores condicionantes	Matriz de ponderación por pares						CLP
	1	2	3	4	5	6	
1. Pendiente	1	2	2	2	3	3	0,29
2. Geomorfología-Cobertura de suelo	0,50	1	2	2	3	3	0,23
3. Orientación	0,50	0,50	1	3	2	4	0,20
4. Litología	0,50	0,50	0,33	1	3	2	0,13
5. Curvatura de plano	0,33	0,33	0,50	0,33	1	3	0,09
6. Distancia a las fallas geológicas	0,33	0,33	0,25	0,50	0,33	1	0,06

En el mapa final de la susceptibilidad se observan que las zonas de mayor extensión son las correspondientes a las de grado 1 (muy bajo), 2 (bajo) y 3 (moderado) (Fig. 34-VI); mientras que las zonas clasificadas con grado 4 (alto) y 5 (muy alto) son de menor extensión, pero no menos significativas. La ubicación de las áreas con procesos de inestabilidad coincide con las áreas de susceptibilidad de grado alto y muy alto. La susceptibilidad de grado 5 (muy alto) se encuentran en la ladera oeste del canal Upsala cercana al frente del glaciar homónimo, con una orientación hacia el noreste-oeste. Las laderas de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, como así también las laderas de los valles Moyano y Norte alcanzan valores de hasta 4,98, es decir susceptibilidad de grado muy alto (5). Cabe destacar, que los factores condicionantes que contribuyen para potenciar la inestabilidad son las pendientes pronunciadas, orientación de las laderas a solana, presencia de geoformas y material morrénico descubierto, litología poco resistente, curvatura cóncava y cercanía a las fallas geológicas. Las zonas con bajo grado de

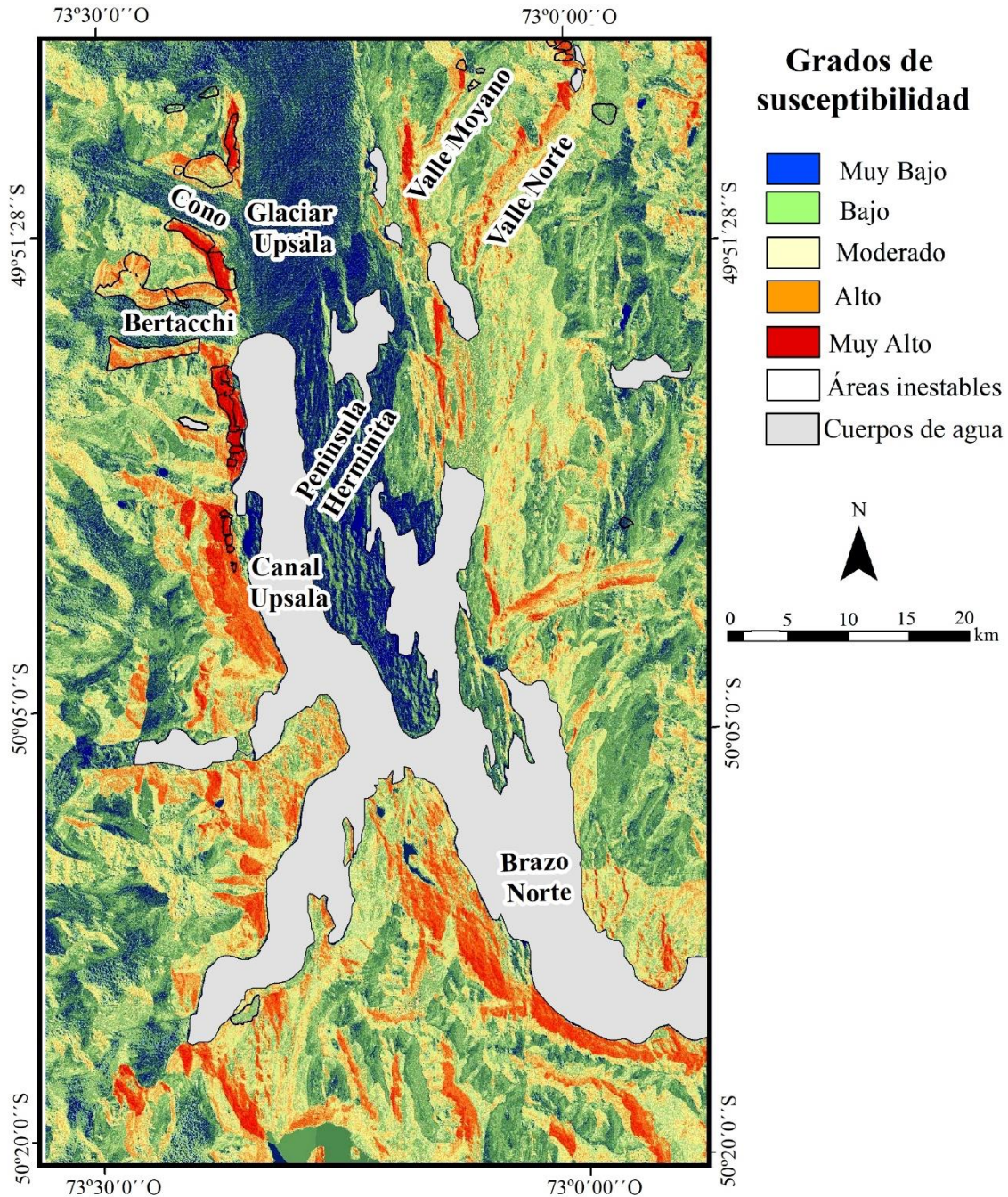
susceptibilidad (1-2) se encuentran sobre los glaciares y península Herminita, ladera este del canal Upsala, que es una formación rocosa de baja fisilidad y alturas que no exceden los 250-300 m s.n.m (Fig. 34-VI).

A partir de la comparación de los resultados obtenidos con el mapa de inventario se observa que 32 eventos de inestabilidad han sido registrados y son coincidentes con los grados más altos de susceptibilidad (ver Fig. 34-VI). De las 32 geformas paraglaciales, el 46,9% (15 eventos) corresponden a un grado alto y muy alto de susceptibilidad, el 31,2% (10) a la susceptibilidad de grado moderado y el 21,9% de los eventos de inestabilidad (7) se encuentran en laderas con baja y muy baja susceptibilidad.

## **6.8. Discusión**

Tradicionalmente el modelado de mapas de susceptibilidad a los deslizamientos en áreas montañosas utiliza solo factores condicionantes como los implementados en el presente capítulo (pendiente, litología, orientación, curvatura, fallas geológicas) (Ayalew et al., 2004; Pourghasemi et al., 2012; Chen et al., 2017; Yan et al., 2018, entre otros). Sin embargo, existen factores dinámicos que pueden tener un impacto desencadenante en los procesos de inestabilidad, e.g. usos de la tierra, embalses, construcciones de carreteras, precipitaciones, sismos, entre otros (e.g. Hervás et al., 2003; Mondal y Maití, 2012; Hasekiogullari y Ercanoglu, 2012; Ahmed, 2015; Marcano et al., 2015). En este estudio, estos factores no fueron incluidos debido a que la zona se encuentra enmarcada en un área natural, sin infraestructura antrópica; mientras que, en el caso de las precipitaciones y los sismos que son factores desencadenantes preponderantes, desafortunadamente el área carece de estaciones locales meteorológicas y sísmicas para monitoreo continuo. Por ello, la elección de los factores utilizados se basó en la disponibilidad de datos en el área. Los factores aquí utilizados y las ponderaciones de pesos asignadas a cada uno pueden ser utilizados en otras regiones con condiciones similares para evaluar futuras medidas integrales para mitigar el peligro a los deslizamientos (Yoshimatsu y Abe, 2006), entre otras cosas.





**Figura 34-VI:** Mapa de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas a través de la implementación del Proceso de Jerarquía Analítica (PJA), Brazo Norte, lago Argentino (Patagonia, Argentina).

El método PJA ha sido ampliamente utilizado como técnica de análisis de decisión para la evaluación de la importancia relativa de las actividades relacionadas con la inestabilidad de las laderas en diversos países del mundo (Ladas et al., 2007; Hung et al., 2016). La combinación de los métodos PJA y CLP es adecuada para el mapeo de susceptibilidad a los deslizamientos en grandes áreas montañosas que presentan datos de entrada limitados (Shahabi y Hashim,

2015; Hung et al., 2016; Basu y Pal, 2017; Rahim et al., 2018). La selección y ponderación de pesos de los factores condicionantes de la inestabilidad son los conceptos más subjetivos en el estudio. Por este motivo, la implementación de la Relación de Consistencia (RC) es de gran relevancia para determinar la consistencia en los procesos de decisión (Kayastha et al., 2013). En nuestro estudio la RC fue de 0,069 que indica que al ser menor que 0,1, entonces el estudio es confiable. Investigaciones con características geomorfológicas distintas como mostró Ayalew et al. (2004), en la zona de Tsugawa del río Agana, Japón, implementan factores condicionantes muy similares, calculando una RC de 0,07. Existen valores de RC más bajos y consistentes en otras zonas, en las cuales varían las combinaciones de factores estudiados, como en Chipre Occidental en la región del Mediterráneo con una RC de 0,00254 (Myronidis et al., 2016). En la Depresión de Tirajana, isla Gran Canaria con una RC de 0,02, es decir con una comparación de factores coherente para la zona (Hervás et al., 2003). Por último, otro ejemplo de selección de factores es en la Región occidental del Mar Negro, Turquía, en el cual se analizaron once factores (condicionantes y desencadenantes) de los cuales cuatro debieron descartarse, ya que resultaron ser superiores a 0,1, se utilizaron sólo los que eran menor a ese valor con una RC de 0,797 (Hasekiogullari y Ercanoglu, 2012).

## **6.9. Síntesis**

- Los seis factores condicionantes seleccionados en el análisis de la inestabilidad de las laderas del canal Upsala: (i) pendiente, (ii) geomorfología/cobertura del suelo, (iii) orientación de las pendientes, (iv) litología, (v) curvatura de plano, y por último, (vi) distancia a fallas geológicas lograron brindar la información necesaria para el empleo de los métodos PJA y CLP.
- La combinación de ambos métodos como mecanismo de ponderación de factores condicionantes para la generación de los mapas de susceptibilidad resultaron ser óptimos para el área de estudio.
- La pendiente y geomorfología/cobertura de suelo son los dos factores con mayor peso relativo en la inestabilidad de las laderas del área.
- Las laderas con grado alto y muy alto (4 y 5) de susceptibilidad a los procesos de inestabilidad son las ubicadas al oeste del canal Upsala (cercana al frente del glaciar Upsala), las laderas que contienen a los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, y además las laderas de los valles Moyano y Norte.



# CAPÍTULO VII

## 7. Análisis del deslizamiento Agassiz, potencial vulnerabilidad

### 7.1. Resumen

En el presente capítulo se describe y caracteriza un deslizamiento subaéreo de gran magnitud ocurrido en febrero de 2013 sobre la ladera occidental del canal Upsala. Se adicionó un análisis de las consecuencias destructivas registradas sobre las márgenes del lago, producto del tsunami generado. Para ello se implementaron técnicas de fotointerpretación en imágenes satelitales ópticas, modelo digital de elevación, fotografías históricas; además, se efectuaron observaciones *in situ* y consultas al personal de guardaparques del PNLG. En función de los registros obtenidos, se analizó la potencial vulnerabilidad de la zona debido al asiduo ingreso de embarcaciones turísticas por el lago Argentino en época estival. De esta manera, se aborda la ocurrencia de la amenaza (deslizamiento) y la vulnerabilidad del Brazo Norte del lago Argentino.

### 7.2. Introducción

Los procesos de remoción en masa son fenómenos naturales muy comunes en las áreas montañosas y suelen estar vinculados a desastres naturales debido a su carácter repentino y violento (Moreiras et al., 2008). Las laderas de la cuenca del glaciar Upsala se encuentran fuertemente desestabilizadas debido al retroceso glacial, esto ha favorecido la generación de reajustes geomorfológicos paraglaciales entre los que se encuentran los procesos de inestabilidad (Moragues et al., 2019b). Por ello, el conocimiento del impacto negativo de esta potencial amenaza, generada por eventos de inestabilidad de las laderas, es de vital importancia. Cabe destacar que una amenaza según Cardona (1993), está relacionada con el peligro que significa la posible ocurrencia de un fenómeno físico, de origen natural, tecnológico o antrópico que puede definirse en un sitio y durante un tiempo de exposición determinado.

Si bien el área de estudio es un ambiente natural que representa un gran atractivo turístico, es recorrida por embarcaciones que navegan por el Brazo Norte donde se destacan los imponentes paisajes especialmente los glaciares Upsala y Spegazzini (Moragues et al., 2019b). Entonces, una de las principales fuentes de vulnerabilidad en la zona es la actividad turística de las áreas naturales que genera un polo económico relevante para la región. Por esta razón debe tenerse en cuenta un análisis de la vulnerabilidad, proceso mediante el cual se determina el nivel de exposición y la predisposición a la pérdida de un elemento o grupo de elementos ante una

amenaza específica (Cardona, 1993). La evaluación de la vulnerabilidad implica la comprensión de la interacción entre un determinado evento de inestabilidad y los elementos afectados (Dai et al., 2002).

El estudio de la vulnerabilidad a los procesos de inestabilidad de las laderas requiere en primer lugar de una conceptualización y conocimiento de la amenaza, y de las áreas con mayor susceptibilidad a estos procesos, tema abordado en el capítulo VI. Por ello, el objetivo del presente capítulo es describir y caracterizar el deslizamiento subaéreo Agassiz, como así también el análisis de la potencial vulnerabilidad de la zona del Brazo Norte del lago Argentino, especialmente sobre el canal Upsala. El estudio contribuye a mejorar el conocimiento de la potencial peligrosidad que afecta a la actividad turística en esta zona del Parque Nacional Los Glaciares y además arroja luz a la toma de decisiones por parte de los entes gubernamentales responsables.

### **7.3. Datos y Métodos**

Para llevar a cabo el estudio del deslizamiento subaéreo Agassiz se implementaron técnicas de fotointerpretación a partir de imágenes satelitales ópticas SPOT 7 (fecha: 01-04-2017), de 1,5 m de resolución, nivel de procesamiento L2A, facilitadas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE- Argentina), y datos extraídos de la plataforma Google Earth. Se utilizaron también para complementar la interpretación fotografías históricas y datos *in situ*. Para la caracterización topográfica 3D de la zona, se analiza con el Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR, 12,5 m de resolución del sitio *Satellite Facility platform* (<https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>), y un MDE generado a partir de imágenes estereoscópicas Corona/Hexagon de 7-9 m de resolución del año 1979 (NRO, 2013). Este último fue generado a partir del proceso de fotogrametría en el software Photomod 4.4. En primer lugar, se realiza un procesamiento previo que corrija las alteraciones geométricas producidas por el almacenamiento y digitalización de los films (Surazakov y Aizen, 2010). La orientación de la imagen se resuelve añadiendo Puntos de Control Fotogramétricos (PCF) para optimizar la calidad de los resultados. En este estudio, 10 PCF fueron utilizados cuya procedencia es de sitios de estaciones de monitoreo GNSS (*Global Navigation Satellite System*, por sus siglas en inglés), y fueron proyectados en el marco de la cartografía local de Gauss Krüger, faja 2 de Argentina. A partir de la resolución de los procesos numéricos de orientaciones interna, relativa y absoluta se obtiene el producto final de MDE, la resolución espacial es de 30 m.

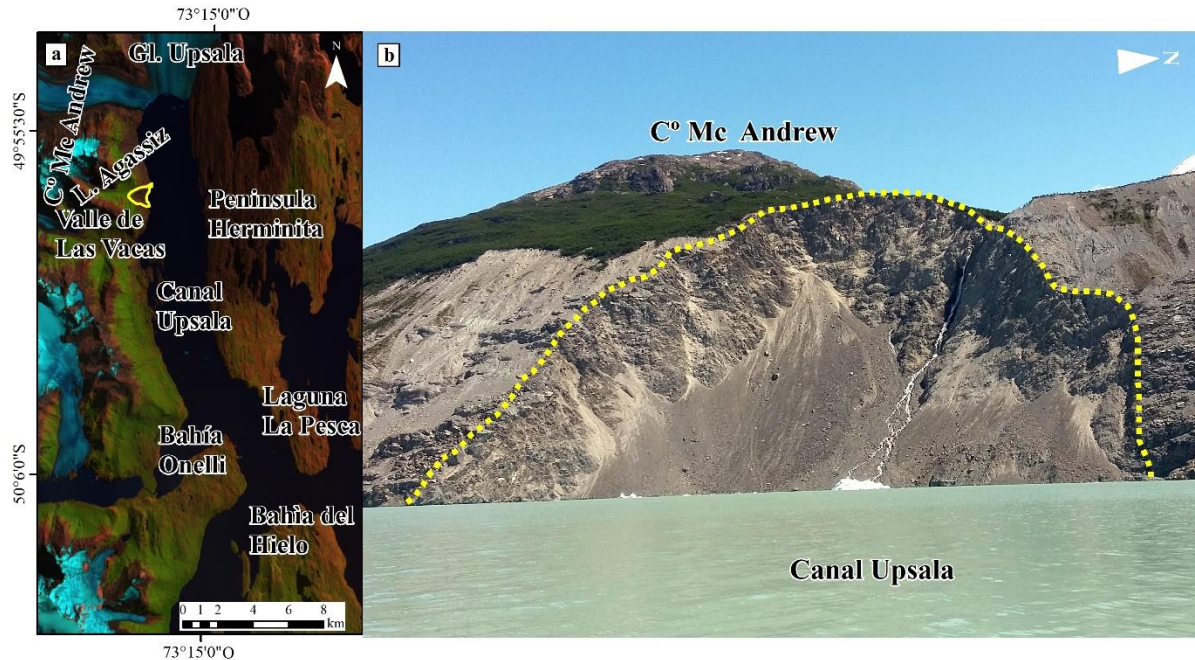
Los datos descriptos anteriormente proporcionaron la base para analizar el deslizamiento, se consideraron los rasgos geomorfológicos del pre-evento y post-evento Agassiz. Para la toma de datos previos al año 2013 se utilizó como base el MDE del año 1979 y para los años posteriores se basó en información extraída de Google Earth, y datos tomados *in situ*. Cabe destacar, que las medidas extraídas en ambos MDE pueden presentar entre ellos algunas discrepancias debido a los métodos y técnicas numéricas que los generaron. Además, las condiciones de los glaciares han cambiado en el tiempo, por ejemplo, debido a la pérdida de volumen del hielo del glaciar Upsala en las últimas décadas la superficie de referencia glacial no está a la misma altura. Nótese que, si bien se hizo una exhaustiva búsqueda de información y registros escritos y/o fotográficos sobre la ocurrencia post-evento del deslizamiento Agassiz, existe carencia de datos y registros oficiales por parte de las personas/agentes que visitaron el lugar al día siguiente del suceso. Por esta razón, para esta reconstrucción del evento fueron contempladas consultas a los guardaparques, personal de las empresas turísticas y pobladores, entre otros.

Por otro lado, para el análisis del posible depósito subacuático generado por el evento se utilizaron datos batimétricos provistos por Rivera et al. (2019). La batimetría provee datos tridimensionales, o sea la altimetría de los fondos lacustres, marinos, etc. Ésta fue realizada en época estival del año 2017 a través de perfiles estratégicamente seleccionados, geolocalizados. Los datos de profundidad se sincronizaron con las coordenadas horizontales (x,y) obtenidas por el método geodésico DGNS (diferencial), incorporado en la sonda. El equipo utilizado es el siguiente: amplificador (*Power Supply BPS-530*), receptor (*Seismic amplifier BPR-510*) y ecosonda Garmin (*GPSMAP 188C Sounder*) montados en un bote; se adicionan equipos geodésicos de medición GNSS, Trimble 5700. La grilla generada tiene una resolución espacial de 30 m.

#### **7.4. Deslizamiento Agassiz**

Durante el verano del año 2013 se generó un deslizamiento subaéreo de gran magnitud sobre la ladera occidental del canal Upsala, Brazo Norte del lago Argentino, Parque Nacional Los Glaciares ( $49^{\circ}57'29,10''S-73^{\circ}18'22,65''O$ ). Está situado sobre la zona inferior de la laguna proglacial Agassiz, en la base del cerro Mc Andrew, próximo al valle de Las Vacas y al frente del glaciar Upsala (Fig. 35a-VII). El sitio está localizado a ~90 km de la ciudad de El Calafate, y sólo es accesible por vía lacustre con embarcaciones provenientes desde el puerto Punta

Banderas (47 km de la ciudad). El evento se produjo el día 10 de febrero de 2013 (Fig. 35b-VII), se estima que en horas nocturnas ya que las embarcaciones turísticas que circundan la zona detectaron los cambios acaecidos al día siguiente.



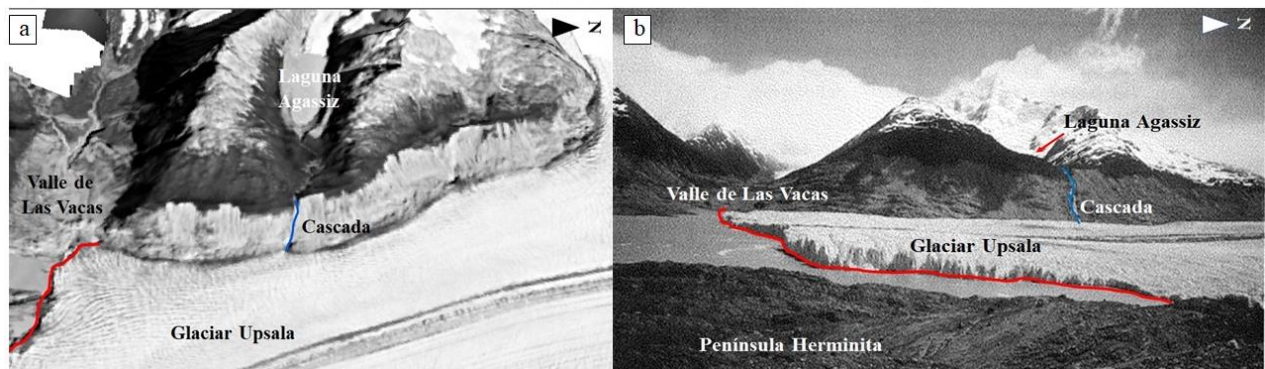
**Figura 35-VII:** (a) Ubicación del deslizamiento Agassiz sobre la ladera occidental del canal Upsala (línea color amarilla), (b) vista panorámica del deslizamiento desde las aguas del canal Upsala, en dirección este-oeste (Foto: Silvana Moragues, noviembre de 2017).

#### 7.4.1. Características pre-evento

La figura 36a-VII es basada en una imagen Corona/Hexagon del 20 de marzo del año 1979, superpuesta al MDE generado. Al realizar la interpretación geomorfológica de la zona del deslizamiento se observa la presencia de una cascada proveniente de la laguna proglacial Agassiz (dimensiones: largo 1.434 m y ancho 467 m) (Fig. 36a-VII). La ladera tenía una altura de 358 m en el año 1979 medida desde la boca de la cascada (764 m s.n.m.) hasta el nivel del hielo glaciar (406 m s.n.m.) (Fig. 36a-VII). De igual manera, la figura 36b-VII muestra que en la década de los `90 la ladera se encontraba en contacto directo con el hielo del glaciar Upsala, y el frente se situaba a la altura del Valle de Las Vacas (denotado por la línea sólida color rojo en ambas figuras).

La ladera occidental del canal Upsala se encontraba cubierta por material morrénico lateral poco consolidado, heterogéneo y altamente permeable, depositado por el avance subsecuente

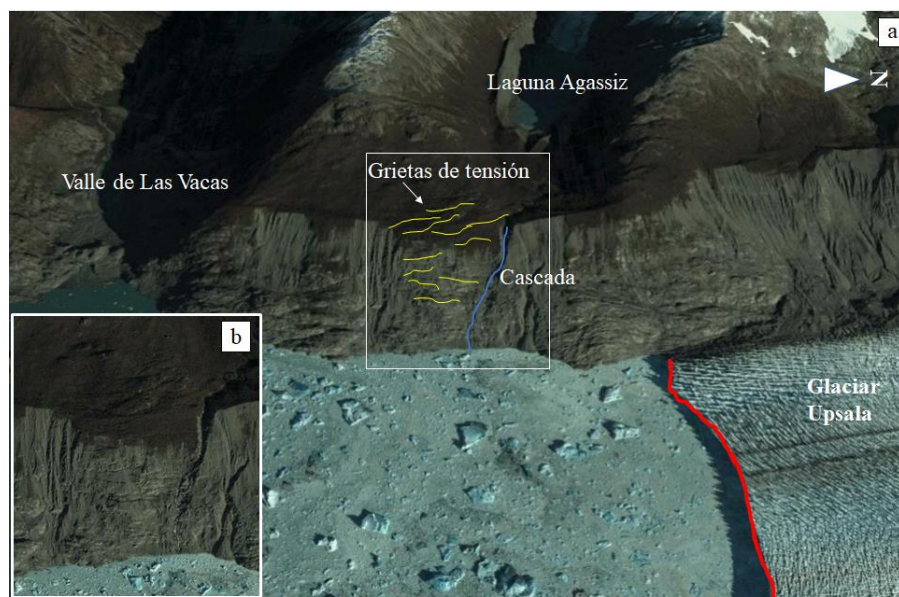
del glaciar Upsala. La parte alta de la ladera a partir de la cota 600-650 m estaba cubierta por un denso bosque de árboles de *Nothofagus* (véase capítulo IV). El sector de la ladera donde se originó el deslizamiento presentaba indicios de inestabilidad que favorecieron a la generación del deslizamiento; entre ellos se destacan, el escurrimiento superficial de agua, la ausencia de vegetación en la zona inferior de la ladera y la presencia de múltiples grietas de tensión sobre el material morrénico (Moragues et al., 2019b). Las grietas de tensión se originaron por estiramiento del material de la ladera del material.



**Figura 36-VII:** (a) Ladera occidental del canal Upsala sobre una imagen Corona/Hexagon del 20 de marzo del año 1979. (b) Fotografía de la ladera occidental del canal Upsala del 17 de noviembre 1990 con la cascada de agua claramente identificada en el área donde se generó el deslizamiento Agassiz y el frente del glaciar Upsala. Fotografía obtenida desde península Herminita, margen este del canal, tomada de Aniya y Skvarca (1992).

Hacia el año 2003, en la ladera, se evidencian grietas bien definidas en la ladera cubierta por el bosque y en el material morrénico, además de la cascada proveniente de la laguna (Fig. 38-VII). Nótese que las grietas más extensas en longitud y más claramente detectadas se localizan en la zona donde se generó la corona del deslizamiento sobre la cubierta del bosque. En ese año, el frente del glaciar (línea sólida color rojo) se encontraba en contacto directo con el afloramiento rocoso de la ladera y se retrajo varios metros del frente de la laguna (véase capítulo IV). Entonces, se denota que la ladera ha experimentado y mostrado indicios de actividad desde hace más de 20 años, como así también ha recibido aporte de agua y material proveniente de la laguna sobre el material morrénico que coadyuvó a la generación del evento del 2013.



