



UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO

TESIS DE DOCTORADO

Dinámica glaciar de la cuenca del río Santa Cruz, Andes Patagónicos
Australes: estudio y análisis multiescalar mediante el uso de geotecnologías

Doctorado en Geografía

Nombre del Tesista: Andrés Lo Vecchio Repetto

Nombre de la Directora: María Gabriela Lenzano

Nombre del Co-director: Raúl Alejandro Mikkan

Mendoza, 2019



UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

TESIS DE DOCTORADO

Dinámica glacial de la cuenca del río Santa Cruz, Andes Patagónicos
Australes: estudio y análisis multiescalar mediante el uso de geotecnologías

Doctorado en Geografía

Nombre del Tesista: Andrés Lo Vecchio Repetto

Nombre del Directora: María Gabriela Lenzano

Nombre del Co-director: Raúl Alejandro Mikkan

Mendoza, 2019

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la primera escuela que asistí: mi casa y familia. Agradezco a Claudia Repetto y Roberto Lo Vecchio por habernos estimulado a mis hermanos y a mí a siempre estar en movimiento, hacer cosas y ser creativos. Gracias Danilo, Agustina y Pablo por tantos años de escuela juntos, de ayudarnos entre nosotros.

En todo este proceso, la educación estatal ha sido transversal y el mecanismo a través del cual he podido alcanzar numerosos logros personales y, especialmente, colectivos. Agradezco a la escuela Justo López de Gomara (B° UNIMEV, Guaymallén, Mendoza), especialmente a la señorita Susana Manzano que nunca nos puso un techo y nos alentó a ser nosotros mismos. El Departamento de Aplicación Docente (DAD), Liceo Agrícola “Domingo Faustino Sarmiento” y el colegio “Gilda Cosma de Lede” han sido mi casa durante mi educación secundaria. Gracias por darme las herramientas que me permitieron seguir adelante. Agradezco a la Facultad de Filosofía y Letras (UNCuyo), especialmente el Departamento de Geografía, quien me mostró un camino en un momento donde otro se había terminado estrepitosamente.

En ese contexto, quiero hacer mención al Profesor Luis Lenzano quien fue el responsable de que hoy esté en este lugar. Con su entusiasmo y dedicación me mostró este mundo del que espero nunca alejarme, los glaciares. Allá por noviembre de 2011 me dio la oportunidad de conocer al primer gigante, el glaciar cubierto Horcones Inferior.

Doy gracias al Departamento de Geografía, a su directora Claudia Valpreda y a la Facultad de Filosofía y Letras por haberme brindado toda la confianza para desempeñarme como docente, actividad que me llena de orgullo y placer. Agradezco a Alejandrina Videla por los lindos momentos vividos y las charlas de glaciares en “nuestra oficina” alternativa. En este marco quiero agradecer profundamente a todos los alumnos que han pasado por las cátedras de Técnicas en Geografía Física y Geografía Física General, quienes me han enseñado más de lo que yo he podido hacerlo con ellos.

Agradezco a mi directora de tesis, Gabriela Lenzano por su tiempo y dedicación en cada paso que di en la construcción de este conocimiento. Estoy seguro que no ha sido fácil dirigirme, sin embargo, y a pesar de nuestras diferencias y similitudes hemos logrado construir un cimiento que permitirá construir sobre bases firmes. En el mismo sentido, agradezco a Raúl Mikkan, codirector de esta tesis, por sus comentarios claros y justos producto de una gran experiencia. La posibilidad de interactuar con directores provenientes de diversas áreas del conocimiento ha dado lugar a una mezcla única y prometedora.

Gracias a mis compañeros de trabajo y especialmente amigos: Adalberto Ferlito, Marcelo Durand, Esteban Lannutti, Daniel Falaschi, Silvana Moragues, Paulina Vacaflor y Carolina Martínez. Gracias por todos esos momentos vividos que hicieron más humano a un sistema poco humanizado.

Además, quiero agradecer a Parque Nacional Los Glaciares por todo el apoyo brindado y por permitirme conocer los lugares más bonitos que he visto en mi vida. Gracias al Guardaparques Jorge Lenz por su entusiasmo y participación en todas nuestras actividades, gracias por abrirme las puertas de tu casa y de tu familia. Gracias a los glaciares Upsala, Viedma y Perito Moreno por darnos jornadas de trabajos llenas de satisfacción y felicidad.

Finalmente, quiero agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y a la Agencia Nacional de Promoción Científica por las dos becas de postgrado otorgadas, quienes hicieron factible este proyecto de tesis. Sin ese apoyo, este trabajo hubiese sido imposible. En ese sentido, el agradecimiento es extensivo para el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) – CONICET MENDOZA.

Índice temático

| | |
|------------------------|----|
| ÍNDICE TEMÁTICO..... | 4 |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | 9 |
| ÍNDICE DE TABLAS..... | 21 |
| RESUMEN..... | 23 |
| ABSTRACT..... | 23 |

SECCIÓN I: INTRODUCCIÓN..... 24

CAPÍTULO 1. GLACIARES Y SOCIEDAD, UNA HISTORIA EN COMÚN..... 25

| | |
|--|----|
| GLACIARES: FUENTE DE VIDA Y AMENAZAS | 26 |
|--|----|

CAPÍTULO 2. PROBLEMÁTICA Y JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO 33

| | |
|-------------------------------------|----|
| CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR | 33 |
|-------------------------------------|----|

| | |
|--------------------------------------|----|
| CUENCA DEL RÍO SANTA CRUZ (CRS)..... | 37 |
|--------------------------------------|----|

| | |
|--|----|
| ¿POR QUÉ ESTUDIAR LOS GLACIARES DE LA CRS? | 44 |
|--|----|

| | |
|-----------------------------------|----|
| <i>Marco epistemológico</i> | 48 |
|-----------------------------------|----|

| | |
|-----------------------------|----|
| OBJETIVOS E HIPÓTESIS | 49 |
|-----------------------------|----|

| | |
|----------------------------------|----|
| <i>Objetivos generales</i> | 49 |
|----------------------------------|----|

| | |
|------------------------------------|----|
| <i>Objetivos específicos</i> | 50 |
|------------------------------------|----|

| | |
|------------------------|----|
| <i>Hipótesis</i> | 51 |
|------------------------|----|

SECCIÓN II: CAUSAS DE LA DINÁMICA GLACIAL 53

CAPÍTULO 3. SISMICIDAD Y VULCANISMO 54

| | |
|--------------------|----|
| INTRODUCCIÓN | 54 |
|--------------------|----|

| | |
|----------------------------|----|
| MATERIALES Y MÉTODOS | 58 |
|----------------------------|----|

| | |
|-----------------------------|----|
| <i>Datos sísmicos</i> | 58 |
|-----------------------------|----|

| | |
|---------------------------------|----|
| <i>Registro volcánico</i> | 59 |
|---