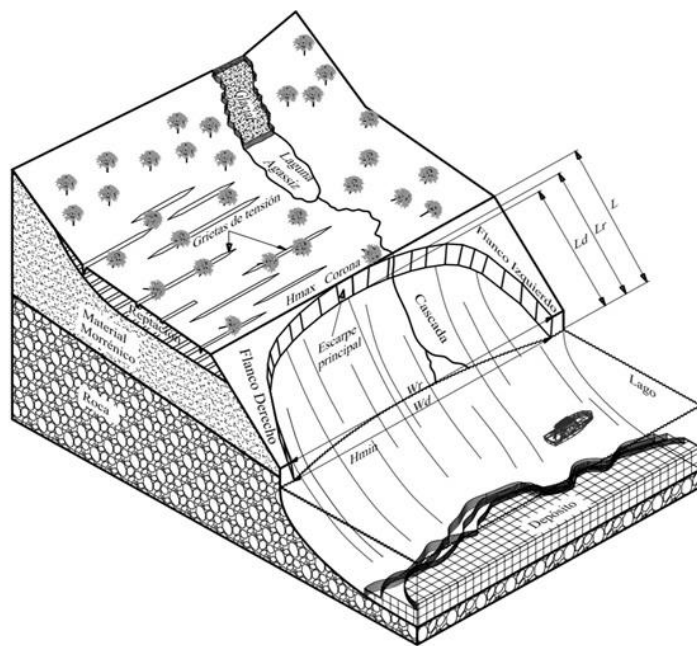


**Figura 38-VII:** (a) Imagen de Google Earth de mayo del 2003, en la cual se evidencia las grietas extensionales en la zona en la que se inicia el deslizamiento, (b) detalle de las grietas en la vegetación y material morrénico.

#### 7.4.2. Características post-evento

El análisis posterior al evento presenta limitaciones en lo referido a la estimación de medidas debido a la escasez de registros en el momento en que éste ocurrió, se adiciona estudios batimétricos del posible material desplazado que se encuentra debajo del agua del canal Upsala. A pesar de la carencia de datos, se podría inferir velocidades aproximadas según la clasificación de Cruden y Varnes (1996) (véase Anexo II), cuya característica podría haber sido un flujo rápido, repentino, que deslizó la masa completa de material, rocas y árboles de forma súbita hacia el agua del lago. El deslizamiento generado es del tipo rotacional con erosión retrocedente (véase Anexo I) (Fig. 35b, 39-VII). Se movilizó una sola masa direccionada por la pendiente con una superficie de falla cóncava, depositando al material desplazado (por ej. árboles desprendidos del bosque) en el lago. En la cabeza del deslizamiento (dimensiones: 375 m de ancho) el desplazamiento fue del tipo semi-vertical y formó la escarpa principal que está compuesta por material morrénico y afloramiento rocoso (Fig. 35b-VII). El punto más alto de la corona (cima) se encuentra a 789 m s.n.m. (Fig. 39-VII) y su eje mayor está orientado hacia el este, alcanzando un área de 0,56 km<sup>2</sup>; posee una longitud total (L) estimada de 616 m y un ancho (W<sub>r</sub>) de 876 m (Fig. 39-VII) (véase Anexo II). En la zona del desprendimiento el material es más fino y suelto donde se generan constantes movimientos y caídas de detritos de menor tamaño. La pendiente en la ladera es pronunciada (~45°), el desnivel existente entre la corona

( $H_{max}$ -789 m s.n.m.) y la zona más baja en contacto con el agua del lago Argentino ( $H_{min}$ -254 m s.n.m.) presenta una longitud de 535 m.



Caracterización del deslizamiento de la ladera occidental del canal Upsala (véase Anexo I).	
Caracterización del movimiento	Deslizamiento subaéreo Agassiz
Tipo de deslizamiento	Deslizamiento de tierra
Mecanismo de movimiento	Rotacional
Factores involucrados	Combinación de factores condicionantes-desencadenantes
Tipo de material	Residual-Tierra
Roca	Volcanitas (andesitas, dacitas y riolacitas)
Humedad	Mojado (posee cantidades visibles de agua que pueden brotar del material)
Secuencia de repetición	Progresivo-Confinado
Estado de actividad	Activo
Velocidad del movimiento	Rápido
Estilo	Sencillo (un solo tipo de movimiento)

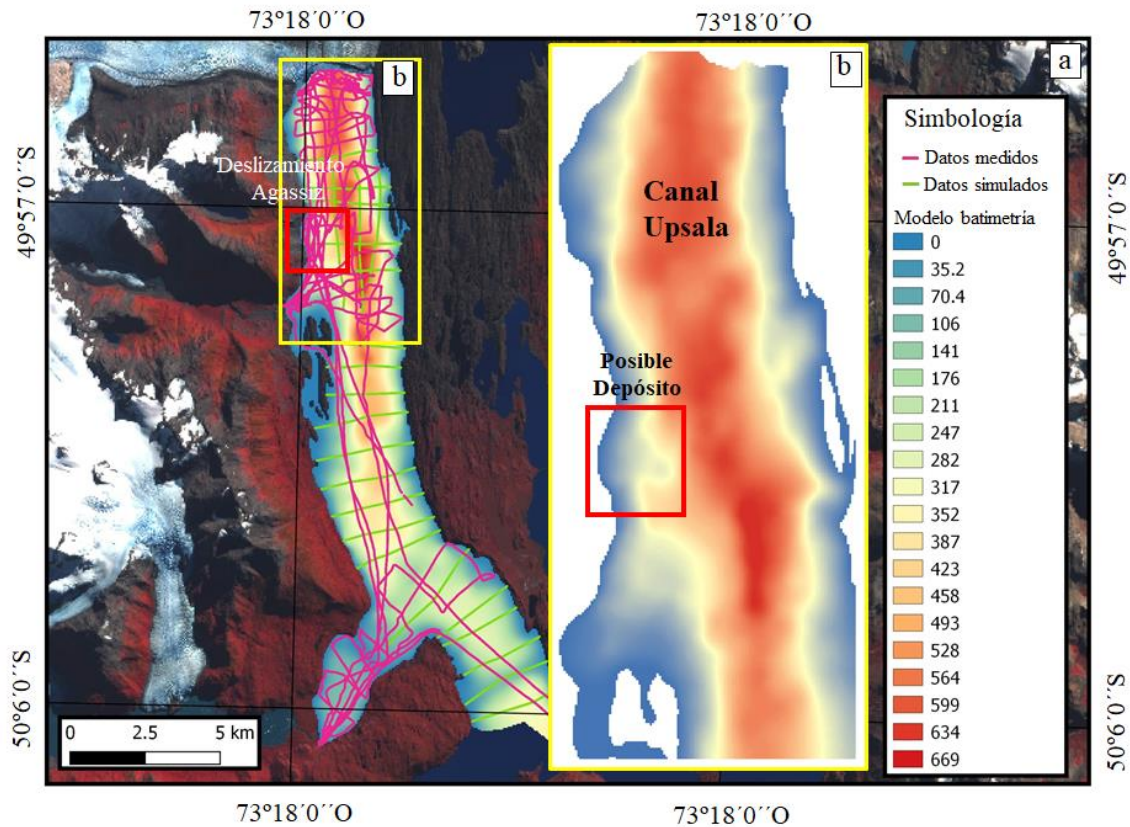
**Figura 39-VII:** Esquema y características del deslizamiento subaéreo Agassiz con sus partes y dimensiones (véase Anexo I).

Por otro lado, estudios batimétricos realizados por Rivera et al. (2019) después del evento arrojaron indicios de la presencia de un material desplazado debajo del agua. En la figura 40a,b-VII se observan las mediciones realizadas y como resultado en el mapa de profundidades se denota, en la zona del evento, un depósito bajo el agua de forma lobular direccionado hacia el sur del canal (ver recuadro color rojo), probablemente levemente desviado por las corrientes de agua del canal. La presencia de ese material indicaría el posible depósito subacuático generado; si se lo compara con las profundidades del lecho que circundan esta zona, disminuyen considerablemente hacia los 300 m. La zona del deslizamiento bajo el agua presenta valores cercanos a los 150 m aproximadamente.



**Tabla 19-VII:** Dimensiones aproximadas del deslizamiento Agassiz, de acuerdo a IAEG Commission on Landslides (1990) (véase Anexo I).

Parámetros	Descripción	Medidas
Altura (H)	Máxima ( $H_{max}$ )	789 m s.n.m.
	Mínima ( $H_{min}$ )	254 m s.n.m.
	Media ( $H_m$ )	552 m s.n.m.
Pendiente (S)	Máxima ( $S_{max}$ )	49, 82°
	Mínima ( $S_{min}$ )	19, 69°
	Media ( $S_m$ )	38, 71°
Coordenadas del Punto Central	Latitud	49°57'29,10''S
	Longitud	73°18'22,65''O
Superficie de ruptura		Curva
Longitud perimetral (P)		3,34 km
Área (A)	Total (At)	0,56 km <sup>2</sup>
Orientación		Este
Longitud Total (L)	Distancia mínima desde la punta a la corona del deslizamiento	616 m
Longitud de la línea central (Lc)	Distancia desde la punta o ña hasta la corona del deslizamiento a lo largo de puntos sobre la superficie original equidistantes de los bordes laterales o flancos	906 m
Longitud de la superficie de falla (Lr)	Distancia mínima entre la punta y la cabeza.	536 m
Ancho de la superficie de falla (Wr)	Ancho máximo entre los flancos del deslizamiento perpendicularmente a la longitud Lr.	876 m
Ancho de la masa desplazada (Wd)	Ancho máximo de la masa desplazada perpendicularmente a la longitud, Ld.	652 m
Profundidad de la masa desplazada (Dd)	Máxima profundidad de la masa movida perpendicular al plano conformado por Wd y Ld	96 m
Profundidad de la superficie de falla (Dr)	Máxima profundidad de la superficie de falla con respecto a la superficie original del terreno, medida perpendicularmente al plano conformado por Wr y Lr.	122 m



**Figura 40-VII:** (a) Perfiles y datos batimétricos obtenidos en conjunto con el CECs, Andrés Rivera en noviembre del 2017, (b) detalle de la zona de la ladera occidental (línea sólida color amarillo) en la que se encuentra el posible depósito debajo del agua.

La combinación de los factores condicionantes y desencadenantes alimentan al proceso de activación y generación de un evento repentino (Moragues et al., 2019b). Hasta el momento, se desconoce el factor desencadenante que generó el deslizamiento. Dentro de los causantes, en primer lugar, podría haber estado relacionado a eventos meteorológicos. Nótese que en los Andes Australes las precipitaciones alcanzan sus máximos con valores medios de 800mm/año (Bianchi y Cravero, 2010). En ese sentido, se analizaron los registros disponibles en las fechas próximas al evento. La estación más cercana al área del lado argentino es la de Lago Argentino Aero (50°20'S-72°18'O, 220 m s.n.m.), actualmente llamada El Calafate Aero; existen registros desde 1959 hasta 2010 (Servicio Meteorológico Nacional-www.smn.gov.ar). Además del lado chileno se encuentra la estación meteorológica de Torres del Paine, pero comienza a operar a partir del año 2016. Es decir que ambas estaciones dejan fuera datos para el año de ocurrencia del deslizamiento. Según los modelos meteorológicos *Global Forecast System* (NOAA *National Centers for Environmental Information*) no se registran precipitaciones

extraordinarias para los días previos al evento. Esto condiciona el poder efectuar un análisis exhaustivo para corroborar si fuertes precipitaciones fueron el gatillo del evento.

En segundo lugar, los eventos sísmicos (ver capítulo IV) pueden ser desencadenantes de eventos repentinos asociados a la inestabilidad de laderas. Según los datos sísmicos recopilados para febrero del 2013 de los catálogos de ISC, USGS y SEPA (Lo Vecchio, 2020), no se registraron eventos en el área. Cabe destacar que el único sismo registrado fue el 15 de enero de 2013 a ~400 km al norte del Brazo Norte del lago Argentino, cercano al Triple Punto de Aysén, cuya magnitud fue de 4,5 y una profundidad 10 km. Por ello, y a base de los siguientes tres justificativos, se deduce que este evento carece de peso para ser considerado desencadenante del deslizamiento Agassiz: (i) no se registró tan cercano a la fecha de ocurrencia del deslizamiento; (ii) para gatillar un deslizamiento, en este caso rotacional, se necesita un evento sísmico de 5.0 de magnitud como mínimo (Keefer, 1984); y (iii) estudios de sismos indicaron un límite de distancia máximo epicentral de ~60 km para sismos M 5,8, pero según Jibson y Harp (2012) el límite de distancia máxima fue de 245 km en el terremoto de Virginia en el 2011, la mayor superación del límite histórico jamás registrada.

Entonces, si bien existen carencias de evidencias del desencadenante del deslizamiento de acuerdo a los datos registrados meteorológicos y sísmicos, existe la posibilidad que precipitaciones inusuales en época de verano o un evento sísmico local o regional no registrado hayan sido los responsables de este evento con consecuencias destructivas aguas abajo.

#### **7.4.3. Efectos causados por el deslizamiento**

La reconstrucción del evento y sus consecuencias generadas sobre las costas del canal, especialmente en la zona de bahía Onelli (Fig. 42-VII), fueron realizadas a base de relatos y comunicaciones personales por parte del personal de PNLG y de las embarcaciones turísticas. Lamentablemente se carece de mediciones continuas y monitoreos sobre esta zona que permitieran una reconstrucción numérica, modelado del evento. Al día siguiente del deslizamiento, sin saber que éste había ocurrido, se realizó la navegación turística por el canal cómo era usual. Al adentrarse y acercarse a la zona del evento, los turistas visualizaron una oscura nube en suspensión sobre las aguas del canal (comunicación personal del capitán de la embarcación Yanet, estancia Cristina). Se presupone que esta nube fue producida por polvo en suspensión generado por el súbito deslizamiento subaéreo, además de los troncos, hojas y suciedad que se visualizaban en las aguas del lago. Al llegar a bahía Onelli, se vislumbraron

de los destrozos sobre el muelle (Fig. 42c-VII) y los témpanos montados en las laderas, incluso la falta de material de la ladera. Por otro lado, desde estancia Cristina, se relató que la noche del evento el agua del lago se retrajo en la costa, y se escuchó un gran estruendo que pudo ser asociado al desprendimiento de la ladera. Sin embargo, por la presencia de la península Herminita no permitió ver la ladera deslizada (Fig. 42-VII) y los residentes temporarios no advirtieron el tsunami producido.

Entonces, se deduce que el material deslizado descendió directamente a las aguas del canal Upsala y un enorme volumen de agua se desplazó aguas abajo, generando un tsunami (Winocur et al., 2015). Sobre las costas del valle de Las Vacas y bahía Onelli se depositaron troncos de los árboles del bosque de *Nothofagus* provenientes de la zona superior de la ladera deslizada (Fig. 42-VII). Los impactos ocasionados se visualizaron hasta bahía del Hielo a 20,3 km hacia el sur del canal, donde témpanos provenientes del glaciar Upsala quedaron introducidos en un pequeño bosque de ñire (Fig. 42b-VII). Además, se depositaron témpanos de dimensiones métricas sobre península Herminita y laguna La Pesca (Fig. 42a,b-VII).

De la totalidad de los sitios donde se registraron impactos/consecuencias debido al evento, bahía Onelli fue el más afectado; se produjeron destrozos sobre el muelle que se utilizaba a diario para el desembarco de turistas que arribaban a la bahía (Fig. 42c-VII). Cabe destacar que desde mayo de 2008 hasta 2012 la circulación por el canal Upsala se mantuvo cerrada desde península Herminita hasta Los Cipreses debido a la gran cantidad de témpanos generados por el glaciar Upsala. Por estas razones, y afortunadamente, los destrozos sólo se ocasionaron en infraestructuras y sobre la vegetación boscosa de la ladera del deslizamiento como así también de bahía Onelli. Además, la ola penetró centenas de metros por el terreno boscoso hasta alcanzar el restaurant ubicado a ~200 m desde la costa de la bahía, que por fortuna se encontraba fuera de servicio desde el año 2008 (Fig. 42d-VII). También se adentró hasta el refugio de guardaparques en construcción arrasando materiales de construcción, entre otros (Fig. 42e,f-VII).

#### **7.4.4. Actuales evidencias del dinamismo de la ladera**

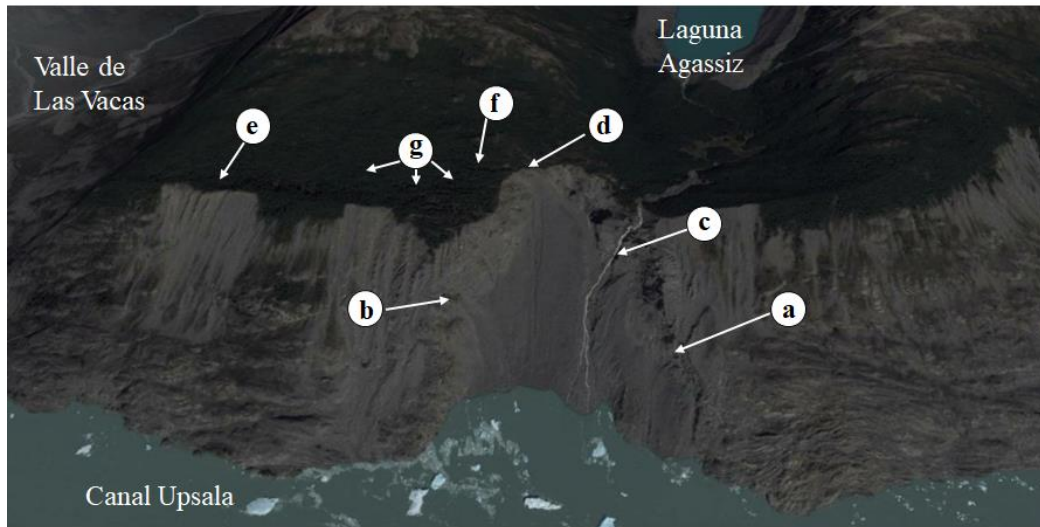
En relación con los estados de actividad de las laderas descritos por Varnes (1978), el deslizamiento Agassiz y las zonas circundantes se encuentran activas debido a la permanente caída de material de la ladera, nuevas filtraciones y circulación de agua proveniente de la laguna Agassiz. Otros signos de actividad se evidenciaron en un video realizado *in situ* en el mes de abril de 2018, donde se produjo un derrumbe de material y rocas desde el flanco derecho

superior del deslizamiento hacia el lago. Por ello, es factible confirmar que en la actualidad, la ladera occidental del canal muestra indicios de procesos de inestabilidad activos. La imagen de 2016 muestra la zona del deslizamiento con indicios geomorfológicos de inestabilidad. En base a una inspección ocular en la imagen e *in situ*, se destacan y describen siete indicios visibles del actual dinamismo que presenta el sitio (Fig. 43-VII).



**Figura 42-VII:** (a) Témpanos depositados sobre península Herminita, laguna La Pesca y (b) sobre bahía del Hielo (Fotos gentileza del Gpque. Mariano Moroni de febrero del 2013, dos días posteriores al evento), (c) muelle destruido, (d) daños sobre el restaurant, (e-f) materiales de construcción del refugio de bahía Onelli (Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017).





**Figura 43-VII:** Imagen de Google Earth post-evento del año 2016, las letras indican la ubicación de cada uno de los indicios de inestabilidad, (a) presencia de material morrénico, (b) meteorización de las rocas, (c) escurrimiento superficial y subterráneo, (d) inclinación de la vegetación, (e) zonas de arranque del material, (f) proceso de reptación, (g) grietas de tensión.

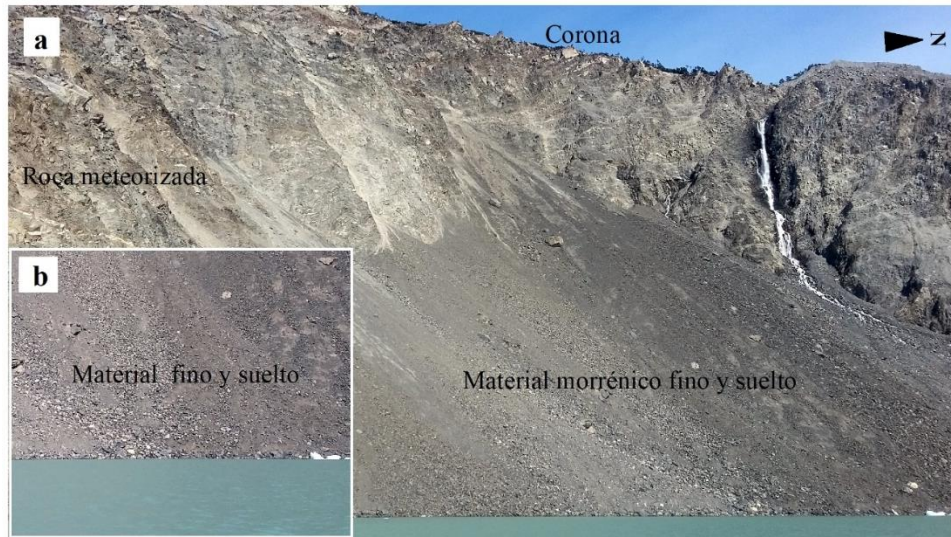
#### **(a)-(b) Presencia de material morrénico y meteorización de las rocas**

Se expone un material morrénico y depósitos de materiales finos, porosos y sueltos, con detritos de tamaños medios a pequeños acarreados por el arroyo (Fig. 44-VII). En la zona de la corona y flancos laterales del deslizamiento los clastos son de mayor tamaño con grandes rocas en suspensión expuestas a procesos de meteorización (véase capítulo IV).

#### **(c) Escurrimiento superficial y subterráneo**

La cascada de agua y las filtraciones subterráneas son generadas y alimentadas por la laguna proglacial Agassiz (Fig. 45-VII). La laguna, actualmente, tiene un área de 0,55 km<sup>2</sup>, un ancho de 104 m y un largo de 1.530 m con una longitud de ~100 m, mayor a la del año 1979. La cascada, que escurre gran cantidad de agua, se encuentra próxima al flanco izquierdo del deslizamiento. Una vez que la pendiente se suaviza y el material cambia por una granulometría más fina, la cascada se bifurca en dos vertientes hasta desembocar en el lago. Posterior a la ocurrencia del deslizamiento, se observa la formación de un delta constituido por el material depositado por la cascada (Fig. 45-VII). Tanto el escurrimiento superficial y subterráneo de la laguna generan depósitos deltaicos y así son generadas nuevas zonas propensas a la inestabilidad. El depósito del deslizamiento ha generado un cono aluvial cuya parte distal

ingresa al cuerpo de agua (canal Upsala), por lo cual podría considerarse que el mismo ha generado un delta de colapso. La pendiente de la ladera del arroyo Agassiz es superior a 30°, por lo cual la definición de delta podría ser cuestionada. Sin embargo, en este trabajo consideramos que es un “pseudo” delta.



**Figura 44-VII:** (a) Material morrénico y rocoso (grandes clastos de roca en la zona superior combinado con afloramiento rocoso), (b) detalle del material fino y suelto de la zona baja del deslizamiento Agassiz (Fotos: Silvana Moragues, noviembre de 2017).



**Figura 45-VII:** Esguimientos subterráneos/superficiales en el deslizamiento provenientes de la laguna proglacial Agassiz (Foto: Silvana Moragues, noviembre de 2017).



**(d) Inclinación de la vegetación**

En la zona superior de la ladera, a partir de la cota ~650 m comienza a extenderse un denso bosque de *Nothofagus* con árboles con alturas superiores a los 15 m. Por debajo de esa cota se evidencia material morrénico y afloramiento rocoso en contacto con el agua del lago. En la figura 46a-VII se observa cómo los árboles del bosque se encuentran inclinados y derribados a favor de la pendiente. En las zonas de arranque de la ladera (véase capítulo IV), los árboles presentan inclinaciones a favor de la pendiente hacia la zona del lago limitando con el material morrénico removido (Fig. 46b-VII). Estos árboles han quedado como testigos de la magnitud del evento; nótese que en el caso de la figura 47-VII se muestran por debajo de la grieta extensional. Una vez que el terreno se inclina por la presencia de las grietas, los árboles comienzan a tener un mayor desvío a favor de la pendiente, con una inclinación promedio de ~20-10° respecto a la vertical.



**Figura 46-VII:** (a) Árboles de lenga (*Nothofagus pumilio*) derribados sobre la pendiente de la ladera occidental, (b) árbol inclinado en la orilla de la zona de arranque de una zona con inestabilidad de material desplazado por gravedad (Fotos gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).





**Figura 47-VII:** Inclinación de los árboles de *Nothofagus* sobre la ladera occidental del canal Upsala (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).

#### (e) Zonas de arranque del material

La figura 48-VII muestra las zonas de arranque del deslizamiento a una altura de ~650 m s.n.m. (véase capítulo IV), que coincide con la cota a la que se generó el evento. Existe presencia de material heterogéneo de detritos, libres de vegetación y una pendiente pronunciada, cada zona de inestabilidad tiene un ancho de ~400 m.

#### (f) Proceso de reptación

En la zona superior del deslizamiento la velocidad del movimiento de la ladera es más lenta, se evidencian indicios de procesos de reptación reciente. Se deduce que esto ha producido movimientos poco profundos del suelo superficial y sub-superficial, ladera abajo sin una superficie de falla definida. Al encontrarse expuesto el material a bajas temperaturas y a cambios de humectación y sequedad sufre movimientos de soliflucción; además existen claros indicios que el terreno reptó debido a la introducción de las rocas por debajo de las raíces de los árboles (Fig. 47-VII).





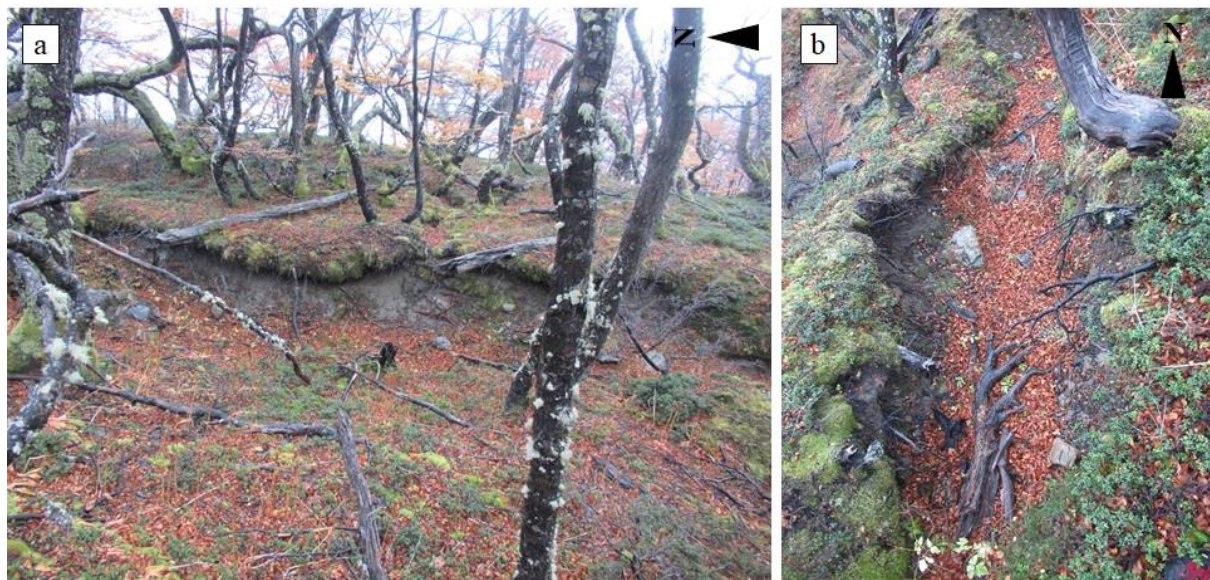
**Figura 48-VII:** Zona de arranque sobre el material morrénico en la ladera occidental del canal Upsala (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).



**Figura 49-VII:** Evidencias del proceso de reptación del terreno sobre la ladera occidental (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).

**(g) Grietas de tensión**

El sector deslizado de la ladera presenta indicios y formaciones de múltiples grietas de esfuerzo tensional sobre el material morrénico lateral y el sustrato rocoso (Fig. 38-VII). Sobre la ladera hay una predominancia de grietas extensionales por fuerza gravitatoria ubicadas en la zona superior del deslizamiento, en combinación menor de grietas de cizalla sobre las zonas laterales del deslizamiento. Actualmente, los claros que se registran en las imágenes satelitales sobre la ladera (Fig. 43g-VII) se corresponden en el terreno a la falta de vegetación por presencia de las grietas que se extienden en algunos casos por más de 500 m en forma lineal. La ladera presenta un sistema de grietas de tensión longitudinales y transversales a la pendiente que forman grandes socavones en el terreno, esto propicia la inclinación de los árboles y ha generado lomadas de ~2 m (Fig. 50-VII). La figura 51-VII es un claro ejemplo de las grietas presentes en el terreno que se forman por las fuerzas tensionales que actúan durante la actividad de inestabilidad de la ladera. Las medidas aproximadas son de un desnivel de corte de 1,5-2 m y un desplazamiento de ~3 m, dependiendo en la zona. La presencia de estas grietas en la zona superior del deslizamiento constituye potenciales zonas de ruptura de la superficie original, esto significa un avance de la cabecera del deslizamiento de carácter retrogresivo. Es decir que sigue latente la probabilidad de generarse nuevos eventos de inestabilidad en la ladera.



**Figura 50-VII:** (a) presencia de grietas sobre el terreno de la ladera en sentido longitudinal a la pendiente, (b) grieta transversal a la pendiente de la ladera, formando grandes socavones en el terreno (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).





**Figura 51-VII:** Medidas aproximadas de una grieta de tensión sobre la ladera occidental (Foto gentileza de Esteban Lannutti, abril 2018).

### **7.5. Análisis de la potencial vulnerabilidad en el Brazo Norte**

Una vez analizada y caracterizada la amenaza, y los diferentes grados de susceptibilidad (véase capítulo VI) que afectan a la zona, en particular el deslizamiento Agassiz como evento puntual, se identificó y evaluó la potencial vulnerabilidad a los procesos de inestabilidad de laderas como fenómeno natural. En este sentido, la vulnerabilidad es definida como un factor de riesgo interno de un sujeto o sistema expuesto a una amenaza, correspondiente a su predisposición intrínseca a ser afectado o de ser susceptible a sufrir un daño (Cardona, 1993). Resulta dificultoso valorar la vulnerabilidad a la inestabilidad de laderas debido a su complejidad y a la gran variedad de procesos dinámicos que la generan (Leoni, 1996). Según Falconi et al. (2016), en la vulnerabilidad se consideran 3 factores: la exposición, fragilidad y resiliencia. La exposición, está referida a las decisiones y prácticas que ubican al ser humano y sus medios de vida en la zona de impacto de una amenaza; a mayor exposición, mayor vulnerabilidad. La fragilidad, está referida a las condiciones de desventaja o debilidad relativa del ser humano y sus medios de vida frente a una amenaza, a mayor fragilidad, mayor vulnerabilidad. La resiliencia, o capacidad de adaptación, está referida al nivel de asimilación o capacidad de recuperación del ser humano y sus medios de vida frente a la ocurrencia de una amenaza, a mayor resiliencia, menor vulnerabilidad (CENEPRED, 2015).

La evaluación de la vulnerabilidad implica la comprensión de la interacción entre un determinado evento de inestabilidad y los elementos afectados (Dai et al., 2002). Para ello, se parte de dos subsistemas: el ecológico y el económico-social que pueden verse sometidos a cambios frente a una amenaza de inestabilidad. Según Wilches-Chaux (1993) la vulnerabilidad posee once ángulos: vulnerabilidad natural-ecológica, física, económica, social, política, técnica, ideológica, cultural, educativa, ecológica e institucional. En el presente caso, el área posee vulnerabilidad natural-ecológica, vulnerabilidad física y económica. *Vulnerabilidad natural-ecológica*: porque todo ser vivo posee una vulnerabilidad intrínseca determinada por los límites ambientales dentro de los cuales es posible la vida, y por ende debido a las exigencias internas de su propio organismo. De allí, se deduce que las alteraciones extremas de la composición atmosférica o del ambiente en general, como es por ejemplo la contaminación artificial o natural, hagan imposible la existencia de vida en los ambientes afectados. En este caso se remite al incremento de la potencial destrucción y/o transformación del ambiente por la ocurrencia de las amenazas naturales por procesos de inestabilidad y consecuente tsunami en el lago. *Vulnerabilidad física*: se refiere especialmente a la localización de los asentamientos humanos en zonas de riesgo y a las deficiencias de sus estructuras físicas para "absorber" los efectos de esos riesgos. En el Brazo Norte esta vulnerabilidad se traduce a la localización de las embarcaciones en el trayecto del lago; mientras más se acercan las embarcaciones a las laderas que presentan mayor susceptibilidad a estos procesos, mayor es la exposición, por ende, a la vulnerabilidad física. Por último, y no menos importante es la *Vulnerabilidad económica*, los sectores económicamente más deprimidos de la humanidad son los más vulnerables frente a los riesgos naturales. En caso de ocurrencia de un evento de inestabilidad en la zona el turismo es la actividad económica más afectada, este sector del lago es comercializado por empresas turísticas que brindan los servicios de navegación en catamaranes, además de caminatas en áreas habilitadas, y en alojamientos como es el caso de estancia Cristina.

A continuación, se evalúan tres ítems que según Leoni (1996) son preponderantes para la valoración de la vulnerabilidad:

a. *La vulnerabilidad de los distintos elementos en riesgo varía para procesos similares*: una embarcación puede tener una mayor vulnerabilidad frente a un movimiento de ladera rápido (subaéreos o subacuáticos) ya que es un potencial generador de tsunamis en el lago, a diferencia de los movimientos de remoción en masa lentos que presentan bajas probabilidades de generar

tsunamis. Sin embargo, las personas a bordo pueden tener una vulnerabilidad baja frente a movimientos lentos y una vulnerabilidad alta frente a movimientos rápidos dado que no pueden escapar. Cabe considerar, que el lago es navegado por embarcaciones de distintos tamaño y características (catamaranes, gomones a motor, lanchas); por consiguiente, la capacidad de respuesta ante la ocurrencia de un evento es distinta.

*b. La probabilidad temporal de que una persona esté presente durante un evento de inestabilidad es variable:* si el evento ocurriese en horas de la noche (como fue el caso del deslizamiento Agassiz), es muy probable que no haya embarcaciones navegando el lago; por lo tanto, no existe vulnerabilidad física y económica, pero si vulnerabilidad natural-ecológica para el área. Por el contrario, si el evento ocurriese en horas del día, principalmente en época estival, las consecuencias potenciales son más severas, ya que existe presencia de embarcaciones en el lago Argentino (vulnerabilidad física).

*c. Los diferentes grupos de personas poseen distinto potencial de exposición, como así también de hacer frente a la amenaza:* a diferencia de las personas adultas, los niños pueden no estar preparados para reaccionar adecuadamente frente a procesos potencialmente peligrosos. De igual forma, los ancianos o personas con capacidades diferentes probablemente no tengan posibilidades de escapar, a pesar de que ellos puedan ser igualmente capaces de juzgar la magnitud del peligro. Teniendo en cuenta que las excursiones por el lago las realizan personas con amplitud etaria, entonces, las reacciones humanas ante una amenaza de inestabilidad podrías ser diversas.

#### **7.5.1. Turismo en PNLG: estadísticas**

El Brazo Norte actualmente es un área netamente natural, es decir no existen elementos o construcciones antrópicas que puedan ser dañadas (ej. casas, infraestructuras, vías vehiculares, puentes, redes eléctricas, redes de agua potable, cultivos, acueducto, elementos estructurales, etc.). Las zonas amenazadas por estos procesos se convierten en zonas potencialmente vulnerables al encontrarse dentro del Parque Nacional Los Glaciares debido a que es visitado por un elevado número de turistas, principalmente en época de verano considerada temporada alta (octubre-abril). Nótese que en el área se desconoce la coincidencia de la amenaza y la vulnerabilidad respecto del factor temporal, debido a que se ignora la estación del año en la que es más probable la ocurrencia de estos eventos amenazas. En cuanto a la vulnerabilidad (presencia de las embarcaciones turísticas en el lago) se sabe que su máxima ocurrencia es

durante el verano (temporada alta). En referencia al factor espacial, ambos componentes (amenaza-vulnerabilidad) difieren en el espacio geográfico dependiendo si las embarcaciones se encuentran sobre el canal Upsala, canal Spegazzini, Brazo Cristina o entrada del Brazo Norte, entonces, el nivel de impacto sería diferente en cada caso si esto ocurriese. Por ello, si no existe vulnerabilidad, no existe destrucción o pérdida (Vargas, 2001).

Las estadísticas brindadas por la Administración de Parques Nacionales (APN) provenientes de dos de las empresas concesionarias de servicios turísticos sobre el Brazo Norte en el PNLG, mostraron un aumento en el número de visitantes entre los años 2011 y 2015; a partir de 2016 el número de turistas descendió levemente (Tabla 20-VII). En total entre los años 2011-2017 ingresaron 796.709 turistas al canal Upsala (Tabla 20-VII). En temporada alta, época estival, se navega todos los días de 10.00 a 16.00 hs. aproximadamente, es decir ese es el rango horario de mayor vulnerabilidad potencial que se exponen las embarcaciones en esa zona. En el caso específico de estancia Cristina, no se encuentra expuesta directamente a las laderas de mayor susceptibilidad; sin embargo, para arribar al sitio la navegación se realiza por el Brazo Norte del lago, así queda expuesta a los procesos de inestabilidad. Los meses de mayor afluencia de turistas son los de noviembre y enero (Tabla 22-VII), siendo la temporada 2014-2015 la que recibió mayor flujo con 19.466 personas (Tabla 22-VII).

**Tabla 20-VII:** Datos estadísticos de la cantidad de turistas que ingresan al lago por año, brindados por la intendencia de APN.

<b>Empresa turística</b>	<b>2011</b>	<b>2012</b>	<b>2013</b>	<b>2014</b>	<b>2015</b>	<b>2016</b>	<b>2017</b>	<b>Total</b>
Marpatag	1.262	1.317	1.674	3.933	5.815	6.115	812	20.928
Solo Patagonia	98.013	104.517	112.857	125.076	124.974	107.754	102.590	775.781

**Tabla 21-VII:** Datos estadísticos de la cantidad de turistas que ingresan al lago por temporada, brindados por la intendencia de APN.

<b>Temporada Alta</b>	<b>Pasajeros</b>	<b>Temporada baja</b>	<b>Pasajeros</b>
2014-2015	105.669	2014	30.733
2015-2016	102.111	2015	37.543
2016-2017	96.358	2016	31.832
2017-2018	77.447	2017	30.700



**Tabla 22-VII:** Cantidad total de turistas que ingresan por día a Estancia Cristina, brindados por la intendencia de APN.

Mes	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017
Octubre	1.511	1.553	2.347	2.063	2.269
Noviembre	2.479	2.555	3.157	3.081	3.151
Diciembre	2.280	2.528	2.842	2.733	2.662
Enero	3.364	3.855	4.123	3.433	3.314
Febrero	2.609	2.544	2.966	2.955	2.506
Marzo	2.383	2.475	2.687	2.449	2.266
Abril	1.202	1.770	1.344	1.115	412
Totales	15.828	17.820	19.466	17.829	16.580

**Tabla 23-VII:** Cantidad de turistas que se alojan como huéspedes en Estancia Cristina, por temporada, brindados por la intendencia de APN.

Mes	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017
Octubre	27	36	33	49	71
Noviembre	121	132	112	73	98
Diciembre	202	198	219	168	265
Enero	209	149	313	249	201
Febrero	184	175	182	206	159
Marzo	143	102	178	206	175
Abril	23	48	9	32	55
Totales	909	840	1046	983	1.024

## 7.6. Síntesis

- La zona del deslizamiento subaéreo Agassiz generado en febrero de 2013 ha mostrado indicios de actividad e inestabilidad desde hace al menos 10 años.
- La combinación de varios factores condicionantes y desencadenantes propios de la ladera alimentan al proceso de activación y generación del evento. Pero se desconoce el factor desencadenante puntual del mismo.
- El deslizamiento fue del tipo rotacional, de gran magnitud, generado sobre material morrénico y rocoso que cubren la ladera.
- El material deslizado descendió directamente a las aguas del canal Upsala, desplazó un enorme volumen de agua que generó un tsunami, impactando en algunos sitios e infraestructuras presentes en el área.
- La ladera donde se ubica el deslizamiento presenta evidencias actuales de dinamismo, como presencia de material morrénico, depósitos de derrubios y rocas meteorizadas, escurrimientos subterráneos y superficiales de agua, inclinación de la vegetación, zonas de arranque recientes, procesos de reptación y presencia de grietas extensionales.

*Capítulo VII: Análisis del deslizamiento Agassiz, potencial vulnerabilidad*

- Si bien el área es netamente natural, posee tres tipos de vulnerabilidad: natural-ecológica, física y económica. Es decir que ante la ocurrencia de un evento de inestabilidad en las laderas se sufrirán alteraciones en el ambiente o pérdidas humanas-económicas.
- La actividad turística sería la más afectada, ya que esta zona del lago es la más explotada por la navegación con catamaranes, principalmente en época estival donde se genera el mayor flujo de visitantes.
- La vulnerabilidad varía dependiendo la hora del día y el sitio en el que se encuentran las embarcaciones si ocurriese un evento de inestabilidad, el canal Upsala es el más expuesto a la susceptibilidad de estos procesos.

# **CAPÍTULO VIII**

## 8. Discusión y Conclusiones generales

### 8.1. Discusión

#### 8.1.1. Relación entre la dinámica glacial y los procesos paraglaciales

El CHPS presenta grandes extensiones de hielo cuyo rápido retroceso de los frentes de los glaciares y las variaciones en las velocidades superficiales se han acrecentado en las últimas décadas (Glasser et al., 2011; Willis et al., 2012; Moragues et al., 2018; Foresta et al., 2018, entre otros). Estos procesos son impulsados por la topografía del lecho rocoso (Naruse y Skvarca, 2000; Skvarca et al., 2002), y a su vez se encuentran relacionados a la litología imperante (Kraemer y Riccardi, 1997), y en algunos casos carecen de respuesta con la variabilidad climática (Yde y Paasche, 2010; Post et al., 2011; Wilson et al., 2016). En el caso de los glaciares de *calving* las velocidades superficiales alcanzan su máximo en el frente debido a las altas tasas del proceso de *calving* (Sakakibara y Sugiyama, 2014). De los glaciares del CHPS, el Upsala se considera uno de los más representativos de este proceso y con mayor dinámica (Sakakibara et al., 2013), al interactuar con las aguas del canal Upsala con una profundidad de ~600 m cerca del frente del glaciar para el año 2016 (Sugiyama et al., 2016). Según los resultados de la presente tesis, se registraron en el frente del glaciar velocidades superficiales máximas de  $2,93 \text{ md}^{-1}$  y  $5,8 \text{ md}^{-1}$ , para los años 2013-2014 respectivamente, esto representó un aumento del 25%. Por ello, la aceleración de las velocidades superficiales encontradas para este período se relaciona con los procesos de interacción del glaciar y el lago Argentino (Sugiyama et al., 2016). Las velocidades frontales máximas estimadas por los diversos autores presentadas en la tabla 2-III (ver capítulo III) confirmaron lo indicado por Sugiyama et al. (2016).

A su vez, en el análisis de las fluctuaciones frontales del Upsala se detectó dos episodios marcados donde se produce un incremento de las velocidades, coincidiendo con un mayor retroceso del glaciar. El primero se registró en el periodo 1993-2002, en el cual el glaciar superó los  $4,5 \text{ md}^{-1}$  en las velocidades del flujo glacial (Skvarca et al., 1995; Sakakibara y Sugiyama, 2014). El segundo, en el periodo 2009-2010, reportó una velocidad máxima histórica entre  $9,3$  y  $10 \text{ md}^{-1}$  (Sakakibara y Sugiyama, 2014; Jaber, 2016). Ambos episodios coinciden con las abruptas tasas de retroceso de la posición frontal ( $1000 \text{ ma}^{-1}$ ). Esto se denota en la figura 13-III que representa la relación entre las posiciones frontales (periodo 1914-2019) y las velocidades superficiales (periodo 1968-2014) del glaciar Upsala. Se entiende entonces, que el

Upsala presenta una combinación de procesos y mecanismos que lo convierten en un glaciar activo debido a su rápido retroceso frontal y a las variaciones en sus velocidades superficiales (Moragues et al., 2018), entre otros.

Estos procesos dinámicos, especialmente el retiro frontal, tienen como efecto la generación de procesos de reajustes paraglaciales sobre el material morrénico lateral que cubre las laderas de estos valles recientemente desglazados. Existen otras áreas con reajustes en las laderas de la Patagonia Austral además del Brazo Norte, dado que Argentina y Chile comparten grandes extensiones de hielo y se comportan de forma similar. Comparando con los valles del área de la tesis, los Andes fueguinos presentan condiciones ambientales y efectos similares (Abascal y González Bonorino, 2015), ya que el retiro de los glaciares durante el Pleistoceno en las montañas australes dejó laderas de pendientes abruptas cubiertas de detritos con agudas crestas y bosque de *Nothofagus* que las tapizan. Los mantos y conos detríticos, y las cicatrices en el bosque son indicadores de la inestabilidad, pero mayormente reflejan procesos de erosión y sedimentación prolongados en el tiempo. La mayor parte del movimiento de detritos en las laderas fueguinas da lugar a talus o conos de deyección, que se originan en las laderas rocosas y se extienden pendiente abajo (Abascal y González Bonorino, 2015); situación similar a la ocurrida en los valles del Brazo Norte. Los procesos de inestabilidad paraglaciales en las laderas de los Andes fueguinos y del Brazo Norte se diferencian en la época de retiro de los glaciares, Pleistoceno y Holoceno, respectivamente. Sin embargo, a pesar de la diferencia de edades en el retiro de los glaciares, actualmente ambas zonas presentan laderas con procesos de inestabilidad activos e inactivos, tanto sobre depósitos morrénicos (ver capítulo IV) como de manto coluvial (Abascal y González Bonorino, 2015). Los sedimentos glaciológicos y las geoformas paraglaciales del Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN) al igual que las detectadas en el Brazo Norte del CHPS (Moragues et al., 2019b) contrastan con las identificadas en otras partes del mundo como ser Islandia y Alaska (Glasser et al., 2009). El retroceso de los glaciares templados en el CHPN ha depositado sedimentos sobre las laderas que se encuentran fuertemente influenciados por el factor topográfico al momento de generar geoformas paraglaciales (Glasser et al., 2009). A diferencia de los extensos glaciares templados de Islandia y Alaska que reflejan la complejidad de los procesos de transporte y depósito de sedimentos, el factor topográfico tiene menos importancia en la generación de estos procesos de inestabilidad. En la Patagonia chilena, el retroceso de los glaciares O'Higgins en el CHPS (Iturraspe y Strelin, 2002), del glaciar El Calafate en el valle Los Leones, al este del CHPN (Harrison et al., 2006), y el del glaciar San Rafael (Harrison y Winchester, 1997), han

producido procesos paraglaciales sobre las laderas asociados a la inestabilidad. En sintonía con el Upsala, el glaciar San Rafael, además de generar procesos paraglaciales como conos de detritos de diversos tamaños, flujos de escombros y deslizamientos subaéreos, presenta un corte bien definido de vegetación sobre las laderas (Harrison y Winchester, 1997).

La ocurrencia de la inestabilidad en los valles del Brazo Norte responde a la contribución de diversos factores (Moragues et al., 2019b) que varían en el espacio a escala local (Feuillet et al., 2014). Uno de los principales factores que afecta a la estabilidad de las laderas en un ambiente paraglacial es el topográfico (Ryder 1971b; Curry et al., 2006; Johnson et al., 2007; Barlow et al., 2009; Feuillet et al., 2014; Santos González et al., 2018, entre otros). Al igual que en el CHPN (Glasser et al., 2009), sobre el área de interés existe una influencia indiscutible del factor topográfico como controlador en la estabilidad del material morrénico de las laderas. Prevalen pendientes mayores a 30°, situados en cotas altitudinales de 700-800 m s.n.m. para las laderas de los glaciares tributarios y valles Moyano y Norte, y 200-400 m s.n.m. para la ladera occidental del canal con un predominio de orientación de este-noreste. También el factor litológico condiciona la presencia de estos eventos paraglaciales (Johnson et al., 2007; Barlow et al., 2009; Feuillet et al., 2014; Santos-González et al., 2018), siendo la formación geológica del Complejo El Quemado, formada por rocas piroclásticas de naturaleza volcánica donde mayor cantidad de geoformas se han generado (Lo Vecchio et al., 2016). Por ello, las laderas "recientemente" desglazadas presentan mayor cantidad de estos procesos de inestabilidad y las geoformas fósiles se encuentran en las laderas actualmente "estabilizadas" por la vegetación (Moragues et al., 2019b). El aporte de agua por precipitaciones y deshielo (Allen et al., 2016) es un factor desencadenante importante en la dinámica paraglacial en el área.

No obstante, el área se encuentra localizada en una región con elevada sismicidad, principalmente por el proceso de subducción entre placas, con fallas activas; esto también posibilitaría la ocurrencia de los procesos de inestabilidad. Como ejemplo de sismos de subducción, se destaca el ocurrido en el año 2010 en la zona del Maule, Chile (Serey et al., 2019); también en Patagonia Norte, cuando se produjo el sismo de subducción de 1960 en Valdivia (M 9.5) que removió cientos de m<sup>3</sup> en los lagos de Puyehue (Chile), y lagos Frías y Nahuel Huapi (Argentina) (Chapron et al., 2006; Beigt et al., 2016). Finalmente, en concordancia con lo expresado por Glasser et al. (2009) para la región del CHPN, se puede decir que el paisaje paraglacial del área del Brazo Norte es producto y consecuencia de la

interacción entre el cambio climático, la recesión de las masas de hielo, la topografía local y la sismicidad regional.

### **8.1.2. Inestabilidad de laderas: tsunamis provocados por deslizamientos de gran magnitud**

Los procesos de inestabilidad de laderas suelen estar vinculados a desastres naturales debido a su carácter repentino y violento (Moreiras et al., 2008). Más aún en valles recientemente desglazados en los que las aguas percolan por las laderas y en consecuencia éstas pierden estabilidad, lo que favorece la generación de deslizamientos de gran magnitud (Higman et al., 2018). Al ingresar estas masas a los cuerpos de agua (embalses, lagos, fiordos y ríos) a altas velocidades pueden generar grandes olas conocidas como tsunamis (Tabla 24-VIII). Este proceso causa una potencial subida extrema del agua (*run-up* alcanzado por el tsunami) y aumenta la variedad, el alcance y la gravedad de los efectos secundarios atribuibles sólo al deslizamiento (Wieczorek et al., 2007; Xiao et al., 2015). Estas olas características de las costas que presentan complejos sistemas de canales y fiordos (Kirby et al., 2016), han causado daños significativos en todo el mundo (e.g. Müller 1964, 1968; Slingerland y Voight, 1979; Semenza y Ghirotti, 2000). La tabla 24-VIII muestra que 12 de 16 tsunamis registrados en el mundo ocurridos en fiordos o lagos de ambientes recientemente desglazados como consecuencia de deslizamientos subaéreos, fueron gatillados por movimientos sísmicos (Fine et al. 2005; Fritz et al., 2009; Ryan et al., 2010; Løvholt et al., 2018), erupciones volcánicas (Glicken et al., 1989) o colapsos deltaicos (Girardclos et al., 2007; Kremer et al., 2012; Kirby et al., 2016, entre otros).

El deslizamiento Agassiz es un claro ejemplo del tipo subaéreos en ambientes recientemente desglazados. Si bien el factor desencadenante del evento se desconoce (véase capítulo VII), se debe tener en consideración que la zona es influenciada por fuertes precipitaciones provenientes del oeste y además es sísmicamente activa (véase capítulo IV). Como ocurre en diversas partes del mundo las precipitaciones inducen la ocurrencia de procesos de inestabilidad (Segoni et al., 2018) como es el caso de la región centro-occidental de la Argentina (Lauro et al., 2017), Chongren en China (Hong et al., 2016) o en Italia (Peruccacci et al., 2017), entre otros. Sin embargo, como se mencionó en el capítulo VII, en el área del Brazo Norte existe una carencia de datos meteorológicos que confirmen que el deslizamiento Agassiz fue desencadenado por una precipitación extraordinaria o constante en el tiempo. Por otro lado, la actividad sísmica también condiciona a los procesos de inestabilidad, en general;



por ejemplo, en el fiordo de Aysén (Chile) en abril de 2007, un terremoto de magnitud de 6,2 desencadenó cientos de deslizamientos de los cuales algunos indujeron un tsunami dentro del fiordo, causando muertes y provocando varios daños en granjas de salmón (Naranjo et al., 2009; Sepúlveda, 2010). En el margen costero del sureste de Alaska, existe una zona cuyos deslizamientos suelen provocar tsunamis sobre los lagos o fiordos debido a la topografía escarpada (e.g. Wiles y Calkin, 1992; Wieczorek et al., 2007; Fritz et al., 2009; Ryan et al., 2010; Brothers et al., 2016; Sawyer et al., 2017; Higman et al., 2018; Haeussler et al., 2018).

**Tabla 24-VIII:** Tsunamis históricos provocados por deslizamientos con alturas de onda superiores a 50 m. (Datos adaptados de NGDC/WDS, N. G. D. C. W. D. S. Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA; Fine et al., 2005; Watt et al., 2009; Løvholt et al., 2018; Higman et al., 2018).

Año	Localización	Causa	Cuerpo de agua	Altura de onda (m)
1958	Bahía Lituya, Alaska, USA	1	Fiordo	524
1980	Lago Spirit, Washington, USA	2	Lago	250
1963	Vajont, Italia	1	Reservorio artificial	235
2015	Fiordo Taan, Alaska	1	Fiordo	193
1936	Bahía Lituya, Alaska	1	Fiordo	149
1929	Laurentian Fan, Terranova, Canadá	1	Costas abiertas	100
2017	Nuugaatsiaq, Groenlandia	1	Fiordo	90
1936	Nosodden, Noruega	1	Fiordo	74
1964	Mina Cliff, Alaska, USA	3	Fiordo	67
1934	Tafjord, Noruega	1	Fiordo	62
1965	Lago Cabrera, Chile	1	Lago	60
1967	Lago Grewingk, Alaska, USA	1	Lago	60
1946	Mt. Colonel Foster, BC, Canadá	1	Lago	51
2004	Labuhan, Indonesia	1	Costas abiertas	51
2000	Paatuut, Groenlandia	1	Fiordo	50

(1). Deslizamientos subaéreos, gatillados por sismos.

(2). Deslizamientos subaéreos provocados por erupción volcánica.

(3). Colapso deltaico subacuático

A la sismicidad regional del área de estudio, se le añade que el deslizamiento Agassiz se generó en un “pseudo” delta en el cual desagua el arroyo emisario de la laguna Agassiz (ver Fig. 45-VII). Los deltas lacustres son susceptibles a la ocurrencia de deslizamientos subacuáticos y/o subaéreo, y en consecuencia a la generación de tsunamis sobre el lago. Estos colapsos deltaicos pueden ser gatillados por sismos (Kremer et al., 2012; Beigt et al., 2014, 2016; Kirby et al., 2016), erupciones volcánicas (Beigt, 2019) o sin causa aparente (Girardclos

et al., 2007). Si bien la presencia de depósitos morrénicos sobre las laderas del canal Upsala y el reciente retiro del glaciar favorecieron la generación del deslizamiento, la existencia del “pseudo” delta y el agua que infiltra y lubrica los depósitos, indican que posiblemente hubo otros desencadenantes involucrados en la ocurrencia del evento.

El tsunami provocado por el deslizamiento Agassiz (Moragues et al., 2019a) se propagó a una distancia de ~20 km hacia el sur del canal en bahía Onelli, causando afortunadamente solo daños en infraestructuras sin la presencia de seres humanos. Una de las ventajas fue la hora del día en la que se originó, noche y la consiguiente la ausencia de embarcaciones en la zona (ver capítulo VII). El tsunami también generó destrucción en el bosque de la ladera desplazada y en los árboles de las costas del canal, entre otros efectos, tal como ocurrió en el año 1958 en bahía Lituya donde la ola originada se elevó 524 m (Tabla 24-VIII) causando la destrucción del bosque y erosión en las laderas (Fritz et al., 2009). Afortunadamente, estos eventos no provocaron víctimas ni grandes daños, a diferencia de otros casos de tsunamis provocados por deslizamientos en el mundo los cuales han inundado poblados y se han producido víctimas fatales (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000; Fine et al., 2005; Watt et al., 2009; Brothers et al., 2016; Wang et al., 2018, entre otros). Lamentablemente, la carencia de datos e información del momento del evento permitieron realizar una descripción, pero no un modelado numérico. Sin embargo, si el sitio tuviera una red activa de monitoreo estudios posteriores podrían abordar el análisis de las características y el comportamiento de la/s ola/s provocadas por un tsunami, por ejemplo, estimar el *run-up* y las direcciones en las que se desplazó el tsunami a través de modelados numéricos, entre otros.

### **8.1.3. Análisis de datos geospaciales y estadísticos a través del uso de sensores remotos**

Las Técnicas Estadísticas Multivariadas (TEM) implementadas permitieron la detección de las variables más significativas (Banda-Año) de las imágenes satelitales Landsat, que sirvieron como entrada para las Técnicas Estadísticas Bivariadas (TEB). Éstas proporcionaron información sobre los períodos en los que se produjeron cambios en la superficie en diferentes áreas, como sugirieron Shahabi y Hashim (2015) y Colkesen et al. (2016) en sus estudios. Considerando el procesamiento y el análisis estadístico de las imágenes del período 2001-2015, la distribución de los datos en las áreas de prueba ( $AP_n$ ) fue diferente durante momentos temporales de estabilidad o inestabilidad de las laderas. Cuando se produce movimiento, es decir cambios superficiales en la ladera, el coeficiente de correlación de Pearson (CCP) es débil y tiene una tendencia negativa.

El deslizamiento Agassiz, AP<sub>2</sub>, muestra correlaciones negativas (-0,41, -0,33) para el periodo 2013a-2013b, correspondiendo con el evento subaéreo ocurrido en febrero de 2013. El AP<sub>4</sub>, depósito Onelli, fue una consecuencia de este evento y generó un depósito de material transportado por el tsunami, se trasladó 15 km hacia el sur hasta llegar a bahía Onelli. Por esta razón, el AP<sub>4</sub> presenta un resultado positivo pero un valor de CCP menor (0,46-0,49) en comparación con el AP<sub>2</sub>, para el mismo periodo (2013a-2013b). El AP<sub>1</sub> muestra valores de CCP negativos y débiles (-0,12, 0,32) en los períodos 2001-2005 y 2005-2011, respectivamente (Fig. 27-29-V). Esto podría explicarse debido a la inestabilidad del área generada luego de la retracción frontal del glaciar Upsala (Moragues et al., 2018). Por el contrario, si es estable, la tendencia del CCP será más fuerte y positiva, como es el caso del AP<sub>5</sub> que es un afloramiento rocoso erosionado por el glaciar Upsala en el pasado. Esta zona muestra una correlación positiva y alta (0,96, 0,89) para todos los períodos analizados (Fig. 27-V).

La misma diferencia se observa en la Distribución Normal en la que las AP<sub>n</sub> que sufren inestabilidad muestran campanas gaussianas aplanadas, a diferencia de aquellas que representan estabilidad y se encuentran concentradas en los puntos más altos. Es el caso del AP<sub>1</sub> que muestra una campana plana para el periodo 2001-2005, donde la probabilidad se reduce y los datos se dispersan alrededor de la  $\bar{x}$ . A partir del año 2011 la zona se estabiliza, por ende la probabilidad aumenta (Fig. 30-V). Situación similar se presenta para el AP<sub>2,4</sub> en el período 2013a-2013b, se observa que las campanas tienden a aplanarse alrededor de la  $\bar{x}$  coincidiendo con la ocurrencia del evento Agassiz del año 2013. Lo contrario sucede con el AP<sub>5</sub> que muestra una pronunciada campana gaussiana y alta probabilidad en el período de estudio, lo que se traduce en estabilidad.

Según los resultados estadísticos las AP<sub>n</sub> analizadas sobre la ladera occidental del canal Upsala muestran movimientos superficiales en el periodo 2001-2015, y están relacionados con los factores condicionantes y desencadenantes y los procesos de inestabilidad comprobados *in situ*. El valle del canal Upsala, especialmente las laderas occidentales, poseen una importante acumulación de material proveniente de morrenas laterales depositadas durante el retiro del glaciar homónimo. Otro proceso interviniente es la contribución del drenaje de aguas subterráneas y superficiales que saturan a los materiales de la superficie (Moragues et al., 2019b). Este suministro de agua es generado por las precipitaciones pluviales y nivales, unos 800 mm anuales, concentradas durante el invierno (Bianchi y Cravero, 2010). Por otra parte, el origen de los lagos proglaciales en las zonas superiores de las laderas se relaciona con el

agua suministrada por la fusión de nieve durante el verano. Ésta se infiltra y percola por lo que genera escurrimientos de agua desde el sector superior hasta el lago; entonces, aumenta las condiciones de inestabilidad en el área, por ejemplo como la laguna proglacial Agassiz.

El empleo y combinación de los métodos Procesos de Jerarquía Analítica (PJA) y Combinación Lineal Ponderada (CLP) posibilitan relativizar las jerarquías de los factores condicionantes a la susceptibilidad de los procesos de inestabilidad de las laderas, a través de ponderaciones. La implementación de ambos métodos indicó que la mayor susceptibilidad que presenta la zona, grado alto (4), son las laderas que se encuentran al oeste del canal Upsala, las de los glaciares tributarios Bertacchi y Cono y las de los valles Moyano y Norte. Como resultado se puede destacar que la ladera ubicada al oeste del canal Upsala, entre el frente del glaciar Upsala y el valle de Las Vacas es la que mayor susceptibilidad presenta, alcanzando valores de hasta 4,68, es decir que están próximas a un grado 5 (muy alta) de susceptibilidad. Entonces, la inestabilidad de laderas de la región del canal Upsala es consecuencia de los cambios de masa de los glaciares y sus consecuentes retrocesos.

#### **8.1.4. La actividad turística y su vulnerabilidad**

Las zonas englazadas presentan un atractivo turístico singular debido a los paisajes reinantes como ser las grandes masas de hielo, los ambientes boscosos, ríos y lagos. Diversos sitios montañosos alrededor del mundo con estas características son explotados turísticamente (e.g. Aall y Høyer, 2005; Bürki et al., 2005; Fischer et al., 2011; Purdie, 2013). Los valles del Brazo Norte del lago Argentino representan un importante polo turístico en el PNLG, esta zona del lago Argentino es la más explotada por la actividad turística y genera el mayor ingreso económico para el parque. Esta situación no solo se ve en esta zona de Patagonia Austral si no que ocurre en otras partes del mundo, por ejemplo, en el Parque Nacional Westland en Nueva Zelanda con los glaciares Fox y Franz Josef, donde la industria turística es clave y a la vez presenta potenciales peligros asociados a procesos de inestabilidad (Espiner y Becken, 2014; Purdie et al., 2015).

Las amenazas naturales son particulares y específicas de cada sitio de interés, no todos los ambientes poseen las mismas características (Purdie et al., 2015). Si bien en el mundo existen ambientes glaciales similares; según Nyaupane y Chhetri (2009), cada zona de montaña es fisiográficamente distinta pero igualmente vulnerables a los procesos de inestabilidad como ser avalanchas, deslizamientos, flujos de escombros o crecidas de lagos glaciales. Las aguas del

Brazo Norte del lago Argentino son recorridas por embarcaciones con una gran cantidad de turistas con variedad etaria, para visitar sus paisajes naturales. Si bien el área es netamente natural, los turistas y personal del parque quedan expuestos y son vulnerables a la ocurrencia de eventos dependiendo de la hora del día y el sitio en el que se encuentran las embarcaciones. Cabe destacar, que muchos de las personas que visitan y trabajan en el área carecen de la experiencia o la familiaridad para reconocer los eventos de inestabilidad y sus posibles consecuencias (Murphy y Bayley, 1989; Espiner, 2001; Howard, 2008; Kuenzi y McNeely, 2008).

Según datos brindados por APN, desde el año 2011 el ingreso de visitantes al PNLG se ha incrementado, como ocurre en otras áreas del mundo donde los turistas prefieren realizar visitas en sitios naturales y áreas protegidas con características ambientales similares (Newsome et al., 2013). Cualquier cambio en la ocurrencia de eventos de inestabilidad en estos ambientes tiene implicancias en la industria del turismo (Purdie et al., 2015), además de las alteraciones que sufre el ambiente. Entonces, la zona del Brazo Norte y el canal Upsala, ante un evento de inestabilidad presentará vulnerabilidad económica (actividad turística), física (localización de las embarcaciones), y en adición la natural-ecológica (alteraciones del ambiente).

## **8.2. Conclusiones generales**

En la presente tesis se ha evaluado la peligrosidad que presenta el área del Brazo Norte del lago Argentino en la Patagonia Austral, asociada a los reajustes paraglaciales debido a los procesos de inestabilidad de las laderas. Una combinación de integración de técnicas de sensoramiento remoto y entornos de Sistemas de Información Geográfica (SIG) han sido implementados, y de esta manera, se ha logrado analizar la dinámica espacio-temporal de los glaciares y las laderas de los diversos valles que integran el área.

### **8.2.1. Sobre los procesos de inestabilidad en las laderas**

El área del Brazo Norte del lago Argentino presenta una combinación de procesos glaciares y paraglaciales que la convierten en un área dinámica con continuas transformaciones, siendo ambos procesos parte integral de la evolución natural del paisaje. Desde finales del siglo XX hasta la actualidad, las variaciones en las velocidades superficiales y las elevadas tasas de retracción frontal del glaciar Upsala lo convierten en uno de los glaciares con mayor dinámica en el CHPS. Al considerar la totalidad de la cuenca Upsala, incluyendo a los glaciares tributarios (Bertacchi, Cono, Murallón) que presentan un comportamiento similar al del cuerpo

principal, las velocidades superficiales se encuentran en un rango de  $0,22$  a  $2,93 \text{ md}^{-1} \pm 0,06 \text{ md}^{-1}$  para el periodo 2013; en el periodo 2014 los valores oscilan entre  $0,12$  a  $5,8 \pm 0,1 \text{ md}^{-1}$ . Los valores más bajos de velocidades se registran en las zonas cercanas a las márgenes laterales de los glaciares tanto del Upsala como de los tributarios, mientras que las máximas se observan en la parte media-frontal principalmente del glaciar Upsala y también del Bertacchi. El Upsala muestra una marcada aceleración de su flujo en el periodo marzo-abril de 2014 comparado con los meses de enero-marzo de 2013.

La dinámica que presentan estos glaciares de la cuenca Upsala, relacionada a la variación de velocidades superficiales y de retracción frontal, se encuentra vinculada directamente con la generación de los procesos de reajustes paraglaciales del material morrénico que tapizan las laderas de los valles. Estos reajustes no solo ocurren en las laderas de la cuenca Upsala sino también en los valles con glaciares de menor tamaño como son los valles Moyano y Norte, en el extremo noreste del área de interés.

La geomorfología paraglacial resulta de una combinación de parámetros morfométricos del terreno (factores condicionantes), como son elevaciones y pendientes pronunciadas, laderas expuestas a solana, curvaturas cóncavas de las laderas y rugosidad elevada del terreno. Además, se suma el material morrénico depositado por los cuerpos de hielo y la litología expuesta a los procesos de meteorización e influencia de la vegetación. Finalmente, los factores desencadenantes, entre ellos el aporte de agua subterránea y superficial por precipitaciones, deshielo y escurrimiento, aumentos estacionales de temperatura del aire y suelo, variación en el nivel del agua del lago, y la actividad sísmica local y regional contribuyen sustancialmente a la inestabilidad de las laderas. Es decir que la estabilidad se encuentra condicionada por la topografía y geometría de las laderas, hidrografía, hidrogeología, litología, actividad sísmica y clima, entre otros aspectos.

Por otro lado, la ocurrencia de los procesos paraglaciales se generó con diversas intensidades en los valles de la zona. Las laderas que presentan mayor cantidad de material morrénico, en este caso morrenas laterales depositadas por los grandes cuerpos de hielo, son las que exhiben mayor cantidad de geoformas paraglaciales producto de la actividad reciente. En el Brazo Norte del lago Argentino, la ladera occidental del canal Upsala, aquellas que se encuentran en contacto directo con los glaciares tributarios Bertacchi y Cono, y las de los valles Moyano y Norte son las más afectadas. También existen geoformas fósiles que denotan la dinámica paraglacial anterior con depósitos cuaternarios estabilizados, los cuales han formado taludes

continuos y fijados por una densa cobertura de vegetación (bosque de *Nothofagus*). La posición actual de las geoformas fósiles se encuentra alejada del actual frente del glaciar Upsala sobre la ladera occidental del canal y bahía Onelli. Además, los valles Moyano y Norte también presentan geoformas fósiles (conos de deyección y abanicos aluviales) pero por la retracción de glaciares de menor magnitud. Se infiere así la relación existente entre la posición del hielo en contacto con las laderas y los procesos de inestabilidad paraglacial antiguos (fósiles).

Las geoformas detectadas en los mapas de inventario, además de coincidir con las laderas que se encuentran afectadas por cambios y alteraciones superficiales durante los últimos veinte años, brindan conocimiento acerca de los grados de susceptibilidad a los que la zona está expuesta. De las 32 geoformas paraglaciales detectadas en el inventario, el 46,9% (15 eventos) corresponden con un alto y muy alto grado de susceptibilidad, el 31,2% (10 eventos) presentan grado moderado y el 21,9% (7 eventos) representa a laderas con bajo y muy bajo grado. Dentro de los registros, el deslizamiento subaéreo Agassiz localizado en la ladera occidental es un buen ejemplo de la peligrosidad de estos fenómenos naturales. El evento provocó un tsunami en las aguas del canal Upsala con consecuencias destructivas a más de 20 km de distancia. El análisis denota el área de influencia de estos eventos repentinos y las consecuencias que pudieran ocasionar aguas abajo. Entonces, la amenaza de inestabilidad se convierte en un peligro potencial para el área no sólo para las actividades turísticas, es decir para las embarcaciones en época estival con miles de visitantes en el área (vulnerabilidad), sino también para la conservación de las áreas protegidas. En síntesis, resulta indispensable la identificación de estas zonas para la toma de decisiones por parte de las autoridades, medidas de prevención y mitigación para así disminuir las pérdidas y consecuencias producidas por estos procesos naturales en el futuro.

### **8.2.2. Sobre las técnicas y su aplicación e integración en un SIG, mediante el uso de sensoramiento remoto**

En respuesta a la necesidad de obtener resultados sobre los movimientos y dinámica que se producen en las laderas, la combinación de técnicas basadas en sensoramiento remoto, procesamiento de imágenes, métodos estadísticos e integración de los resultados en ambientes SIG, han demostrado ser poderosas herramientas para resolver y precisar las interpretaciones glaciológicas y geomorfológicas de los procesos, y además, para confirmar la hipótesis planteada y establecer correctas interpretaciones.



La utilización y procesamiento de las imágenes satelitales ópticas de los sensores Landsat, ASTER y SPOT, y los MDE SRTM y ALOS PALSAR permitieron un estudio del área a mayor escala, que combinado con visitas *in situ* resultaron útiles y eficientes para la estimación, detección, interpretación y análisis, tanto de las velocidades superficiales de los glaciares, como del comportamiento dinámico de las laderas que están sujetas a procesos de inestabilidad. Las imágenes seleccionadas resultaron eficientes en términos de disponibilidad de información y procesamiento, esto puede considerarse como un insumo primario para la caracterización de las áreas afectadas por los fenómenos naturales.

La implementación de las imágenes ópticas ASTER junto a la técnica de correlación cruzada (COSI-Corr) resultó una combinación óptima para la detección y estimación de desplazamientos horizontales y de velocidades superficiales de los glaciares; ésta ofreció una metodología operativa de subpíxel para las mediciones del flujo de los cuerpos de hielo de la cuenca Upsala. La separación temporal entre las escenas consideradas fue crucial para el cálculo de velocidades superficiales de estos glaciares de flujo rápido. Cabe destacar, que las imágenes seleccionadas son de buena calidad, no contienen nieve estacional significativa y se encuentran desprovistas de nubes en su mayoría, condición difícil en el CHPS por la gran cantidad de días en el año con cobertura nubosa.

La utilización de la técnica de fotointerpretación, imágenes Landsat, uso de MDEs y funcionalidades del SIG, potenció el análisis de la geomorfología paraglacial, los parámetros geomorfométricos y los factores involucrados en los procesos de inestabilidad de las laderas. La correlación de los datos geoespaciales obtenidos con las imágenes satelitales Landsat permitió detectar a partir de un amplio registro multitemporal y espacial, cambios en la superficie de las laderas, brindando así un análisis del fenómeno de manera dinámica. La implementación de técnicas estadísticas, multivariadas (TEM) y bivariadas (TEB), junto al procesamiento y obtención de datos de las imágenes demostraron ser herramientas precisas para detectar cambios temporales de movimiento en las laderas. Además, las imágenes Landsat permitieron analizar estos cambios superficiales en un amplio periodo de años (2001-2015), ya que el sensor abarca un extenso periodo temporal de imágenes adquiridas. En estos años analizados fue posible probar los años en que las áreas de testeo sufrieron eventos puntuales de inestabilidad o se mantuvieron estables. El uso de las imágenes SPOT, junto al MDE ALOS PALSAR, posibilitaron la identificación de los seis factores que condicionan la estabilidad de las laderas en el área. Estos factores lograron brindar la información necesaria para el empleo

de los métodos de ponderación de pesos (PJA y CLP), favoreciendo así la zonificación de la susceptibilidad del área a estas amenazas naturales.

Si bien se realizaron salidas a terreno para validar lo detectado en las imágenes y los MDE, las técnicas y los datos geospaciales utilizados permitieron obtener óptimos resultados de estimación de áreas con peligrosidad por procesos de inestabilidad de las laderas de forma indirecta. Es decir, sin la necesidad de utilizar métodos directos como la aplicación de instrumentos *in situ*, que presenta una gran ventaja técnica y económica en zonas de restringido o difícil acceso, como es el área del Brazo Norte donde solo es posible a través de embarcaciones. Finalmente, los resultados obtenidos luego de aplicar las diversas técnicas utilizadas se integraron y compatibilizaron con facilidad en un SIG (QGIS), esto constituyó una gran ventaja frente a otros tipos de resultados que deben ser digitalizados de forma manual u obtenidos en campo, facilitando así su estudio.

En síntesis, la elaboración de la tesis aporta nuevas y relevantes contribuciones al conocimiento y entendimiento de los procesos paraglaciales dinámicos que acaecen en las laderas del canal Upsala y los valles circundantes. El estudio contribuye al entendimiento de la morfodinámica de las laderas en un ambiente paraglacial "recientemente" abandonado por los glaciares y la peligrosidad consecuente que generan estos eventos. Además, resulta importante realizar aportes de nuevos conocimientos en el área respecto a la dinámica de las laderas para mejorar el entendimiento de los factores incidentes que servirá de base para abordar futuros estudios de vulnerabilidad y riesgo. De esta manera, se pueden desarrollar planes de ordenamiento territorial para la reducción, prevención y/o mitigación de los riesgos asociados a estos eventos en el Brazo Norte del lago Argentino.

# **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

## Referencias bibliográficas

- Aall, C., Høyer, K.G. (2005). Tourism and climate change adaptation: The Norwegian case. In: Hall M, Higham J, eds. *Tourism, Recreation and Climate Change*. Channel View Publications, Clevedon: 209-21.
- Abascal, L.D.V., 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.
- Abele, G. (1974). *Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25, Munich.
- Adaros, R. (2003). Sismicidad y Tectónica del extremo sur de Chile. Memoria de Magister, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Univ. de Chile. 1-82.
- Ahmed, B. (2015). Landslide susceptibility mapping using multi-criteria evaluation techniques in Chittagong Metropolitan Area, Bangladesh. *Landslides* 12(6): 1077-1095.
- Allen, S.K., Rastner, P., Arora, M., Huggel, C., Stoffel, M. (2016). Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition. *Landslides* 13 (6): 1479-1491.
- Anliot, S.F. (1965). Observations of vegetation in the vicinity of two glacial piedmont lakes, southern Patagonia. Institute of Polar Studies, Ohio State Research Foundation, Report 13: 1-14.
- Aniya, M. (2013). Holocene glaciations of Hielo Patagonico (Patagonia Icefield), South America: A brief review. *Geochemical Journal* (47): 97-105.
- Aniya, M., Enomoto, H., Aoki, T., Matsumoto, T., Skvarca, P., Barcaza, G., Suzuki R, Sawagaki T., Sato, N., Isenko, E., Iwasaki, S., Sala, H., Fukuda, A., Satow, K., Naruse, R. (2007). Glaciological and geomorphological studies at Glaciar Exploradores, Hielo Patagonico Norte, and Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagonico Sur, South America, during, 2003-2005 (GRPP03-05). *Bulletin of Glaciological Research* 24: 95-107.
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., Casassa, G. (1997). Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 29(1): 1-12.
- Aniya, M., Skvarca, P. (1992). Characteristic and variations of Upsala and Moreno glaciers, Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 10: 39-54.
- Arendt, A.A. and 77 others. (2012). Randolph Glacier Inventory [v2.0]: A Dataset of Global Glacier Outlines. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, CO <http://www.glims.org/RGI/randolph.html>
- Aristizábal, E., Yokota, S. (2006). Geomorfología aplicada a la ocurrencia de deslizamientos en el Valle de Aburrá. *Dyna* 73 (149).
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P. C., Savoye, B., Bourillet, J.F. (2000). Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure and Applied Geophysics* 157(10): 1707-1727.

- ASTER (2015). Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Level 1 Precision Terrain Corrected Registered At-Sensor Radiance Product (AST\_L1T). AST\_L1T Product User's Guide. Version 1.0. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Sitio oficial: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/>
- Atkinson, P.M., Massari, R. (1998). Generalized linear modeling of susceptibility to landsliding in the central Apennines, Italy. *Computers and Geosciences* 24: 373-385.
- Ayalew, L., Yamagishi, H., Marui, H., Kanno, T. (2005). Landslides in Sado Island of Japan: Part II. GIS-based susceptibility mapping with comparisons of results from two methods and verifications. *Engineering Geology* 81: 432-445.
- Ayalew, L., Yamagishi, H., Ugawa, N. (2004). Landslide susceptibility mapping using GIS-based weighted linear combination, the case in Tsugawa area of Agano River, Niigata prefecture, Japan. *Landslides* 1: 73-81.
- Ayoub, F., Leprince, S., Avouac, J.P. (2015). User's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. California Institute of Technology 1200 East California Blvd, Pasadena, CA 91125, USA: 1-48.
- Ayoub, F., Leprince, S., Avovac, J.P. (2009). Co-registration and correlation of aerial photographs for ground deformation measurements. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64: 551-560.
- Badino, G., Romeo, A. (2005). Crio-Karst in the Hielo Continental Sur. *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions* (Mavlyudov, B.R.; editor). Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow: 13-18.
- Baeza, C., Corominas, J. (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landform* 26: 1251-1263.
- Bai, S.B., Wang, J., Lü, G.N., Zhou, P.G., Hou, S.S., Xu, S.N. (2009). GIS-based and datadriven bivariate landslide-susceptibility mapping in the Three Gorges area, China. *Pedosphere* 19(1): 14-20.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., Benn, D.I. (1994). Paraglacial Slope Adjustment and Resedlmenfation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway, *Arctic and Alpine Research* 26(3): 255-269.
- Balzarini, M., Bruno, C., Córdoba, M., Teich, I. (2015). *Herramientas en el Análisis Estadístico Multivariado*. Escuela Virtual Internacional (CAVILA). Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba, Argentina. (ISBN 978-987-591-648-7).
- Barlow, J., Martin, Y., Franklin, S. (2009). Evaluating debris slide occurrence using digital data: paraglacial activity in Chilliwack Valley, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46(3): 181-191.

## *Referencias bibliográficas*

- Barlow, J., Franklin, S., Martin, Y. (2006). High spatial resolution satellite imagery, DEM derivatives, and image segmentation for the detection of mass wasting processes. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72: 687-692.
- Barredo, J.I., Benavides, A., Hervás, J., van Westen, C.J. (2000). Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 2(1): 9–23.
- Basu, T., Pal, S. (2017). Exploring landslide susceptible zones by analytic hierarchy process (AHP) for the Gish River Basin, West Bengal, India. *Spatial Information Research* 25(5): 665-675.
- Beigt, D., Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E. A., Toyos, G. (2019). Remobilized Cordón Caulle 2011 tephra deposits in north-Patagonian watersheds: Resedimentation at deltaic environments and its implications. *Geomorphology* 34: 140-152.
- Beigt, D., Villarosa, G., Gómez, E. A., Manzoni, C. (2016). Subaqueous landslides at the distal basin of Lago Nahuel Huapi (Argentina): Towards a tsunami hazard evaluation in Northern Patagonian lakes. *Geomorphology* 268: 197-206.
- Beigt, D., Villarosa, G., Gómez, E. (2014). Análisis de deslizamientos subacuáticos en deltas lacustres (lago Nahuel Huapi, Argentina) a partir de batimetrías de alta resolución. *Cuadernos de investigación geográfica* (40): 247-260.
- Berndt, C., Brune, S., Nisbet, E., Zschau, J., Sobolev, S.V. (2009). Tsunami modeling of a submarine landslide in the Fram Strait. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q04009.
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K.L., Rémy, F., Legrésy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment* 95(1): 14-28.
- Bianchi, A.R., Cravero, S.A. (2010). Atlas climático digital de la República Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Centro Regional Salta-Jujuy. Estación Experimental Agropecuaria Salta. Programa Nacional Ecorregiones. Proyectos INTA Pneco 1301: 33-34.
- Blodgett, T.A. (1998). Erosion Rate on the NE Escarpment of the Eastern Cordillera, Bolivia Derived from Aerial Photographs and Thematic Mapper Images. Cornell University. Ph. D, Thesis.
- Bodenbender, G. (1894). El terremoto argentino. Del 27 de octubre de 1894. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, Tomo XIV: 293-329.
- Bojinski, S., Verstraete, M., Peterson, T. C., Richter, C., Simmons, A., Zemp, M. (2014). The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95(9): 1431-1443.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M. (2012). The state and fate of Himalayan glaciers. *Science* 336 (6079): 310-314.

## *Referencias bibliográficas*

- Borghuis, A.M., Chang, K., Lee, H.Y. (2007). Comparison between automated and manual mapping of typhoon-triggered landslides from SPOT-5 imagery. *International Journal of Remote Sensing* 28: 1843-1856.
- Bourgeois, J. (2009). Geologic effects and records of tsunamis. *The Sea* 15: 53-91.
- Bovis, M.J., Stewart, T.W. (1998). Long-term deformation of a glacially undercut rock slope, southwest British Columbia. In: D.P. Moore and O. Hungr (Editors), Eighth International Congress, International Association for Engineering Geology and the Environment. A. A. Balkema, Vancouver, Canada.
- Boyes, M., Thompson, S., Grant, B., Newby, J. (1995). Risk and responsibility. Unpublished report prepared for the Department of Conservation, Department of leisure Studies, University of Waikato, New Zealand.
- Brenning, A. (2005). Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Science* 5(6): 853-862.
- Brothers, D.S., Haeussler, P.J., Liberty, L., Finlayson, D., Geist, E., Labay, K., Byerly, M. (2016). A submarine landslide source for the devastating 1964 Chenega tsunami, southern Alaska. *Earth and Planetary Science Letters* 438: 112-121.
- Brunsdon, D. (1984). Mudslides. En: Brunsdon, D., Prior, D.D, ed., *Slope instability*: New York, John Willey & Sons: 363-418.
- Brunsdon, D. (1979). Mass movements. In Embleton, C.E., Thornes, J.B. (eds.), *Progress in Geomorphology*, Arnold: 130.186.
- Brabb E, Pampeyan H, Bonilla MG (1972) Landslide susceptibility in San Mateo County, California. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF360, scale 1:62,500.
- Bürki, R., Elsasser, H., Abegg, B., Koenig, U. (2005). Climate change and tourism in the Swiss Alps. In: Hall M, Higham J, eds. *Tourism, Recreation and Climate Change*. Channel View Publications, Clevedon: 155–63.
- Cabrera, A.L. (1976). Regiones fitogeográficas argentinas. En: *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. 2ª Ed., 2(1): 1-85, Acme, Buenos Aires.
- Caldenius, C.C. (1932). Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección General de Minas y Geología, Publicación 95, Buenos Aires.
- Canuti, P., Casagli, N., Ermini, L., Fanti, R., Farina, P. (2004). Landslide activity as a geoinicator in Italy: significance and new perspectives from remote sensing, *Environmental Geology* 45: 907-919.
- Cardona, O.D. (1993). Evaluación de la Amenaza, la Vulnerabilidad y el Riesgo, en *Los Desastres No son Naturales*, A. Maskrey (Compilador), LA RED, Tercer Mundo Editores, Bogotá.



## *Referencias bibliográficas*

- Carignano, C.A., Cioccale, M.A., Martino, R.D. (2013). El megadeslizamiento del cerro Uritorco, ladera occidental de las Sierras Chicas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(1): 21-32.
- Carrasco, J., Casassa, G., Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonian Ice Fields. In: Casassa, G., Sepúlveda, F., Sinclair, R. (Eds.), *The Patagonian Ice Fields, a Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York: 29-41.
- Casagli, N., Fanti, R., Nocentini, M., Righini, G. (2005). Assessing the capabilities of VHR satellite data for debris flow mapping in the Machu Picchu area, in: *Landslides, risk analysis and sustainable disaster management*, edited by: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G., *Proceeding of the First General Assembly of the International Consortium on Landslides*.
- Cave, J.A.S., Ballantyne, C.K. (2016). Catastrophic Rock-Slope Failures in NW Scotland: Quantitative Analysis and Implications. *Scottish Geographical Journal* 132(3-4): 185-209.
- CENEPRED (Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres). (2015). Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres. En: [http://cenepred.gob.pe/escenarios-de-riesgos/CENEPRED 2015](http://cenepred.gob.pe/escenarios-de-riesgos/CENEPRED%202015)
- Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignié, E., Crivelli, E. (2006). Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quaternary International* 158(1): 58-71.
- Chávez, P.S. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing Environmental* 24: 459-479.
- Chávez, P. (1982). Statistical method for selecting landsat MSS ratios. *Journal of applied photographic engineering* 8 (1): 23-30.
- Chen, W., Pourghasemi, H.R., Naghibi, S.A. (2017). Prioritization of landslide conditioning factors and its spatial modeling in Shangnan County, China using GIS-based data mining algorithms. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*: 1-19.
- Church, M., Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin Geological Society of America* 83: 3059-3072.
- Chuvieco, E. (2010). *Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio*. Revisada, Barcelona. Editorial Ariel: 259-271.
- Clarke, B., Burbank, D. (2010). Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 577-586.
- Coleman, A. (1949). *Mi Vida de Ferroviario Inglés en la Argentina 1887-1948*. Ed. Part., 701 p., Bahía Blanca. Pampeanas. In González M. and Bejerman, N.J. (eds.). *Peligrosidad geológica en Argentina*. ASAGAI, Buenos Aires. Volumen especial 4: 408-410.

## *Referencias bibliográficas*

- Colkesen, I., Sahin, E.K., Kavzoglu, T. (2016). Susceptibility mapping of shallow landslides using kernel-based Gaussian process, support vector machines and logistic regression. *Journal of African Earth Sciences* 118, 53–64.
- Corominas, J., Van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J.P., Fotopoulou S., Catani F., Van Den Eeckhaut, M., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M.G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J., Smith, J.T., Pitilakis, K. (2014). Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 73 (2): 209-263.
- Corominas, J. (2005). 12. Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático. B. riesgo de inestabilidad de laderas. *Impactos del cambio climático en España*: 549- 579.
- Corominas, J., Copons, R., Villaplana, J.M., Altimir, J., Amigó, J. (2003). Integrated Landslide Susceptibility Analysis and Hazard Assessment in the Principality of Andorra. *Natural Hazards* 30: 421-435.
- Corominas Dulcet, J., Garcia Yague A. (1997). Terminología de los movimientos de laderas, en *Memorias, IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Granada, España: 1051-1072.
- Crozier, M.J., Glade, T. (1999). Frequency and magnitude of landsliding: Fundamental research issues. *En Memorias, International Conference on Geomorphology, Bologna*, 141–155.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. In: A.K. Turner, R.L. Schuster (Eds.), *Landslides investigation and mitigation*. Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247, Washington, DC, Chapter 3: 36-75.
- Cruden, D.M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 43(1): 27-29.
- Cubito, A., Ferrara, V., Pappalardo, G. (2005). Landslide hazard in the Nebrodi Mountains (Northeastern Sicily). *Geomorphology* 66, 359-372.
- Curry, A.M., Cleasby, V., Zukowskyj, P. (2006). Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21 (3): 211-225.
- Curry, A.M. (2000). Observations on the distribution of paraglacial reworking of glacial drift in western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 54: 139-147.
- Dai, F.C., Lee, C.F. (2002). Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42: 213-228.
- De Angelis, H. (2014), Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: The case of the Southern Patagonia Icefield, *Journal of Glaciology* 60(219): 14-28.
- Debella-Gilo, M., Kaab, A. (2011). Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation, *Remote Sensing Environmental* 115, 130-142.

## *Referencias bibliográficas*

- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., Varel, E. (2007). Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178: 89-100.
- Devlin, P.J. (1995). Outdoor recreation in New Zealand: Some introductory thoughts and beliefs. In: Devlin, P.J., Corbett, R., Peebles, C., eds.
- Dimitri, M.J. (1972). La región de los bosques Andino-Patagónicos. INTA. Colección Científica X: 381. Buenos Aires.
- Ding, Y., Liu, S., Li, J., Shangguan, D. (2006). The retreat of glaciers in response to recent climate warming in western China. *Annals of Glaciology* 43 (1): 97-105.
- Eastman, J.R., Jin, W., Kyem, P.A.K., Toledano, J. (1995). Raster procedures for multi-criteria/multi-objective decisions. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 61: 539-547.
- Ebdon, D., Muntaner, M. (1982). Estadística para geógrafos. *Oikos-tau*: 24-48.
- Echeverria, M.E., Sottile, G.D., Mancini, M.V. (2014). Nothofagus forest dynamics and palaeoenvironmental variations during the mid and late Holocene, in southwest Patagonia. *The Holocene* 24: 957-969.
- Espiner, S., Becken, S. (2014). Tourist towns on the edge: Conceptualising vulnerability and resilience in a protected area tourism system. *Journal of Sustainable Tourism* 22: 646–65.
- Espiner, S.R. (2001). The phenomenon of risk and its management in natural resource recreation and tourism settings: A case study of Fox and Franz Josef Glacier, Westland National Park, New Zealand. PhD thesis, Lincoln University, New Zealand.
- Estrada, M., Kohiyama, M. (2001). In: Detection of Damage Due to the 2001, El Salvador Earthquake Using Landsat Images. *Proceedings of 22<sup>nd</sup> Asian Conference on Remote Sensing*, Singapore: 6.
- Ercanoglu, M., Gokceoglu, C. (2002). Assessment of landslide susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. *Environmental geology* 41(6): 720-730.
- Evans, S.G., Hungr, O. (1993). The analysis of rock fall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal* 30: 620–636.
- Falconí, E.J., Azáldegui Moscol, A., Otoya Ramírez, H. (2016). Vulnerabilidad y resiliencia socioeconómica ante los desastres naturales en el distrito de Sayán. Informe final 2016. Instituto de Investigación, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad Nacional Federico Villarreal: 1-36.
- Fanetti, D., Anselmetti, F. S., Chapron, E., Sturm, M., Vezzoli, L. (2008). Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259(2-3): 323-340.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... & Seal, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics* 45(2).

## Referencias bibliográficas

- Feizizadeh, B., Blaschke, T. (2013.) GIS-multicriteria decision analysis for landslide susceptibility mapping: comparing three methods for the Urmia lake basin, Iran. *Natural hazards* 65(3): 2105-2128.
- Felícísimo, A.M. (1994). Modelos digitales del terreno: Introducción y aplicación en las ciencias ambientales. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli>
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savage, W.Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology* 102(3-4): 85-98.
- Fernandes, N.F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A.T., Vieira, B.C., Montgomery, D.R., Greenberg, H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena* 55: 163-181.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., and Rucci, A. (2011). A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49: 3460-3470.
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F. (2001). Permanent Scatterers in SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39: 8-20.
- Feruglio, E. (1949-1950). Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Feruglio, E. (1944). Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias. Córdoba* 37(1): 3-255.
- Feruglio, E. (1938). El Cretácico superior del lago San Marín y de las regiones adyacentes. *Physis* 12: 292-342.
- Feruglio, E. (1936-1937). Paleotographia Patagónica. *Memoria del Instituto Geológico de Padova* 11:1-384.
- Feuillet, T., Coquin, J., Mercier, D., Cossart, E., Decaulne, A., Jónsson, H.P., Sæmundsson, Þ. (2014). Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: Do paraglacial factors vary over space?. *Progress in Physical Geography* 38(3): 354- 377.
- Fine, I.V., Rabinovich, A.B., Bornhold, B.D., Thomson, R.E., Kulikov, E.A. (2005). The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 215(1-2): 45-57.
- Fischer, A., Olefs, M., Abermann, J. (2011). Glaciers, snow and ski tourism in Austria's changing climate. *Annals of Glaciology* 52: 89-96.
- Fitzsimons, S.J. (1996). Paraglacial redistribution of glacial sediments in the Vestfold Hills, East Antarctica. *Geomorphology* 15: 93-108.
- Florenzano, T.G. (1993). Unidades geomorfológicas da região sudeste (SP) identificadas por imagens de satélite. Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo (Thesis).

## Referencias bibliográficas

- Floricioiu, D., Eineder, M., Rott, H., Yague-Martínez, N., Nagler, T. (2009). Surface velocity and variations of outlet glaciers of the Patagonia Icefields by means of Terra SAR-X. In Proceedings of International Geoscience and Remote Sensing Symposium: 1028-1031. Cape Town, South Africa.
- Floricioiu, D., Eineder, M., Rott, H., Nagler, T. (2008). Velocities of major outlet glaciers of the Patagonia icefield observed by Terra SAR-X. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS): 347-350. Boston.
- Forbes, D. (1861). Informe sobre el terremoto de Mendoza. Report to the National Government, on file in government archives, Mendoza.
- Foresta, L., Gourmelen, N., Weissgerber, F., Nienow, P., Williams, J. J., Shepherd, A., ... & Plummer, S. (2018). Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry. *Remote sensing of environment* 211: 441-455.
- Fowler, M.J.F. (2013). Declassified Intelligence Satellite Photographs. *In Archaeology from historical aerial and satellite archives* (Hanson, W.S.; Oltean, I.A.; editors). Springer Science, Business Media: 47-66. Berlin.
- Franklin, S.E., Peddle, D.R. (1987). Texture analysis of digital image data using spatial concurrence. *Computers & Geosciences* 13 (3): 293-311.
- Fritz, H.M., Mohammed, F., Yoo, J. (2009). Lituya Bay landslide impact generated mega-tsunami 50 th Anniversary. In *Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami*. Birkhäuser Basel. *Pure applied geophysics* 166: 153-175.
- Gabriel, K.R., Odoroff, C.I. (1990). Biplots in biomedical research. *Statistics in Medicine* 9: 469-485.
- Gariano, S.L., Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews* 162: 227-252.
- Garreaud, R.D., Nicora, M.G., Bürgesser, R.E., Ávila, E.E. (2014). Lightning in Western Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119: 1-15.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate* 1: 215-230.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J. (2009). Presentday South American climate. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology* 281: 180-195.
- Ghiglione, M. C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E. O., Pizzio, M. F., & Reinoso, R. M. (2009). Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1): 215-226.
- Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F.S. (2007). The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137-154.
- Giuseppe, F., Simoni, S., Godt, J.W., Lu, N., Rigon, R. (2016). Geomorphological control on variably saturated hillslope hydrology and slope instability. *Water Resources Research* 52: 4590-4607.

- Glasser, N.F., Harrison, S., Jansson, K., Anderson, K., Cowley, A. (2011). Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience* 4, 303-307.
- Glasser, N.F., Ghiglione, M.C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology* 105(3): 291-302.
- Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews* 27: 365-390.
- Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Rivera, A. (2005). Geomorphological evidence for variations of the North Patagonian Icefield during the Holocene. *Geomorphology* 71 (3): 263-277.
- Gleitsmann, L., Kappas, M. (2006). Glacier monitoring survey flights below clouds in Alaska: oblique aerial photography utilizing digital multiple image photogrammetry to cope with adverse weather. *EAR Sele Proceedings* 5(1): 42-50.
- Glicken, H., Meyer, W., Sabol, M. (1989). Geology and groundwater hydrology of Spirit Lake blockage, Mount St. Helens, Washington, with implications for lake retention. *US Geophysical Surveys Bull.*: 33.
- Gómez, A., Palacios, D., Luengo, E., Tanarro, L. M., Schulte, L., Ramos, M. (2003). Talus instability in a recent deglaciation area and its relationship to buried ice and snow cover evolution (Picacho del Veleta, Sierra Nevada, Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 85(2): 165-182.
- González Díaz, E.F. (2010). Síntesis histórica del estudio del proceso de la remoción en masa en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 688-690.
- Gorsevski, P.V., Jankowski, P., Gessler, P.E. (2006a). An heuristic approach for mapping landslide hazard by integrating fuzzy logic with analytic hierarchy process. *Control and Cybernetics* 35(1): 121–146.
- Gorsevski, P.V., Gessler, P.E., Boll, J., Elliot, W.J., Foltz, R.B. (2006b). Spatially and temporally distributed modeling of landslide susceptibility. *Geomorphology* 80(3-4): 178-198.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M. (2006). Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81(1-2): 166-184.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: an aid to a sustainable development. *Geomorphology* 31: 181–216.
- Haerberli, W. (2005). Mountain glaciers in global climate-related observing systems. In *Global Change and Mountain Regions*. Springer, Dordrecht: 169-175.
- Haerberli, W., Käab, A., Hoelzle, M., Boesch, H., Funk, M., Vonder Muehll, D., Keller, F. (1999). *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge*. Final Report NFP 31, v/d/f Hochschulverlag ETH Zurich.

## *Referencias bibliográficas*

- Hantson, S., Chuvieco, E. (2011). Evaluation of different topographic correction methods for Landsat imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 13: 691-700.
- Harbor, J.M. (1992). Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geological Society of America Bulletin* 104(10): 1364-1375.
- Haritashya, U., Kargel, J., Shugar, D., Leonard, G., Strattman, K., Watson, C., Shean, D., Harrison, S., Mandli, K., Regmi, D. (2018). Evolution and controls of large glacial lakes in the Nepal Himalaya. *Remote Sensing* 10(5): 798.
- Harrington, H. (1944). El sismo de San Juan del 15 de enero de 1944. *Corporación para la Promoción del Intercambio S.A.*: 79.
- Harrison, S., Glasser, N., Winchester, V., Haresign, E., Warren, C., Jansson, K. (2006). A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene* 16(4): 611-620.
- Harrison, S., Winchester, V. (1997). Age and nature of paraglacial debris cones along the margins of the San Rafael Glacier, Chilean Patagonia. *The Holocene* 7(4): 481-487.
- Hartemink, A.E., McBratney, A.B. (2009). *Geomorphometry. Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science, 33. Series Editors. A.E. Edited by Tomislav Hengl & Hannes I. Reuter.*
- Hartono, R. (2017). Landsat 7 imagery interpretation for mapping potential hazard of landslide in Batu City Area of East Java Province, Indonesia. In: *Advances in Social Science, Education and Humanities Research. 1st International Conference on Geography and Education (ICGE 2016)* 79: 24-27.
- Hasekiogullari, G.D., Ercanoglu., M. (2012). A new approach to use AHP in landslide susceptibility mapping: a case study at Yenice (Karabuk, NW Turkey). *Natural Hazards* 63(2): 1157–1179.
- Hauman, L. (1926). Étude Phytogéographique de la Patagonie. *Bulletin de la Société Royale de Botanique de Belgique* 58(2): 105-179.
- Haeussler, P.J., Gulick, S.P., McCall, N., Walton, M., Reece, R., Larsen, C., ... Labay, K. (2018). Submarine Deposition of a Subaerial Landslide in Taan Fiord, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123(10): 2443-2463.
- Hansen, L., Waldmann, N., Storms, J.E.A., Eilertsen, R.S., Ariztegui, D., Chapron, E., Nesje, A. (2016). Morphological signatures of mass wasting and delta processes in a fjord-lake system: insights from Lovatnet, western Norway. *Nor. J. Geol.* 96 (3): 9–29.
- Heid, T. (2011). Deriving glacier surface velocities from repeat optical images. Doctoral dissertation. Ph. D. Thesis (Unpublished), University of Oslo: 120.
- Heid, T., Käab, A. (2011). Evaluation of different existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite images. *Remote Sensing of Environment* 18: 339-355.



- Herman, F., Anderson, B., Leprince, S. (2011). Mountain glacier velocity variation during a retreat/advance cycle quantified using sub-pixel analysis of ASTER images. *Journal of Glaciology* 57(202): 197-207.
- Hervás, J., Barredo, J.I., Rosin, P.L., Pasuto, A., Mantovani, F., Silvano, S. (2003). Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. *Geomorphology* 54(1-2): 63-75.
- Hewitt, K. (2009). Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments Karakoram Himalaya Asia. *Geomorphology* 103, 66-79.
- Hewitt, K., Clague, J.J., Orwin, J.F. (2008). Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews* 87, 1-38.
- Higman, B., Shugar, D. H., Stark, C. P., Ekström, G., Koppes, M. N., Lynett, P., Mattox, A. (2018). The 2015 landslide and tsunami in Taan Fiord, Alaska. *Scientific reports* 8(1): 12993.
- Hoek, E., Bray, J.W. (1981). *Rock slopes engineering*. Institution of Mining and Metallurgy: 358.
- Hollingsworth, J., Leprince, S., Ayoub, F., Avouac, J.P. (2012). Deformation during the 1975-1984 Krafla rifting crisis, NE Iceland, measured from historical optical imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117(B11): B11407.
- Holm, K., Bovis, M., Jakob, M. (2004). The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology* 57: 201-216.
- Hong, H., Chen, W., Xu, C., Youssef, A. M., Pradhan, B., Tien Bui, D. (2017). Rainfall-induced landslide susceptibility assessment at the Chongren area (China) using frequency ratio, certainty factor, and index of entropy. *Geocarto international* 32(2): 139-154.
- Hong, Y., Adler, R., Huffman, G. (2007). Use of satellite remote sensing data in the mapping of global landslide susceptibility, *Natural Hazards* 43: 23-44.
- Howard, R. (2008). Risky business? Asking tourists what hazards they actually encountered in Thailand. *Tourism Management* 30: 359-65.
- Howat, I.M., Joughin, I., Scambos, T.A. (2007). Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science* 315(5818): 1559-1561.
- Huang, F.M., Huang, J.S., Jiang, S.H., Zhou, C.B. (2017). Landslide displacement prediction based on multivariate chaotic model and extreme learning machine. *Engineering Geology* 218: 173-186.
- Huang, C., Goward, S.N., Masek, J.G., Thomas, N., Zhu, Z., Vogelmann, J.E. (2010). An automated approach for reconstructing recent forest disturbance history using dense Landsat time series stacks. *Remote Sensing Environmental* 114: 183-198.
- Hung, L.Q., Van, N.T., Van Son, P., Khanh, N.H., Binh, L.T. (2016). Landslide susceptibility mapping by combining the analytical hierarchy process and weighted linear combination methods: a case study in the upper Lo River catchment (Vietnam). *Landslides* 13(5): 1285-1301.

- Hungr, O. (2005). Classification and terminology. En Jakob, M., y Hungr, O., ed., Debris flow hazard and related phenomena. Chichester, Springer-Praxis: 9-23.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., Hutchinson, J.N. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* 7: 22–238.
- Hutchinson, J.N. (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. En *Memorias, 5th International Conference on Landslides, Lausanne*: 3–35.
- Hutchinson, J.N. (1970). A coastal mudflow on the London clay cliffs at Beltingue, North Kent. *Geotechnique* 20: 412–438.
- Hutchinson, J.N. (1968). Mass Movement. *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold New York: 688-695.
- IAEG, Commission on Landslides. 1990. Suggested nomenclature for landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, (41): 13-16.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007). *Intergovernmental Panel on Climate Change. 26<sup>th</sup> Session of the IPCC, Bangkok, Thailand.*
- Iturraspe, R.J., Strelin, J.A. (2002). Dinámica de procesos y geoformas vinculadas al retroceso del glaciar O'Higgins-Campo de Hielo Patagónico Sur, Chile. *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales (Chile)* 30: 13–24.
- Iturrizaga, L. (2008). Paraglacial landform assemblages in the Hindukush and Karakoram Mountains. *Geomorphology* 95 (1-2): 27-47.
- Jaber, A.W (2016). Derivation of Mass Balance and Surface Velocity of Glaciers by Means of High Resolution Synthetic Aperture Radar: Application to the Patagonian Icefields and Antarctica; DLR-Forschungsbericht; ISBN 1434–8454. Available online: [http://elib.dlr.de/109075/1/Thesis\\_AbdelJaber\\_final.pdf](http://elib.dlr.de/109075/1/Thesis_AbdelJaber_final.pdf) (accessed on 4 August 2018).
- Jankowski, P., Richard, L. (1994). Integration of GIS-Based Suitability Analysis and Multicriteria Evaluation in a Spatial Decision Support System for Route Selection. *Environmental and Planning B: Planning and Design* 21(3): 323–340.
- Jarman, D. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterization, causes and spatial distribution. *Engineering Geology* 83: 161-182.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. (2012). Extraordinary Distance Limits of Landslides Triggered by the 2011 Mineral, Virginia, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102(6): 2368-2377.
- Johnson, B.G., Thackray, G.D., Van Kirk, R. (2007). The effect of topography, latitude, and lithology on rock glacier distribution in the Lemhi Range, central Idaho, USA. *Geomorphology* 91(1-2): 38-50.
- Jolliffe, I.T. (2002). *Principal Component Analysis*, 2nd edn. Springer, New York.

## *Referencias bibliográficas*

- Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57: 39-52.
- Kanungo, D., Arora, M., Sarkar, S., Gupta, R. (2009). Landslide susceptibility zonation (LSZ) mapping-a review. *Journal of South Asia Disaster Studies* 2: 81-105.
- Kawabata, D., Bandibas, J. (2009). Landslide susceptibility mapping using geological data, a DEM from ASTER images and an Artificial Neural Network (ANN). *Geomorphology* 113(1-2): 97-109.
- Kayastha, P., Dhital, M.R., De Smedt, F. (2013). Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping: A case study from the Tinau watershed, west Nepal. *Computers & Geosciences* 52: 398-408.
- Kayastha, P., Dhital, M.R., De Smedt, F. (2012). Landslide susceptibility mapping using the weight of evidence method in the Tinau watershed, Nepal. *Natural Hazards* 63 (2): 479-498.
- Keefer, D.K. (1999). Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Research* 69(1): 84-104.
- Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95(4): 406-421.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Proske, H., Strasser, V. (2010). Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling. *Austria Geomorphology* 120: 65-76.
- Kennedy, R.E., Cohen, W.B., Schroeder, T.A., 2007. Trajectory-based change detection for automated characterization of forest disturbance dynamics. *Remote Sens. Environ.* 110, 370–386.
- Kirby, J.T., Shi, F., Nicolsky, D., Misra, S. (2016). The 27 April 1975 Kitimat, British Columbia, submarine landslide tsunami: a comparison of modeling approaches. *Landslides* 13(6): 1421-1434.
- Kos, A., Amann, F., Strozzi, T., Delaloye, R., von Ruetten, J., Springman, S. (2016). Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. *Geophysical Research Letters* 43(12): 466–12.474.
- Kraemer, P.E. (2003). Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56 degrees S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 731-748.
- Kraemer, P. E., Ploszkiewicz, J. V., Ramos, V. A. (2002). Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46 y 52 S. In *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina.* 353-364.
- Kraemer, P. E. (1998). Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 50° S.L. Argentina: *International Geology Review* 40: 896-915.

## Referencias bibliográficas

- Kraemer, P.E., Riccardi, A.C. (1997). Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40'-50°10' lat. S), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(3): 333-360.
- Kraemer, P. E. (1991). Estructura y evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40' y 50° 40' Latitud Sur. Provincia de Santa Cruz. Argentina: Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba: 335.
- Kremer, K., Hilbe, M., Simpson, G., Decrouy, L., Wildi, W., Girardclos, S. (2015). Reconstructing 4000 years of mass movement and tsunami history in a deep peri-Alpine lake (Lake Geneva, France-Switzerland). *Sedimentology* 62: 1305-1327.
- Kremer, K., Simpson, G., Girardclos, S. (2012). Giant Lake Geneva tsunami in ad 563. *Nature Geoscience* 5(11): 756-757.
- Kuenzi, C., McNeely, J. (2008). Nature-based tourism. In: Renn O, Walker KD, eds. *Global Risk Governance: Concept and Practice using the IRGC Framework*. Springer, Dordrecht: 155– 78.
- L'Heureux, J. S. (2012). A study of the retrogressive behaviour and mobility of Norwegian quick clay landslides. *Landslide and engineered slopes: protecting society through improved understanding*. Taylor & Francis Group, London: 981-988.
- Ladas, I., Fountoulis, I., Mariolakos, I. (2007). Using GIS & Multicriteria Decision Analysis in Landslide Susceptibility Mapping- a Case Study in Messinia Prefecture Area (Sw Peloponnesus, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 40(4): 13.
- Lauro, C., Moreiras, S. M., Junquera, S., Vergara, I., Toural, R., Wolf, J., Tutzer, R. (2017). Summer rainstorm associated with a debris flow in the Amarilla gully affecting the international Agua Negra Pass (30° 20' S), Argentina. *Environmental earth sciences* 76(5): 2-12.
- Lawrence, R.L., Ripple, W.J. (2015). Calculating change curves for multitemporal satellite imagery: Mount St. Helens 1980-1995. *Remote Sensing Environmental* 170: 115-120.
- Leir, M., Michell, A., Ramsay, S. (2004). Regional landslide hazard susceptibility mapping for pipelines in British Columbia. *Geo-engineering for the society and its environment*. 57<sup>th</sup> Canadian Geotechnical Conference and the 5th Joint CGS-IAH conference. Old Quebec, Canada: 1-9.
- Lenzano, M.G., Lenzano, L., Lo Vecchio, A., Moragues, S., Falaschi, D. (2018). *Gacetilla Administración de Parques Nacionales. El Agua del Futuro y glaciares. Parte I*: 1-21.
- Leprince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., Avouac, J.-P. (2008). Monitoring earth surface dynamics with optical imagery. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 89(1): 1-2.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., Avouac, J.P. (2007a). Automatic and precise ortho-rectification, co- registration and sub-pixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing* 45: 1529-1558.
- Leprince, S., Ayoub, F., Klingler, Y., Avouac, J.P. (2007b). Co-registration of optically sensed images and correlation (COSI-Corr): an operational methodology for ground deformation measurements.

## Referencias bibliográficas

- In Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium: 23-28. Barcelona.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H., Bøe, R. (2003). The 1996 Finneidfjord slide: Seafloor dynamics. In Proceedings of the 1st International Symposium on Submarine Mass Movements and their Consequences, EGS-AGU-EUG Joint Meeting. Kluwer Academic Publishers, Nice, France: 531-538.
- Loos, P.A. (1928). El terremoto Argentino-Chileno del 14 de abril de 1927. Contribuciones Geofísicas, Tomo II, No. 2. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata.
- Loos, P.A. (1926). Los terremotos del 17 de diciembre de 1920 en Costa de Araujo, La valle, La central, Tres Porteñas, etc. Contribuciones Geofísicas, Tomo I, No. 2. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata.
- Lo Vecchio, A. (2020). Tesis Doctoral: Dinámica glaciaria de la cuenca del río Santa Cruz, Andes Patagónicos Australes: estudio y análisis multiescalar mediante el uso de geotecnologías. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina. 259 pág.
- Lo Vecchio, A., Lenzano, M.G., Richiano, S., Lenzano, L.E. (2016). Identificación y caracterización litológica mediante el uso del sensor ETM+ (Landsat 7). Caso de estudio: entorno del glaciar Upsala, Argentina. Revista de la Asociación Española de Teledetección 46: 57-72.
- Løvholt, F., Schulten, I., Mosher, D., Harbitz, C., Krastel, S. (2018). Modelling the 1929 Grand Banks slump and landslide tsunami. Geological Society, London, Special Publications 477: SP477-28.
- Lu, P., Stumpf, A., Kerle, N., Casagli, N. (2011). Object-oriented change detection for landslide rapid mapping. Geoscience Remote Sensing Letter 8: 701-705.
- Luckman, A., Quincey, D.J., Bevan, S. (2007). The potential of satellite radar interferometry and feature tracking for monitoring flow rates of Himalayan glaciers. Remote Sensing of Environment 111(2-3): 172-181.
- Lünkenheimer, F. (1929). El terremoto sur mendocino del 30 de mayo de 1929. Contribuciones Geofísicas, Tomo III, No. 2. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata.
- Masiokas, M.H., Delgado, S., Pitte, P., Berthier, E., Villalba, R., Skvarca, P., Marinsek, S. (2015). Inventory and recent changes of small glaciers on the northeast margin of the Southern Patagonia Icefield, Argentina. Journal of Glaciology 61 (227): 511-523.
- Malagnino, E.C., Strelin, J.A. (1992). Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In: R. Naruse, M. Aniya (Eds.), Glaciological Researches in Patagonia, (1990). Japanese Society of Snow and Ice, 61-85. Manning RE (2011). Studies in Outdoor Recreation A Review and Synthesis of the Social Science Literature in Outdoor Recreation. Oregon State University Press, Oregon.
- Mantovani, F., Soeters, R., Van Westen, C. J. (1996). Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. Geomorphology 15: 213-225.

## *Referencias bibliográficas*

- Marcano, A., Cartaya, S., Pacheco, H., Méndez, W. (2015). Estimación de pesos ponderados de variables para generar mapas de susceptibilidad a movimientos en masa a través de la Evaluación Espacial Multicriterios. *Terra Nueva Etapa* 31 (50): 55-80.
- Marcelino, E.V., Formaggio, A.R., Maed, E.E. (2009). Landslide inventory using image fusion techniques in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 11: 182-191.
- Marcelino, E.V., Fonseca, L.M.G., Ventura, F., Santa Rosa, A.N.C. (2003). Evaluation of the IHS and Wavelet Transform Fusion Techniques for the Identification of Landslide Scars Using Satellite Data. In: *Proceedings of the Anais XI SBSR Symposium, Belo Horizonte, Brazil, 5–10 April 2003*. National Institute of Space Research, Brazil: 487–494.
- Marinoni, O. (2004). Implementation of the analytical hierarchy process with VBA in ArcGIS. *Computers and Geosciences* 30: 637-646.
- Martha, T., Kerle, N., van Westen, C. J., Kumar, K. (2010). Characterising spectral, spatial and morphometric properties of landslides for semi-automatic detection using object-oriented methods, *Geomorphology* 116: 24-36.
- Massonnet, D., Feigl, K.L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's Surface. *Reviews of Geophysics* 36, 441-500.
- Mathew, J., Jha, V.K., Rawat, G.S. (2009). Landslide susceptibility zonation mapping and its validation in part of Garhwal Lesser Himalaya, India, using binary logistic regression analysis and receiver operating characteristic curve method. *Landslides* 6 (1): 17-26.
- Matsuoka, M., Abe, M. (2002). Rock slope failures associated with deglaciation: some examples from glaciated valleys in the Swiss Alps. *Annual Report, International Geoscience* 28: 11-16.
- Mergili, M., Santiago, C.I.M., Moreiras, S.M. (2015). Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina. *Cuadernos de Geografía* 24(2): 113-131.
- Meikle, H.D. (2008). *Modern radar systems*. Norwood, MA, Artech House.
- Mercier, D., Étienne, S., Sellier, D., André, M.F. (2009). Paraglacial gullying of sediment-mantled slopes: a case study of Colletthøgda, Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard). *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 34(13): 1772-1789.
- Metternich, G., Hurni, L., Gogu, R. (2005). Remote sensing of landslides: an analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments. *Remote Sensing and Environmental* 98: 284-303.
- McCull, S.T., Fuller, I.C., Anderson, B., Tate, R. (2017). Hillslope failure and paraglacial reworking of sediments in response to glacier retreat, Fox Valley, New Zealand. *Geophysical Research*

- Abstracts 19, EGU2017: 170 <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-170.pdf>.
- McColl, S.T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154: 1-16.
- Milevski, I., Markoski, B., Gorin, S., Jovanovski, M. (2009). In: Application of Remote Sensing and GIS in Detection of Potential Landslide Areas. Scientific Symposium Geography and Sustainable development Ohrid, Republic of Macedonia; 22–25: 455–465.
- McGuire, B., Burton, P., Kilburn, Ch., Willetts, O. (2004). *World Atlas of Natural Hazards*, Oxford University Press: 120.
- Minnaert, M. (1941). The reciprocity principle in lunar photometry. *The Astrophysical Journal* 93: 403-410.
- Mondal, S., Maiti, R. (2012). Landslide susceptibility analysis of Shiv-Khola watershed, Darjiling: a remote sensing & GIS based Analytical Hierarchy Process (AHP). *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* 40 (3): 483–496.
- Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D. (2004). The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394: 21-40.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* 30 (4): 1153-1171.
- Moragues, S., Lenzano, M.G., Moreiras, S., Lo Vecchio, A., Lannutti, E., Lenzano, E. (2019a). Slope instability analysis in South Patagonia applying multivariate and bivariate techniques on Landsat images during 2001-2015 period. *Catena* 174: 339-352.
- Moragues, S., Lenzano, M.G., Moreiras, S., Lenzano, L. (2019b). Paraglacial geomorphology associated with slope instability in the North Branch of the Argentino Lake, Argentinean Patagonia. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 45(1): 367-392.
- Moragues, S., Lenzano, M. G., Vecchio, A. L., Falaschi, D., Lenzano, L. (2018). Surface velocities of Upsala glacier, Southern Patagonian Andes, estimated using cross-correlation satellite imagery: 2013-2014 period. *Andean Geology* 45(1): 87-103.
- Moreiras, S.M. (2009). Análisis Estadístico Probabilístico de las variables que condicionan la inestabilidad de las laderas en los valles de los ríos Las Cuevas y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 780-790
- Moreiras, S.M. Coronato, A. (2009). Landslides processes in Argentina. In: Latrubesse, E.M. (eds.) *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America. Developments in Earth Surface Processes* 13: 301-332.
- Moreiras, S.M., Lenzano, M.G., Riveros, N. (2008). Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque Provincial Aconcagua, provincia de Mendoza-Argentina. *Multequina*, (17): 129-146.
- Moreiras, S.M. (2005). Landslide susceptibility zonation in the Río Mendoza Valley, Argentina. *Geomorphology* 66: 345-357.



## *Referencias bibliográficas*

- Mouginot, J., Rignot, E. (2015). Ice motion of the Patagonian Icefield of South America: 1984-2014. *Geophysical Research Letters* 42: 1-8.
- Movia, C.P., Soriano, A., Leon, R.J. (1987). La vegetación de la cuenca del río Santa Cruz (provincia de Santa Cruz, Argentina). *Darwiniana* 28(1/4): 9-78.
- Müller, L. (1968). New considerations on the Vaiont slide. *Felsmech Ingenieurgeol* VI/4: 1-91.
- Müller, L. (1964). The rock slide in the Vajont Valley. *Felsmech Ingenieurgeol* II/3-4: 148-212.
- Murphy, P.E., Bayley, R. (1989). Tourism and disaster planning. *Geographical Review* 79, 36-46.
- Muto, M., Furuya, M. (2013). Surface Velocities and Ice-Front Positions of Eight Major Glaciers in the Southern Patagonian Ice Field, South America, from 2002 to 2011. *Remote Sensing and Environment* 139: 50-59.
- Myronidis, D., Papageorgiou, C., Theophanous, S. (2016). Landslide susceptibility mapping based on landslide history and analytic hierarchy process (AHP). *Natural Hazards* 81(1): 245-263.
- Nandi, A., Shakoor, A. (2009). A GIS-based landslide susceptibility evaluation using bivariate and multivariate statistical analyses. *Engineering Geology* 110: 11-20.
- Naranjo, J. A., Arenas, M., Clavero, J., Muñoz, O. (2009). Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45° 25'S), Chile. *Andean Geology* 36(1): 137-145.
- Naruse, R., Skvarca, P. (2000). Dynamic Features of Thinning and Retreating Glaciar Upsala, a Lacustrine Calving Glacier in Southern Patagonia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 32 (4): 485-491.
- Naruse, R., Aniya, M. (1992). Outline of Glacier Research Projecting Patagonia, 1990. *Bulletin of Glacier Research* 10: 31-38.
- Naruse, R., Skvarca, P., Kadota, T., Koizumi, K. (1992). Flow of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 10: 55-62.
- Naruse, R., Casassa, G. (1985). Reconnaissance survey of some glaciers in the Southern Icefield. In Nakajima, C. (ed.), *Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984*. Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice: 121-133.
- National Reconnaissance Office (NRO). (2013). Review and Redaction Guide For Automatic Declassification of 25-Year-Old Information 2. <https://fas.org/irp/nro/review-2008.pdf>.
- Nefeslioglu, H.A., Duman, T.Y., Durmaz, S. (2008). Landslide susceptibility mapping for a part of tectonic Kelkit Valley (Eastern Black Sea region of Turkey). *Geomorphology* 94(3-4): 401-418.
- Newsome, D., Moore, S., Dowling, R. (2013). *Natural Area Tourism: Ecology, Impacts and Management*. Channel View Publishing, Clevedon.
- NGDC/WDS, N. G. D. C. W. D. S. (2017). Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA, <https://doi.org/10.7289/V5PN93H7>

- Nichol, J., Wong, M.S. (2005a). Satellite remote-sensing for detailed landslide inventories using change detection and image fusion. *International Journal of Remote Sensing*, 26: 1913-1926.
- Nichol, J., Wong, M.S. (2005b). Detection and interpretation of landslides using satellite images. *Land Degradation Development* 16: 243–255.
- Noyola-Medrano, M.C., Hinojosa-Corona, A., Barajas, A.M. (2005). Caracterización litológica de regiones desérticas mediante técnicas de percepción remota: un ejemplo en la franja costera central de baja California, México. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas* 22: 229–245.
- Nulló, F.E., Proserpio, C.A., Ramos, V.A. (1978). Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino* 1:455-470. Buenos Aires.
- Nuth, C., Kohler, J., König, M., Deschwanden, A.V., Hagen, J.O.M., Kääb, A., Pettersson, R. (2013). Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere* 7(5): 1603-1621.
- Nyaupane, G.P., Chhetri, N. (2009). Vulnerability to Climate Change of Nature-Based Tourism in the Nepalese Himalayas, *Tourism Geographies: An International Journal of Tourism Space, Place and Environment* 11:1: 95-119.
- Oerlemans, J. (2005). Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308: 675-677.
- Palma Herrera, J.L. (2015). Sistema de Información Geográfico (SIG) y Metodologías de Evaluación Multicriterio (EMC) en la búsqueda de escenarios alternativos para las áreas urbanas populares de la Ciudad de Comayagua. *Revista Ciencias Espaciales* 8(2): 452-461.
- Paolini, L., Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C. (2002). Detección de deslizamientos de ladera mediante imágenes Landsat TM: El impacto de estos disturbios sobre los bosques subtropicales del noroeste de Argentina. *Revista de Teledetección* 18: 21-27.
- Papathanassiou, G., Valkaniotis, S., Ganas, A., Pavlides, S. (2013). GIS-based statistical analysis of the spatial distribution of earthquake-induced landslides in the island of Lefkada, Ionian Islands, Greece. *Landslides* 10(6): 771-783.
- Pardeshi, S.D., Autade, S.E., Pardeshi, S.S. (2013). Landslide hazard assessment: recent trends and techniques. *Springer Plus* 2(1): 523.
- Paruelo, J.M., Di Bella, C., Mikovic, M. (2014). Percepción remota y sistemas de información geográfica. Sus aplicaciones en Agronomía y Ciencias Ambientales. Ciudad autónoma de Buenos Aires: Hemisferio Sur S.A.
- Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Gariano, S. L., Melillo, M., Rossi, M., & Guzzetti, F. (2017). Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology*, 290, 39-57.
- Pourghasemi, H.R., Pradhan, B., Gokceoglu, C. (2012). Application of fuzzy logic and analytical hierarchy process (AHP) to landslide susceptibility mapping at Haraz watershed, Iran. *Natural hazards* 63(2): 965-996.

- Petley, D., Crick, W.O., Hart, A.B. (2002). The use of satellite imagery in landslide studies in high mountain areas. In: Proceedings of the Asian conference on remote sensing. (ACRS 2002), Kathmandu, Nepal.
- Pitte, P., Berthier, E., Masiokas, M.H., Cabot, V., Ruiz, L., Ferri Hidalgo, L., Gargantini, H., Zalazar, L. (2016). Geometric evolution of the Horcones Inferior Glacier (Mount Aconcagua, Central Andes) during the 2002- 2006 surge. *Journal of Geophysical Research* 121: 111-127.
- Poiraud, A. (2014). Landslide susceptibility–certainty mapping by a multi-method approach: a case study in the tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif central, France). *Geomorphology* 216: 208-224.
- Post, A., O’Neel, S., Motyka, R. J., Streveler, G. (2011). A complex relationship between calving glaciers and climate. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 92 (37): 305-306.
- Purdie, H., Gomez, C., Espiner, S. (2015). Glacier recession and the changing rockfall hazard: Implications for glacier tourism. *New Zealand Geographer*, 71(3): 189-202.
- Purdie, H. (2013). Glacier retreat and tourism: Insights from New Zealand. *Mountain Research and Development* 33: 463–72.
- Qiao, G., Lu, P., Scaioni, M., Xu, S., Tong, X., Feng, T., Wu, H., Chen, W., Tian, Y., Wang, W., Li, R. (2013), Landslide investigation with remote sensing and sensor network: From susceptibility mapping and scaled-down simulation towards *in situ* sensor network design. *Remote Sensing* 5: 4319-4346.
- Quincey, D.J., Glasser, N.F. (2009). Morphological and ice dynamical changes on the Tasman Glacier, New Zealand 1990-2007. *Global Planetary Change* 68 (3): 185-197.
- Quraishi, I., Hasnat, A., Choudhury, J.P. (2017). Selection of optimal pixel resolution for landslide susceptibility analysis within the Bukit Antarabangsa, Kuala Lumpur, by using image processing and multivariate statistical tools. *EURASIP Journal on Image and Video Processing* 1-12.
- Rabassa, J., Coronato, A.M., Salemme, M. (2005). Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81-103.
- Rabassa, J., Clapperton, C. M. (1990). Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9(2-3): 153-174.
- Ragetli, S., Bolch, T., Pellicciotti, F. (2016). Heterogeneous glacier thinning patterns over the last 40 years in Langtang Himal. *The Cryosphere* 10: 2075-2097.
- Rahim, I., Ali, S.M., Aslam, M. (2018). GIS Based landslide susceptibility mapping with application of analytical hierarchy process in District Ghizer, Gilgit Baltistan Pakistan. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 6(02): 34-49.
- Ramos, V.A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina* (Camino, R.; editor). Instituto de Geología y recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784.

## *Referencias bibliográficas*

- Ramos, V. A. (1989). La faja plegada y corrida de la Cordillera Patagónica Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina: 1<sup>3</sup> Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos: 951- 970.
- Razak, K.A., Santangelo, M., Van Westen, C.J., Straatsma, M.W., de Jong, S.M. (2013). Generating an optimal DTM from airborne laser scanning data for landslide mapping in a tropical forest environment. *Geomorphology* 190: 112-125.
- Reid, M.L., Evans, S.G. (2016). A new approach to evaluating landslide hazard in the mountain glacial environment - mass and hypsometry. *Geophysical Research Abstracts* 18, EGU2016: 1194.
- Riaño, D., Chuvieco, E., Salas, J., Aguado, I. (2003). Assessment of different topographic corrections in Landsat-TM data for mapping vegetation types (2003). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41: 1056-1061.
- Riccardi, A.C., Rolleri, E.O. (1980). Cordillera Patagónica Austral. *Geología Regional Argentina, Segundo Simposio, 2*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 1173-1306.
- Richiano, S., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G. (2012). Evolución paleoambiental de la formación Río Mayer, cretácico inferior, cuenca austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 19(1): 3-26.
- Richter, A.J., Marderwald, E.R., Hormaechea, J.L., Mendoza, L.P.O., Perdomo, R.A., Connon, G.C., Scheinert, M., Horwath, M., Dietrich, R. (2016). Lake-level variations and tides in Lago Argentino, Patagonia: insights from pressure tide gauge records. *Journal of Limnology* 75(1): 62-77.
- Rignot, E., Kanagaratnam, P. (2006). Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science* 311(5673): 986-990.
- Rivera, A., Zamora, R., Uribe, J.A., Silva, A., Pulgar, S., Paredes, P., Oberreuter, J., Hernandez, J., Garcia, N., Garces, J., Cisternas, S., Carrion, D., Bown, F., Lenzano, G., Lenzano, L. (2019). Monitoring freshwater calving glaciers of the Southern Patagonia icefield by remote sensing and field instrumentation. 27th IUGG General Assembly. July, Canada.
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., Vuille, M. (2016). Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile: 203.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa G., Bown F. (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology* 34(1): 367-372.
- Roa, J.G. (2007). Estimación de áreas susceptibles a deslizamientos mediante datos e imágenes satelitales: cuenca del río Mocotíes, Estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana* 48(2): 183-219.
- Rosenqvist, A., Shimada, M., Ito, N., & Watanabe, M. (2007). ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45(11): 3307-3316.

## *Referencias bibliográficas*

- Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D., Kirschbaum, D., Brunetti, M.T., Peruccacci, S., Guzzetti, F. (2017). Statistical approaches for the definition of landslide rainfall thresholds and their uncertainty using rain gauge and satellite data. *Geomorphology* 285: 16–27.
- Roy, D.P., Wulder, M.A., Loveland, T.R., Woodcock, C.E., Allen, R.G., Anderson, M.C., ... (2014). Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sensing of Environmental* 145: 154–172.
- Ryan, H.F., Lee, H.J., Haeussler, P.J., Alexander, C.R., Kayen, R.E. (2010). In D.C. Mosher, et al. (Eds.), *Submarine mass movements and their consequences*, *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 28: 411–421. Dordrecht, Netherlands: Springer.
- Ryder, J.M. (1971a). The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 279–298.
- Ryder, J.M. (1971b). Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south central BC. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 1252–1264.
- Ruiz, L., Berthier, E., Masiokas, M., Pitte, P., Villalba, R. (2015). First surface velocity maps for glaciers of Monte Tronador, North Patagonian Andes, derived from sequential Pléiades satellite images. *Journal of Glaciology* 61 (229): 908-921.
- Saaty, T.L., Vargas, L.G. (2001). *Models, Methods, Concepts and Applications of the Analytic Hierarchy Process*, Kluwer, Dordrecht. 333.
- Saaty, T.L. (2000). *The Fundamentals of Decision Making and Priority Theory with the Analytic Hierarchy Process*, 2nd ed. 6. RWS Publications, Pitsburg. 478.
- Saaty, T.L. (1980). *The analytic hierarchy process: planning, priority setting, resource allocation*, McGraw-Hill Book Co, New York. 287.
- Saaty, T.L. (1977). A scaling method for priorities in hierarchical structures. *Journal of Mathematical Psychology* 15: 234-281.
- Sagredo, E.A., Lowell, T.V. (2012). Climatology of Andean glaciers: a framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86: 101-109.
- Santacana, N., Baeza, B., Corominas, J., De Paz, A., Marturiá, J. (2003). A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet area (Eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards* 30(3): 281–295.
- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Santos, J.A., Gómez-Villar, A., Peña-Pérez, S.A., Redondo-Vega, J.M. (2018). Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology* 319: 133-146.

## Referencias bibliográficas

- Sakakibara, D., Sugiyama, S. (2014). Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011. *Journal of geophysical research: earth surface* 119(11): 2541-2554.
- Sakakibara, D., Sugiyama, S., Sawagaki, T., Marinsek, S., Skvarka, P. (2013). Rapid retreat, acceleration and thinning of Glaciar Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology* 54 (63): 131-138.
- Sawyer, D.E., Reece, R.S., Gulick, S.P., Lenz, B.L. (2017). Submarine landslide and tsunami hazards offshore southern Alaska: Seismic strengthening versus rapid sedimentation. *Geophysical Research Letters* 44(16): 8435-8442.
- Scaioni, M. (2013). Remote sensing for landslide investigations: From research into practice. *Remote sensing* 5: 5488-5492.
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., Casassa, G., Rignot, E. (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere* 9: 25-35.
- Scherler, D., Leprince, S., Strecker, M.R. (2008). Glacier- surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery: accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment* 112 (10): 3806-3819.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., & McKenzie, J. A. (2006). 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae Geologicae Helveticae* 99(3): 409-428.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A., Ward, S. N. (2002). Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology* 30(12): 1131-1134.
- Schowengerdt, R.A. (2007). CHAPTER 4 - Data models. In: *Remote Sensing*, Third edition. Academic Press, Burlington (127–XV).
- Schowengerdt, R. (2006). *Remote sensing: models and methods for image processing*, 3<sup>rd</sup> ed. Elsevier Academic Press.
- Schwikowski, M., Schläppi, M., Santibañez, P., Rivera, A., Casassa, G. (2013). Net accumulation rates derived from ice core stable isotope records of Pío XI glacier, Southern Patagonia Icefield, *The Cryosphere* 7: 1635-1644.
- Segoni, S., Piciullo, L., Gariano, S. L. (2018). A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides* 15(8): 1483-1501.
- Semenza, E., Ghirotti, M. (2000). History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors. *Bulleting of Engineering Geology and the Environmental* 59:87–97.
- Sepúlveda, S. A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A., Rebolledo, S. (2010). Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides* 7(4): 483-492.

## Referencias bibliográficas

- Serey, A., Piñero-Feliciangeli, L., Sepúlveda, S. A., Poblete, F., Petley, D. N., Murphy, W. (2019). Landslides induced by the 2010 Chile megathrust earthquake: A comprehensive inventory and correlations with geological and seismic factors. *Landslides* 16(6): 1153-1165.
- Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J. I., González-Trueba, J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma, P. (2018). Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the high Iberian mountains: A review. *Land Degradation & Development* 29: 4186-4208.
- Sestini, M.F., Florenzano, T.G. (2004). Caracterização de Cicatrizes de Deslizamentos por Processamento de Dados TM Landsat em Caraguatatuba – SP. *Geologia* 4 (2): 57-69.
- Shahabi, H., Hashim, M. (2015). Landslide susceptibility mapping using GIS-based statistical models and remote sensing data in tropical environment. *Sciences*. Rep. 5.
- Sharpe, C., F.S. (1938). *Landslides and related phenomena*, Columbia University Press, New York.
- Shi, M., Chen, J., Song, Y., Zhang, W., Song, S., Zhang, X. (2016). Assessing debris Flow susceptibility in Heshigten Banner, Inner Mongolia, China, using principal component analysis and an improved fuzzy C-means algorithm. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 75 (3): 909-922.
- Shibasaki, T., Matsuura, S., Okamoto, T. (2016). Experimental evidence for shallow, slow-moving landslides activated by a decrease in ground temperature. *Geophysical Research Letters* 43(13), 6975-6984.
- Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation. *Interpreting multivariate data*: 21-36.
- Sidle, R.C., Ochiai, H. (2006). *Landslides: processes, prediction, and land use*. Water Resour. Monogr. Ser. 18. AGU, Washington DC.
- Singhroy, V. (2002). *Landslide hazards: CEOS, The use of earth observing satellites for Hazard support: Assessments and scenarios*. Final report of the CEOS Disaster Management Support Group, NOAA, 98.
- Singhroy, V. (1995) SAR integrated techniques for geohazard assessment, *Adv. Space Res.* 15: 67-78.
- Skvarca, P., Raup, B., De Angelis, H. (2003). Recent behaviour of Glaciar Upsala, a fast-flowing calving glacier in Lago Argentino, southern Patagonia. *Annals of Glaciology* 36: 184-188.
- Skvarca, P. (2002). Importancia de los glaciares del hielo Patagónico Sur para el desarrollo regional. *In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Instituto Antártico Argentino 1: 1-14. El Calafate. Santa Cruz.
- Skvarca, P., De Angelis, H. (2002). Fifteen-year changes of Southern Patagonia Icefield glaciers, Argentina-Chile, detected from Landsat TM mosaics. *In Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of Environment* 29: 8-12.
- Skvarca, P., De Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R., Aniya, M. (2002). Calving rates in fresh water: New data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology* 34: 379–384.

## Referencias bibliográficas

- Skvarca, P., Satow, K., Naruse, R., Leiva, J. (1995). Recent thinning, retreat and flow of Upsala Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* 13: 11-20.
- Slaymaker, O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 320 (1): 71–84.
- Slingerland, R.L., Voight, B. (1979). Occurrences, properties, and predictive models of landslide generated water waves. In: Voight B (ed) *Developments in geotechnical engineering 14B: rockslides and avalanches, 2, engineering sites*. Elsevier, New York: 317–397.
- Smith, R.B., Evans, J.P. (2007). Orographic Precipitation and Water Vapor Fractionation over the Southern Andes. *Journal of Hydrometeorology* (8): 3-19.
- Soeters, R., Van Westen, C. (1996). Slope instability recognition, análisis and zonation, in: *Landslides, investigation and mitigation*, edited by: Turner, A. K. and Schuster, R. L., Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington, USA: 129–177.
- Sokal, R.R., Rohlf, F.J. (1962). The comparison of dendrograms by objective methods. *Taxon* 33–40.
- Solomina, O.N., Bradley, R.S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D.S., Koch, J., Nicolussi, K. (2016). Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 149: 61-90.
- Steffen, H. (1910). *Viajes e Exploración y Estudio en la Patagonia Occidental 1892-1902. Tomo II. Anales Universidad de Chile, Santiago*.
- Stern, C.R., Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to mineralogy and petrology* 123(3): 263-281.
- Stochlak J. (1974). Classification of slope deposits from the engineering-geological point of view (in Polish with English summ.). *Przegląd Geologiczny* 22: 487-492.
- Strasser, M., Stegmann, S., Bussmann, F., Anselmetti, F. S., Rick, B., Kopf, A. (2007). Quantifying subaqueous slope stability during seismic shaking: Lake Lucerne as model for ocean margins. *Marine Geology* 240(1-4): 77-97.
- Strelin, J., Kaplan, M., Vandergoes, M., Denton, G., Schaefer, J. (2014). Holocene glacier history of the Lago Argentino basin, Southern Patagonian Icefield. *Quaternary Science Reviews* 101: 124-145.
- Stumpf, A., Malet, J.P., Delacourt, C. (2017). Correlation of satellite image time-series for the detection and monitoring of slow-moving landslides. *Remote Sensing of Environment* 189: 40-55.
- Stumpf, A., Kerle, N. (2011). Object-oriented mapping of landslides using Random Forests, *Remote Sensing of Environmental* 115: 2564– 2577.
- Suárez, J. (2009). *Deslizamientos Volumen 1: Análisis Geotécnico*. Bucaramanga: Primera edición.
- Sugden, D.E., John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape*, Arnold, London.



## Referencias bibliográficas

- Sugiyama, S., Minowa, M., Sakakibara D., Skvarca, P., Sawagaki, T., Ohashi, Y., Naito, N., Chikita K. (2016). Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 121: 2270-2286.
- Sugiyama, S., Skvarca, P., Naito, N., Enomoto, H., Tsutaki, S., Tone, K., Marinsek S., Aniya, M. (2011). Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, 4(9): 597.
- Surazakov, A., Aizen, V. (2010). Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 76 (5): 603-608.
- Süzen, M.L., Doyuran, V. (2004). A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology* 45 (5): 665-679.
- Tamouk, J., Lotfi, N., Farmanbar, M. (2013). Satellite Image Classification Methods and Landsat 5TM Bands. (arXiv preprint, arXiv. 1308.1801).
- Taylor, M., Leprince, S., Avouac, J.P., Sieh, K. (2008). Detecting co-seismic displacements in glaciated regions: An example from the great November 2002 Denail earthquake using SPOT horizontal offsets. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 209-220.
- Thanh, L.N., De Smedt, F. (2012). Application of an analytical hierarchical process approach for landslide susceptibility mapping in A Luoi district, Thua Thien Hue Province, Vietnam. *Environmental Earth Sciences* 66: 1739.
- Tofani, V., Segoni, S., Agostini, A., Catani, F., Casagli, N. (2013). Use of remote sensing for landslide studies in Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13(2): 299-309.
- Tofelde, S., Dusing, W., Schildgen, T.F., Wittmann, H., Alonso, R.N., Strecker, M.R. (2017). Changes in denudation rates and erosion processes in the transition from a low-relief, arid orogen interior to a high-relief, humid mountain-front setting, Toro Basin, southern Central Andes. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2017*, abstract.
- Tooth, S., Viles, H. (2014). 10 reasons why is important Geomorphology. 1-17. <http://www.geomorph.org/2016/06/10-reasons-why-geomorphology-is-important-by-stephen-toothand-heather-viles/>.
- Toth, C., Józków, G. (2016). Remote sensing platforms and sensors: a survey. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 115: 22–36.
- Tsai, F., Hwang, J.H., Chen, L.C., Lin, T.H. (2010). Post-disaster assessment of landslides in southern Taiwan after 2009 Typhoon Morakot using remote sensing and spatial análisis. *Natural Hazards and Earth System Sciences.*, 10: 2179–2190.
- USGS (2004). *Landslide Types and Processes. Fact Sheet: 2004-3072.*
- van Westen, C.J., Castellanos, E., Kuriakose, S.L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology* 102: 112-131.

## *Referencias bibliográficas*

- Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: R.L. Schuster, R.J. Krizek (Eds.), *Landslides, analysis and control*, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC: 11-33.
- Varnes, D.J. (1958). Landslides types and processes. En Eckel, E.B., ed., *Landslides and engineering practice*, Special Report 28: Washington, DC, Highway Research Board, National Academy of Sciences: 20–47.
- Vilímek, V., Luyo, Zapata M., Klimeš, J., Patzelt, Z., Santillán, N. (2005). Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides* 2: 107–115.
- Villalba, R., Masiokas, M., Ruiz, L., Pitte, P., Rivera, J., Viale, M. (2017). Impactos del Cambio Climático en el Régimen Hidrológico del Río Santa Cruz. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, IANIGLA-CONICET. Informe Técnico, 1-221.
- Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E.A., Chapron, E., Ariztegui, 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.
- Voogd, H. (1983). *Multi-criteria Evaluations for Urban and Regional Planning*, Princeton University, London.
- Walsh, S.J., Butler, D.R. (1997). Morphometric and multispectral image analysis of debris flows for natural Hazard assessment. *Geocarto Int.* 12 (1): 59-70.
- Wang, J., Ward, S. N., Xiao, L. (2019). Tsunami Squares modeling of the June 24, 2015 Hongyanzi landslide generated river tsunami in Three Gorges Reservoir, China. *Geophysical Journal International* 216(1): 287-295.
- Watt, S.F., Pyle, D.M., Naranjo, J.A., Mather, T.A. (2009). Landslide and tsunami hazard at Yate volcano, Chile as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones. *Bulletin of volcanology* 71(5): 559.
- Weirich, F., Blesius, L. (2007). Comparison of satellite and air photo based landslide susceptibility maps. *Geomorphology* 87: 352-364.
- Wenbo, W., Jing, Y., Tingjun, K. (2008). Study of remote sensing image fusion and its application in image classification. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*: 1141-1146.
- Wieczorek, G. F., Geist, E.L., Motyka, R.J., Jakob, M. (2007). Hazard assessment of the Tidal Inlet landslide and potential subsequent tsunami, Glacier Bay National Park, Alaska. *Landslides* 4:205–215
- Wilches-Chaux, G. (1993). La vulnerabilidad global. In *Los desastres no son naturales. Red de Estudios sociales en prevención de desastres en América Latina*. 9-50.
- Wiles, G.C., Calkin, P.E. (1992). Reconstruction of a debris-slide-initiated flood in the southern Kenai Mountains, Alaska. *Geomorphology* 5: 535-546.

## *Referencias bibliográficas*

- Williams, P.J., Smith, M.W. (1989). *The frozen earth: fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Willis, M., Melkonian, A.K., Pritchard, M.E., Rivera, A. (2012). Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical Research Letters* 39: 1-6.
- Wilson, R., Carrión, D., Rivera, A. (2016). Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glaciar Pio XI, the only surge-type glacier of the Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology* 57 (73): 119-130.
- Winocur, D., Goyanes, G., Viera, G. (2015). Deslizamiento de ladera y tsunami asociado en el Lago Argentino, Canal Upsala, provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile: 136-139.
- Wu, C.H., Chen, S.C. (2009). Determining landslide susceptibility in Central Taiwan from rainfall and six site factors using the analytical hierarchy process method. *Geomorphology* 112: 190-204.
- Wu, W.M., Siddle, R.C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research* 31 (8): 2097–2110.
- Xiao, L., Ward, S. N., Wang, J. (2015). Tsunami squares approach to landslide-generated waves: application to Gongjiafang Landslide, Three Gorges Reservoir, China. *Pure and Applied Geophysics* 172(12): 3639-3654.
- Yalcin, A. (2008). GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): comparisons of results and confirmations. *Catena* 72 (1): 1-12.
- Yan, G., Liang, S., Gui, X., Xie, Y., Zhao, H. (2018). Optimizing landslide susceptibility mapping in the Kongtong District, NW China: comparing the subdivision criteria of factors. *Geocarto International*: 1-19.
- Yang, W., Guo, X., Yao, T., Zhu, M., Wang, Y. (2016). Recent accelerating mass loss of southeast Tibetan glaciers and the relationship with changes in macroscale atmospheric circulations. *Climate Dynamics* 47(3-4): 805-815.
- Yavari-Ramshe, S., Ataie-Ashtiani, B. (2017). Subaerial landslide-generated waves: Numerical and laboratory simulations. In *Workshop on World Landslide Forum*. Springer, Cham: 51-73.
- Yde, J.C., Paasche, Ø. (2010). Reconstructing climate change: not all glaciers suitable. *EOS, Transactions American Geophysical Union, AGU* 91 (21): 189-190.
- Yilmaz, I., Yildirim, M. (2006). Structural and geomorphological aspects of the Kat landslides (Tokat-Turkey), and susceptibility mapping by means of GIS. *Environmental Geology* 50(4): 461-472.
- Yoshimatsu, H., Abe, S. (2006). A review of landslide hazards in Japan and assessment of their susceptibility using an analytical hierarchic process (AHP) method. *Landslides* 3(2): 149-158.
- Young, N.E., Anderson, R.S., Chignell, S.M., Vorster, A.G., Lawrence, R., Evangelista, P.H. (2017). A survival guide to Landsat preprocessing. *Ecology* 98: 920–932.

## *Referencias bibliográficas*

- Zalazar, L., Ferri, L., Castro, M., Gargantini, H., Giménez, M., Pitte, P., Ruiz, L., Masiokas, M., Villalba, R. (2017). Glaciares de Argentina: Resultados Preliminares del Inventario Nacional de Glaciares. *Revista de glaciares y ecosistemas de montaña*. N°2: 13-22.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrom, A.P., Anderson, B., Balracharya, S., Baroni, C., Braun, L.N., Cáceres, B.E., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L.R., Delgado Granados, H., Demuth, M.N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J.O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V.V., Portocarrero, C.A., Prinz, R., Sangewar, C.V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usubaliev, R., Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology* 61 (228): 745-761.
- Zêzere, J., Ferreira, A., Rodrigues, M. (1999). The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology* 30: 133-146.
- Zhao, C., Lu, Z. (2018). Remote sensing of landslides—A review.
- Zhu, A., Wang, R., Qiao, J., Qin, C., Chen, Y., Liu, J., Du, F., Lin, Y., Zhu, T. (2014). An expert knowledge-based approach to landslide susceptibility mapping using GIS and fuzzy logic. *Geomorphology* 214: 128-138.
- Zinck, J.A. (2012). Geopedología. Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales. ITC. Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, the Netherlands: 123-131.

# **ANEXO I**

## **I. Conceptos Básicos de los procesos de inestabilidad de laderas**

### **I.1. Procesos de remoción en masa**

Aunque no existe una unanimidad en la terminología, el término de movimiento de ladera adoptado es para denominar cualquier tipo de movimiento en general. En la presente tesis se denominan procesos de inestabilidad de laderas. El término remoción en masa incluye todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca, de detritos o de tierra por efecto de la gravedad (Cruden, 1991). Las laderas pueden definirse como toda superficie natural inclinada uniendo otras dos, caracterizadas por diferentes energías potenciales gravitacionales (Stochalak, 1974). Algunos movimientos en masa como la reptación de suelos son lentos, a veces imperceptibles y difusos, en tanto que otros, como algunos deslizamientos pueden ser más rápidos y definirse con límites claros, determinados por superficies de rotura (Crozier y Glade, 1999).

#### **I.1.1. Nomenclatura**

La nomenclatura más comúnmente utilizada, se basa en los sistemas de clasificación propuestos por Hutchinson (1968) y por Varnes (1958, 1978). Este último sistema fue actualizado por Cruden y Varnes (1996) y es el sistema de nomenclatura y clasificación más utilizado en el mundo. Un talud o ladera es una masa de tierra que no es plana, sino que posee pendiente o cambios de altura significativos. En la literatura técnica se define como ladera cuando su conformación actual tuvo como origen un proceso natural y talud cuando se conformó artificialmente. En un talud o ladera se definen los siguientes elementos constitutivos:

- *Pie, pata o base*: corresponde al sitio de cambio brusco de la pendiente en la parte inferior del talud o ladera. La forma del pie de una ladera es generalmente cóncava.
- *Cabeza, cresta, cima o escarpe*: sitio de cambio brusco de la pendiente en la parte superior del talud o ladera. Cuando la pendiente de este punto hacia abajo es semi vertical o de alta pendiente, se le denomina “escarpe”, que pueden coincidir con coronas de deslizamientos. La forma de la cabeza generalmente es convexa.
- *Altura*: es la distancia vertical entre el pie y la cabeza, la cual se presenta claramente definida en taludes artificiales, pero es complicada de cuantificar en las laderas naturales, debido a que el pie y la cabeza generalmente no son accidentes topográficos bien marcados.

- *Altura de nivel freático*: es la distancia vertical desde el pie del talud o ladera hasta el nivel de agua (la presión en el agua es igual a la presión atmosférica). La altura del nivel freático se acostumbra medirla debajo de la cabeza del talud.

- *Pendiente*: es la medida de la inclinación de la superficie del talud o ladera. Puede medirse en grados, en porcentaje o en relación m:1, en la cual m es la distancia horizontal que corresponde a una unidad de distancia vertical. Ejemplo:  $45^\circ = 100\% = 1H:1V$ .

Los suelos o rocas más resistentes generalmente forman laderas de mayor pendiente y los materiales de baja resistencia o blandos, tienden a formar laderas de baja pendiente.

### **I.1.1.1. Partes de un Deslizamiento**

Las partes principales de un deslizamiento típico son (Fig. 52-AI):

-*Cabeza*: parte superior de la masa de material que se mueve. La cabeza del deslizamiento no corresponde necesariamente a la cabeza del talud. Arriba de la cabeza está la corona.

-*Cima*: es el punto más alto de la cabeza, en el contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.

-*Corona*: el material que se encuentra en el sitio, (prácticamente inalterado), adyacente a la parte más alta del escarpe principal, por encima de la cabeza.

- *Escarpe principal*: superficie muy inclinada a lo largo de la periferia posterior del área en movimiento, causado por el desplazamiento del material. La continuación de la superficie del escarpe dentro del material conforma la superficie de la falla.

-*Escarpe secundario*: superficie muy inclinada producida por el desplazamiento diferencial dentro de la masa que se mueve. En un deslizamiento pueden formarse varios escarpes secundarios.

-*Superficie de falla*: área por debajo del movimiento y que delimita el volumen del material desplazado. El suelo por debajo de la superficie de la falla no se mueve, mientras que el que se encuentra por encima de ésta, se desplaza. En algunos movimientos no hay superficie de falla.

-*Pie de la superficie de falla*: la línea de interceptación (algunas veces tapada) entre la parte inferior de la superficie de rotura y la superficie original del terreno.

-*Base*: el área cubierta por el material perturbado abajo del pie de la superficie de falla.

Punta o uña. El punto de la base que se encuentra a más distancia de la cima.

-*Cuerpo principal del deslizamiento*: el material desplazado que se encuentra por encima de la superficie de falla. Se pueden presentar varios cuerpos en movimiento.

-*Superficie original del terreno*: la superficie que existía antes de que se presentara el movimiento.

-*Costado o flanco*: un lado (perfil lateral) del movimiento, se debe diferenciar el flanco derecho y el izquierdo.

-*Derecha e izquierda*: para describir un deslizamiento se recomienda utilizar la orientación geográfica (norte, sur, este, oeste); pero si se emplean las palabras derecha e izquierda, deben referirse al deslizamiento observado desde la corona hacia el pie.

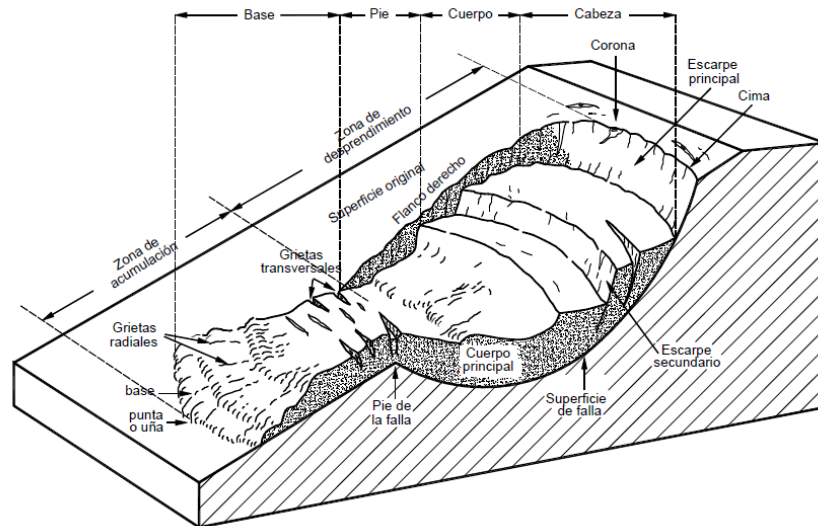


Figura 52-AI: Deslizamiento típico con la nomenclatura de las diferentes partes.

### I.1.2. Clasificación de los movimientos

La clasificación de los movimientos en masa de Varnes (1958,1978) y Hutchinson (1968, 1988) son los sistemas más ampliamente utilizados en el mundo. Varnes (1958,1978) emplea el criterio principal en la clasificación, el tipo de movimiento y en segundo lugar, el tipo de material. Existen definiciones ambiguas para los distintos tipos de movimientos en masa (Hung et al., 2001; Hutchinson, 1970; Brunsten, 1984; Cruden y Varnes, 1996; Corominas y Yague (1997) y es importante tener en cuenta que en la práctica es difícil asignar un movimiento a una clase en particular, ya que dependiendo la ladera hay variables que cambian. Los tipos de movimientos descritos en este capítulo son los determinados por Varnes (1978) que los divide en cinco tipos: caídas, vuelcos, deslizamientos, propagaciones y flujos (Tabla 25-AI).

- **Caída**: movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una ladera, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable.



Una vez desprendido, el material cae desplazándose principalmente por el aire pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento. Dependiendo del material desprendido se habla de una caída de roca, o una caída de suelo.

- **Vuelco:** presenta una rotación generalmente hacia adelante de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior. Este movimiento ocurre por acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas. El volcamiento puede ser de bloques o flexural del macizo rocoso.

<b>Tipos</b>	<b>Subtipos</b>
Caída	Caída de roca o suelo
Vuelco	Vuelco de roca en bloque Vuelco flexural
Deslizamiento (suelo o roca)	Deslizamiento traslacional (planar y en cuña) Deslizamiento rotacional Deslizamiento compuesto
Propagación lateral	Propagación lateral lenta Propagación lateral rápida (por licuefacción)
Flujo	Flujo seco Flujo de detritos Crecida de detritos Flujo de lodo Flujo de tierra Deslizamiento por flujo (deslizamiento por licuación) Avalancha de detritos Avalancha de roca
Otros movimientos	Deformaciones gravitacionales profundas Reptación de suelos

- **Deslizamiento:** Es un movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de una delgada zona en donde ocurre una gran deformación cortante. En el sistema de Varnes (1978), se clasifican los deslizamientos, según la forma de la superficie de falla por la cual se desplaza el material, en traslacionales y rotacionales. Los deslizamientos traslacionales a su vez pueden ser planares o en cuna.

*a. Deslizamiento traslacional:* es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada. En general, estos movimientos suelen ser más superficiales que los rotacionales y el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto entre la

roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden y Varnes, 1996). En los casos en que la traslación se realiza a través de un solo plano se denomina deslizamiento planar (Hoek y Bray, 1981). El deslizamiento en cuña, es un tipo de movimiento en el cual el cuerpo del deslizamiento está delimitado por dos planos de discontinuidad que se interceptan entre sí e interceptan la cara de la ladera o talud, por lo que el cuerpo se desplaza bien siguiendo la dirección de la línea de intersección de ambos planos, o el buzamiento de uno de ellos.

*b. Deslizamiento rotacional:* la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla curva y cóncava. Estos movimientos muestran una morfología distintiva caracterizada por un escarpe principal pronunciado y un contrapendiente de la superficie de la cabeza del deslizamiento hacia el escarpe principal. La deformación interna de la masa desplazada es usualmente muy poca. Visto en planta el deslizamiento posee una serie de agrietamientos concéntricos y cóncavos en la dirección del movimiento. El movimiento produce un área superior de hundimiento y otra inferior de deslizamiento generándose comúnmente, flujos de materiales por debajo del pie del deslizamiento.

Sin embargo, las superficies de rotura de movimientos en masa son generalmente más complejas que estos dos tipos anteriores, pueden consistir de varios segmentos planares y curvos, denominándose *deslizamientos compuestos* (Hutchinson, 1988). La superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El tipo más común incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal, usualmente paralela a la estratificación en rocas sedimentarias. Usualmente los deslizamientos compuestos se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de estructuras de “graben” o fosa, lo cual los diferencia morfológicamente de los deslizamientos rotacionales.

- **Propagación lateral:** el desplazamiento ocurre predominantemente por deformación interna (expansión) del material. pueden considerarse como la etapa final en una serie de movimientos donde la deformación interna predomina decididamente sobre otros mecanismos de desplazamiento como los que imperan en el deslizamiento o el flujo. Varnes (1978) distingue dos tipos de propagación, uno en que el movimiento afecta a todo el material sin distinguirse la zona basal de cizalla, típico de masas rocosas, y otro que ocurre en suelos cohesivos que sobreyacen a materiales que han sufrido licuefacción o a materiales en flujo plástico. Debe hacerse una distinción importante entre las propagaciones laterales lentas como las que ocurren

en estratos rocosos gruesos que sobreyacen a materiales blandos, y las que involucran licuación de materiales sensibles tales como arenas saturadas de densidad relativa baja a media o limos y arcillas sensitivas.

- **Flujo:** Es un tipo de movimiento en masa que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido; puede ser rápido o lento, saturado o seco. Hungr et al. (2001), clasifican los flujos de acuerdo con el tipo y propiedades del material involucrado, la humedad, la velocidad, el confinamiento lateral y otras características que los hacen distinguibles. Existen diferentes tipos de flujos:

*a. Flujo seco:* ocurren con alguna frecuencia pequeños flujos secos de material granular y se ha registrado un número considerable de flujos grandes y catastróficos en materiales secos. El flujo seco de arena es un proceso fundamental en la migración de dunas de arena. Los flujos secos de talud son importantes en la formación de conos de talud (Evans y Hungr, 1993). Los de limo a veces son desencadenados por el fallamiento de escarpes empinados o barrancos de material limoso (Hungr et al., 2001).

*b. Flujo de detritos:* es un flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos, que transcurre principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce con pendiente pronunciada. Se inician como uno o varios deslizamientos superficiales de detritos en las cabeceras o por inestabilidad de segmentos del cauce en canales de pendientes fuertes. Los flujos de detritos incorporan gran cantidad de material saturado en su trayectoria al descender en el canal y finalmente los depositan en abanicos de detritos. Hay un tipo de flujo de detritos de gran magnitud que ocurre en los volcanes, ya sea durante las erupciones o en el periodo entre estas; por lo general movilizan depósitos de material volcánico no consolidado. Estos son denominados usualmente como *lahares*.

*c. Crecida de detritos:* flujo muy rápido de una crecida de agua que transporta una gran carga de detritos a lo largo de un canal, usualmente también llamados flujos hiper-concentrados (Hungr et al., 2001). Las crecidas de detritos se caracterizan por caudales pico 2 o 3 veces mayores que el de una crecida de agua o inundación. Pueden ocurrir eventos excepcionales por descargas de agua inusualmente altas, tales como las producidas por el rompimiento de presas naturales o artificiales (*outbursts*), la liberación súbita de agua de lagos glaciales (GLOFs) o subglaciales (*jokulhlaups*) (Hungr, 2005). Estos son denominados aluviones, en Perú, Chile y Argentina.

*d. Flujo de lodo:* Flujo canalizado muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados plásticos, cuyo contenido de agua es significativamente mayor al del material fuente. El flujo de lodo incorpora agua superficial durante el movimiento, mientras que el deslizamiento por flujo ocurre por licuación *in situ*, sin un incremento significativo del contenido de agua (Hungry et al., 2001).

*e. Flujo de tierra:* Es un movimiento intermitente, rápido o lento, de suelo arcilloso plástico (Hungry et al., 2001). Los flujos de tierra desarrollan velocidades moderadas, con frecuencia de centímetros por año, sin embargo, pueden alcanzar valores hasta de metros por minuto (Hutchinson, 1988). El volumen de los flujos de tierra puede llegar hasta cientos de millones de metros cúbicos.

*f. Deslizamiento por flujo (deslizamiento por licuación):* deslizamientos que en fases posteriores a su iniciación se comportan como un flujo, como resultado de licuación (Varnes, 1978). Hungry et al. (2001) lo definen como flujo muy rápido o extremadamente rápido de una masa de suelo con estructura granular ordenada o desordenada. Debe enfatizarse que este término implica la licuación del material que hace parte del movimiento en masa, aunque en general la licuación ocurre solo después de un desplazamiento importante. El movimiento de algunos deslizamientos por flujo está dominado por deformación interna del material y aquellos podrían denominarse mejores propagaciones laterales extremadamente rápidas.

*g. Avalancha de detritos:* Flujo no canalizado de detritos saturados o parcialmente saturados, poco profundos, muy rápidos a extremadamente rápidos. Estos movimientos comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable distorsión interna y toma la condición de flujo. Las avalanchas, a diferencia de los deslizamientos, presentan un desarrollo más rápido de la rotura. Según el contenido de agua o por efecto de la pendiente, la totalidad de la masa puede licuarse, al menos en parte, fluir y depositarse mucho más allá del pie de la ladera (Varnes, 1978). Las avalanchas de detritos son morfológicamente similares a las avalanchas de rocas.

*h. Avalancha de rocas:* son flujos de gran longitud extremadamente rápidos, de roca fracturada, que resultan de deslizamientos de roca de magnitud considerable (Hungry et al., 2001). Pueden ser extremadamente móviles y su movilidad parece que crece con el volumen. Sus depósitos están usualmente cubiertos por bloques grandes, aun cuando se puede encontrar bajo la

superficie del depósito material fino derivado parcialmente de roca fragmentada e incorporada en la trayectoria.

Existen otros movimientos en masa que constituyen la clasificación, pero no determinados por Varnes (1978). Entre ellos están:

- *Deformaciones gravitacionales profundas*: estos tipos de movimiento presentan rasgos de deformación, pero sin el desarrollo de una superficie de ruptura definida y usualmente con muy baja magnitud de velocidad y desplazamiento (Hutchinson, 1988).

- *Reptación*: movimientos lentos del terreno en donde no se distingue una superficie de falla. La reptación puede ser de tipo estacional, cuando se asocia a cambios climáticos o de humedad del terreno, y verdadera cuando hay un desplazamiento relativamente continuo en el tiempo. Dentro de este movimiento se incluyen la *soliflucción* y la *geliflucción*, este último término reservado para ambientes periglaciales. Ambos procesos son causados por cambios de volumen de carácter estacional en capas superficiales del orden de 1 a 2 metros de profundidad, combinados con el movimiento lento del material ladera abajo.

### **I.1.3. Caracterización de los movimientos**

Junto al tipo de movimiento, son importante las características que posee:

#### *1. Tipo de Material*

*a. Roca*: material duro y firme que estaba intacto en su lugar, antes de la iniciación del movimiento.

*b. Residuos*: residuos o “detritos”, se denomina así al suelo que contiene una significativa proporción de material grueso. Se considera que, si más del 20% del material en peso es mayor de 2 milímetros de diámetro equivalente, debe llamarse “Residuos”. Por lo general, existen partículas mucho mayores de 2 milímetros, para que sean consideradas de este modo.

*c. Tierra*: materiales con más del 50% de finos (Pasantes tamiz ASTM 200) (USGS, 2004), su humedad es relativamente baja y no tiene consistencia líquida, se incluyen los materiales desde arenas a arcillas muy plásticas.

*d. Lodo*: material con más del 50% de finos (Pasantes tamiz ASTM 200) (USGS, 2004), con humedades cercanas o superiores al límite líquido, esto le permite fluir rápidamente.

#### *2. Humedad*

## *Anexo I. Conceptos Básicos de los procesos de inestabilidad de laderas*

Se proponen cuatro términos para definir las condiciones de humedad así:

- a. Seco:* no contiene humedad “visible”.
- b. Húmedo:* contiene algo de agua, pero no posee agua (corriente) libre y puede comportarse como un sólido plástico, pero no como un líquido.
- c. Mojado:* contiene suficiente agua para comportarse en parte, como un líquido y posee cantidades visibles de agua que pueden salir del material.
- d. Muy mojado:* contiene agua suficiente para fluir como líquido, aún en pendientes bajas.

### *3. Estilo*

Varnes (1978) estableció una nomenclatura de actividad de deslizamiento cuando aparecen conjuntamente diferentes tipos de movimiento:

- a. Complejo:* es aquel que tiene al menos, dos tipos de movimiento. Por ejemplo, inclinación y desplazamiento.
- b. Compuesto:* caso en el cual ocurren simultáneamente varios tipos de movimientos en diferentes áreas de la masa desplazada.
- c. Múltiple:* deslizamiento que muestra movimientos repetidos del mismo tipo, generalmente, ampliando la superficie de falla. En cambio, un movimiento sucesivo corresponde a movimientos repetidos, pero que no comparten la misma superficie de falla.
- d. Sencillo:* se presenta un solo tipo de movimiento.

### *4. Estado de Actividad*

De acuerdo con su estado actual de actividad, los deslizamientos se clasifican de la siguiente forma:

- a. Activo:* deslizamiento que se está moviendo en la actualidad.
- b. Reactivado:* movimiento que nuevamente está activo, después de haber estado inactivo. Por ejemplo, deslizamientos reactivados sobre antiguas superficies de falla.
- c. Suspendido:* deslizamientos que han estado activos durante los últimos ciclos estacionales, pero que no se están moviendo en la actualidad.
- d. Inactivo:* deslizamiento que lleva varios ciclos estacionales, sin actividad.
- e. Dormido:* deslizamiento inactivo donde aparentemente permanecen las causas del movimiento.

*f. Abandonado:* es el caso de un río que cambió de curso y que estaba produciendo un deslizamiento.

*g. Estabilizado:* movimiento suspendido por obras remediales artificiales.

*h. Relicto:* deslizamientos que probablemente ocurrió hace varios miles de años.

### 5. Secuencia de Repetición

La secuencia se refiere a los movimientos que se inician en un área local y progresan o se repiten en una determinada dirección. Varnes (1978) recomienda utilizar la siguiente terminología:

*a. Progresivo:* la superficie de falla se extiende en la misma dirección del movimiento.

*b. Retrogresivo o sucesivo:* la superficie de falla se extiende en dirección opuesta al movimiento.

*c. Ampliándose:* la superficie de falla se extiende hacia una u otra de las márgenes laterales.

*d. Alargándose:* la superficie de falla se alarga agregándoles continuamente, volumen de material desplazado. La superficie de falla puede alargarse en una o más direcciones. El término “alargándose” puede utilizarse indistintamente con el término progresivo.

*e. Confinado:* se refiere a los movimientos que tienen un escarpe visible, pero no tienen superficie de falla visible en el pie de la masa desplazada.

*f. Disminuyendo:* el volumen de material que está siendo desplazado, disminuye con el tiempo.

### 6. Velocidad del Movimiento

La tabla 27-AI muestra la escala de velocidades de movimientos, propuesta por Cruden y Varnes (1996). La velocidad del movimiento tiene gran influencia sobre el poder destructivo de un deslizamiento (Fig. 53-AI). Si tienen una velocidad rápida el poder de destrucción será mayor, como así también si los movimientos son extremadamente lentos se vuelven imperceptibles (sin instrumentos).

**Tabla 26-AI:** Escala de velocidades según Cruden y Varnes (1996)

Clase	Descripción	Velocidad (mm/s)	Desplazamiento
7	Extremadamente rápido	$5 \times 10^3$	5 m/s
6	Muy rápido	$5 \times 10^1$	3 m/min
5	Rápido	$5 \times 10^{-1}$	1,8 m/h
4	Moderado	$5 \times 10^{-3}$	13 m/mes
3	Lento	$5 \times 10^{-5}$	1,6 m/año
2	Muy lento	$5 \times 10^{-7}$	16 mm/año
1	Extremadamente lento		

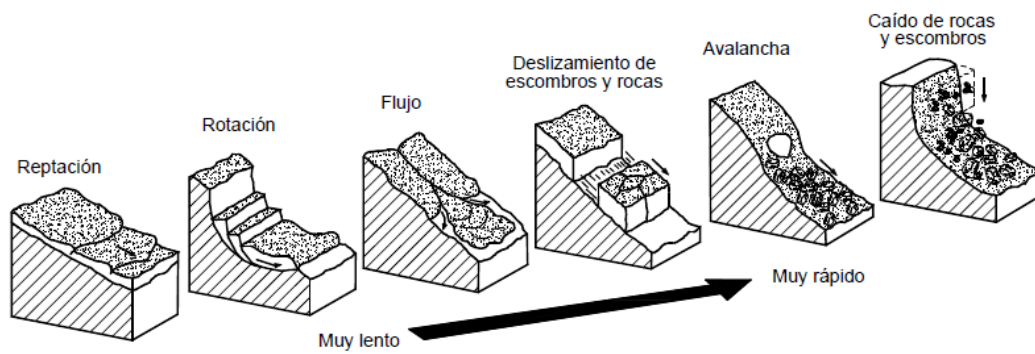


Figura 53-AI: Velocidad de acuerdo al tipo de movimiento. Fuente: Cruden y Varnes (1996).

### 7. Dimensiones de los movimientos

Para definir las dimensiones de un movimiento se utiliza la terminología recomendada por el IAEG *Commission on Landslides* (1990) (Fig. 54-AI):

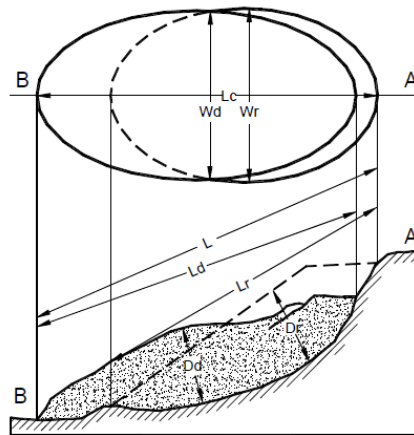
- *Ancho de la masa desplazada ( $Wd$ )*: ancho máximo de la masa desplazada, perpendicular a la longitud  $Ld$ .
- *Ancho de la superficie de falla ( $Wr$ )*: ancho máximo entre los flancos del deslizamiento perpendicular a la longitud  $Lr$ .
- *Longitud de la masa deslizada ( $Ld$ )*: distancia mínima entre la punta y la cabeza.
- *Longitud de la superficie de falla ( $Lr$ )*: distancia mínima desde el pie de la superficie de falla y la corona.
- *Profundidad de la masa desplazada ( $Dd$ )*: máxima profundidad de la masa movida perpendicular al plano conformado por  $Wd$  y  $Ld$ .
- *Profundidad de la superficie de falla ( $Dr$ )*: máxima profundidad de la superficie de falla con respecto a la superficie original del terreno, medida perpendicularmente al plano conformado por  $Wr$  y  $Lr$ .
- *Longitud total ( $L$ )*: distancia mínima desde la punta a la corona del deslizamiento.
- *Longitud de la línea central ( $Lc$ )*: distancia que hay desde la punta (o ña) hasta la corona del deslizamiento, a lo largo de los puntos ubicados sobre la superficie original y equidistantes de los bordes laterales o flancos.

También, se deben medir alturas del nivel freático, alturas de los escarpes, radios de rotación del movimiento, pendientes de la superficie antes y después de la falla. En los deslizamientos



*Anexo I. Conceptos Básicos de los procesos de inestabilidad de laderas*

la escala horizontal debe ser igual a la vertical. Se recomienda en lo posible, que las dimensiones sean identificadas en planos en planta y perfil del deslizamiento.



**Figura 54-AI:** Dimensiones de los movimientos en masa. Fuente: IAEG Commission on Landslides (1990).

# **ANEXO II**

## II. Datos geoespaciales

### II.1. Conceptos y nociones generales de la teledetección

La teledetección o sensoramiento remoto es el proceso de adquisición de datos y/o información acerca de algunas propiedades de un objeto, superficie o material por medio de un instrumento alejado (no en contacto directo) de la superficie u objeto de interés. Involucra la detección y medición de energía electromagnética, que se emana de objetos distantes de manera tal que el usuario puede identificar y categorizar esos objetos en base a su clase, sustancia o distribución espacial (Paruelo et al., 2014).

Según Chuvieco (2010), la teledetección es aquella técnica que permite adquirir imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, asumiendo que entre la Tierra y el sensor existe una interacción energética, ya sea por reflexión de la energía solar o de un haz energético artificial, ya por emisión propia.

Un sistema de teledetección, incluye los siguientes elementos:

- *Fuente de energía*: supone el origen de la radiación electro-magnética que detecta el sensor, la más importante es el sol. Puede ser un foco externo a éste (teledetección pasiva), o de un haz energético emitido por el sensor (teledetección activa).

- *Cubierta terrestre*: formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas, que reciben la señal energética de la fuente de energía y la reflejan o emiten de acuerdo a sus características físicas.

- *Sistema sensor*: compuesto por el sensor y la plataforma que lo alberga. Su misión es captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla o enviarla directamente al sistema de recepción.

- *Sistema de recepción-comercialización*: es donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado, y tras las oportunas correcciones se distribuye a los interesados.

- *Intérprete*: convierte esos datos en información temática de interés, ya sea visual o digitalmente, de cara a facilitar la evaluación del problema en estudio.

- *Usuario final*: encargado de analizar el documento fruto de la interpretación.

Las tres formas de adquirir información a partir de un sensor remoto es por reflexión, emisión y emisión-reflexión. En cualquiera de estos casos, el flujo energético entre la cubierta terrestre y el sensor constituye una forma de radiación electromagnética.

La teledetección desde satélite cuenta con numerosas aplicaciones, complementando las formas de observación más convencionales, como la fotografía aérea o los trabajos de campo. Entre las ventajas se puede destacar: cobertura global y exhaustiva de la superficie terrestre, una perspectiva panorámica, una observación multi-escala desde lo local a lo global, brindar información sobre regiones no visibles del espectro, cobertura repetitiva, transmisión inmediata, formato digital. Como así también presenta diversas limitaciones, como son las derivadas de la resolución espacial, espectral o temporal actualmente disponibles, que pueden no ser suficientes para resolver un cierto problema.

## **II.2. Aplicación de la teledetección al estudio de los procesos de inestabilidad**

La observación de la superficie terrestre desde el espacio ha encontrado muchos usos en las ciencias naturales, pero es sólo en las últimas décadas que los avances tecnológicos se han extendido también a los procesos de remoción en masa (Singhroy, 1995; Ferretti et al., 2001; Canuti et al., 2004; Hong et al., 2007; van Westen et al., 2008; Martha et al., 2010; Ferretti et al., 2011; Tofani et al., 2013, entre otros).

Con los rápidos avances en el uso de la teledetección y diferentes técnicas, se están realizando procesamientos e interpretación de imágenes satelitales para la detección, cartografía, seguimiento y análisis de peligros de estos eventos (Schowengerdt, 2006; Tofani et al., 2013). La detección y cartografía de deslizamientos, se benefician tanto de las imágenes satelitales ópticas como radar. En el campo de las imágenes ópticas, una nueva generación de satélites de alta resolución (e.g. World-View, Geo-eye, Pléyades), presentan resoluciones que van de 0,5 m a 2 m, y ofrecen una herramienta muy poderosa para una rápida reproducción de los mapas de inventarios. Su relación coste/beneficio es relativamente bajo, considerando que estos satélites tienen una cobertura global y que la adquisición "*on demand*" hace que las imágenes sean disponibles fácilmente (Casagli et al., 2005; Lu et al., 2011).

Según Tofani et al. (2013), en el mapeo de deslizamientos, el uso de imágenes ópticas se puede aplicar a: (i) la interpretación visual de los resultados de las pruebas de imágenes estereoscópicas (Soeters y van Westen, 1996); ii) clasificación de imagen con métodos basados en píxeles semiautomáticos (Borghuis et al., 2007; Marcelino et al., 2009); (iii) clasificación

de imagen con métodos semiautomáticos orientados a objetos (Martha et al., 2010; Lu et al., 2011; Stumpf y Kerle, 2011); iv) técnicas de detección de cambios (Nichol y Wong, 2005a; Weirich y Blesius, 2007; Tsai et al., 2010; Moragues et al. 2019); y v) correlación cruzada de imágenes ópticas (Delacourt et al., 2007; Leprince et al., 2007; Debella-Gilo y Kaab, 2011).

Con el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG), los inventarios de movimientos en masa pueden ser incorporados en análisis espaciales basados en modelos deterministas, estadísticos o heurísticos. A partir de esta información es posible evaluar la amenaza por deslizamientos en zonas donde el relieve presenta características similares a los registros de referencia (Metternicht et al. 2005).

### **II.3. Sensores y satélites utilizados**

Existen dos tipos de sensores, pasivos, cuando se limitan a recibir la energía proveniente de un foco exterior a ellos, y activos, cuando son capaces de emitir su propio haz de energía (Chuvienco, 2010). Aquí se desarrollarán los sensores pasivos (imágenes satelitales ópticas). Los datos espectrales con los que se construirán las imágenes son registrados por sensores que están montados sobre distintos tipos de plataformas. Los sensores, espectrales, son dispositivos que registran la radiación electromagnética que es reflejada o emitida por una determinada superficie.

Los sensores pueden ser montados sobre distintas plataformas, en este caso sobre un satélite y se lo denomina "satelital". Las plataformas satelitales obtienen datos y generan información para distintas aplicaciones relacionadas con las ciencias ambientales o agronómicas tanto de la superficie terrestre como la atmósfera. Las plataformas satelitales pueden clasificarse en dos grandes grupos, dependiendo la órbita: geoestacionarios, cuasi polares o polares. Los satélites geoestacionarios, por su órbita, acompañan en su movimiento de rotación a la Tierra (Chuvienco, 2010).

#### **II.3.1. Programa TERRA de la NASA**

ASTER (*The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), es un sensor de imágenes ópticas de alta resolución geométrica y radiométrica, transportado por el satélite TERRA de la NASA, puesto en órbita el 18 de diciembre de 1999. El objetivo principal de la misión ASTER es mejorar el entendimiento de los procesos a escala local y regional que

ocurren sobre o cerca de la superficie de la tierra y en la atmósfera inferior, incluyendo la interacción superficie-atmósfera (ASTER, 2015).

ASTER presenta una órbita heliosincrónica a una distancia de 705 km, con un ciclo de repetición de 16 días, un ancho de barrido de 60 km y una distancia entre orbitas de 172 km. ASTER está compuesto por 3 subsistemas, VNIR, SWIR y TIR; cada uno de cuales presenta características particulares tales como 3 bandas en la región espectral del visible e infrarrojo cercano (VNIR) con una resolución espacial de 15 m.; 6 bandas en la región espectral del infrarrojo de onda corta (SWIR) con una resolución espacial de 30 m. y 5 bandas en el infrarrojo térmico con una resolución espacial de 90 m. . ASTER también presenta un telescopio con visión hacia atrás que escanea en la región espectral de la banda 3B, lo que nos permite realizar modelos digitales de terreno (MDT) por pares estereoscópicos (ASTER, 2015).

### **II.3.2. Programa LANDSAT**

El programa LANDSAT suministra imágenes de resolución espacial media en forma continua desde 1972, generando una serie de datos multispectrales de la superficie terrestre más antigua y extensa disponible en la antigüedad. Las misiones LANDSAT son administradas por U.S. Geological Survey-USGS y la NASA, ambos de Estados Unidos. Con los satélites Landsat se captaron imágenes de la superficie de la tierra a lo largo de la traza de la trayectoria del satélite en una longitud de 185 km de ancho.

El sensor multispectral primario a bordo de Landsat 1, 2 y 3 fue el *Multispectral Scanner* (MSS), con una resolución espectral de 80 m. Los renovados sensores *Thematic Mapper* (TM) a bordo Landsat 4 y 5, fueron diseñados con varias bandas adicionales en el infrarrojo de onda corta (SWIR) parte del espectro, con una mejor resolución espacial de 30 m. para la visible, IRc y SWIR; y un canal adicional en el IRt con una resolución de 120 m., mayor fidelidad geométrica y mayor precisión radiométrica (8 bits).

Mejoras adicionales fueron incorporadas en el sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) a bordo de la plataforma Landsat 7. Dichas mejoras es la incorporación de una banda pancromática de alta resolución espacial (15 m.), una mayor resolución espacial (60 m.) y dos niveles de ganancia para el canal térmico, el perfeccionamiento de su sistema de calibración radiométrica y geométrica.

Landsat 8 lleva a su carga dos sensores llamados OLI (*Operational Land Imager*) y TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). El sensor OLI agrega dos bandas con respecto a ETM+, una en el visible y otra en el SWIR (ambas de 30 m de resolución), mientras que la información térmica es registrada por el sensor TIRS mediante dos canales de 100 m de resolución espacial. Actualmente, Landsat 7 y 8 orbitan la tierra a 705 km de altura. Cada uno de ellos hacer una órbita completa cada 99 minutos, completa unas 14 órbitas cada día y cruza cada punto en la tierra una vez cada 16 días (Paruelo et al., 2014).

### **II.3.3. Programa SPOT**

El programa espacial civil SPOT (*Système Pour l'Observation de la Terre*), ha tenido como objetivos principales la exploración de los recursos terrestres, la detección y el pronóstico de fenómenos climatológicos y oceanográficos, y el monitoreo de actividades humanas y de fenómenos biológicos, entre otros. Se origina dentro del marco de estudios desarrollado por el sistema de observación de la Tierra, por iniciativa del Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (CNES), en colaboración con Bélgica y Suecia.

El primer satélite de esta serie fue lanzado al espacio en 1986. Desde entonces el CNES ha puesto en órbita otros cuatro satélites, en 1990, 1993, 1998 y 2002. De los cinco satélites que forman parte de esta familia, actualmente sólo tres se mantienen operativos, ellos son SPOT-2, SPOT-4 y SPOT-5. El SPOT-1 y SPOT-3 han sido puestos fuera de servicio en 2003 y 1996, respectivamente. El primero debido a su gradual pérdida de altura, y el segundo como consecuencia de una falla en su sistema de estabilización (Paruelo et al., 2014).

Por último, SPOT-6 y SPOT-7 que forman una constelación de satélites de observación de la Tierra, diseñada para garantizar la continuidad de la disponibilidad de los datos de alta resolución y gran ancho de huella hasta 2023. Incorporan las innovaciones tecnológicas y operativas con las que cuenta la constelación Pléiades. El satélite SPOT-6 fue lanzado el 9 de septiembre del 2012, como parte de la misión que realizaba el satélite SPOT, que llevaba realizando imágenes de la Tierra en alta resolución desde 1986. Opera en la misma órbita que el satélite SPOT-7, trabajando en conjunto con él para proporcionar imágenes de alta resolución (diariamente). SPOT-7, fue lanzado el 30 de junio del 2014, ambos satélites tienen la capacidad de obtener imágenes Pancromáticas y multiespectrales (R, G, B y NIR) a una Distancia Terráquea de Muestreo (GSD) de 1,5 m. Han sido probados como una herramienta muy

poderosa una multitud de actividades desde mapeo civil y militar hasta la gestión de cultivos agrícolas y de tierras.

## **II.4. Modelo digital de elevación**

### **II.4.1. Misión SRTM**

La Misión SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) generó el modelo digital de elevación más completo y de mayor resolución de la Tierra. El proyecto fue un esfuerzo conjunto entre la NASA, la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial y las Agencias Espaciales Alemana e Italiana y voló en febrero de 2000. Utilizó antenas de radar duales para adquirir datos radar interferométricos, procesados a datos topográficos digitales a 1 arco segundo de resolución. Su fin es obtener un modelo digital de elevación de la zona del globo terráqueo entre 56 °S a 60 °N, de modo que genere una completa base de mapas topográficos digitales de alta resolución de la Tierra, aproximadamente el 80%. En términos cuantitativos, los productos cartográficos derivados de los datos SRTM deben muestrearse en una cuadrícula de 1 arco por 1 arco segundo (~ 30 m por 30 m) (Farr et al., 2017).

En las últimas dos décadas, la topografía digital ha sido utilizada para los estudios geológicos y geomórficos. Se puede analizar las características topográficas: elevación media, máxima y mínima; relieve topográfico; hipsometría (distribución de área vs elevación); ángulo de pendiente de las laderas; gradientes de los cauces de los ríos; geometría y características geomórficas específicas, tales como llanuras de inundación, abanicos aluviales, morrenas glaciales o deslizamientos. Esta descripción topográfica digital permite una cuantificación de las características del paisaje hasta ahora inalcanzable (Farr et al., 2017).

### **II.4.2. ALOS PALSAR**

Entre 2006 y 2011, el radar de apertura sintética (SAR) de banda L de PALSAR (*Phased Arraytype L-band Synthetic Aperture Radar*), permitió realizar una observación detallada, en todas las condiciones meteorológicas, de día y de noche, así como una interferometría de paso repetido. Los datos PALSAR provienen de múltiples modos de observación con polarización variable, resolución, ancho de hilera y ángulo fuera del nadir. Es uno de los modelos digitales de elevación más atractivos con una resolución espacial de 30 y 12,5 m. remuestreados a nivel mundial y de manera multitemporal, con una periodicidad de 46 días.

ALOS dispone de tres instrumentos de teledetección (Rosenqvist et al., 2007):



## *Anexo II. Datos geoespaciales*

- *Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping* (PRISM) de 2,5 m de resolución;

- *Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer type 2* (AVNIR-2) de 10 m de resolución;

- *Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar* (PALSAR), de polarimétrica de resolución variable.

PALSAR fue uno de los tres instrumentos de ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), también conocido como DAICHI, desarrollado para contribuir a los campos de la cartografía, la observación precisa de la cobertura terrestre regional, el monitoreo de desastres y la prospección de recursos. ALOS era una misión de la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA) (Rosenqvist et al., 2007).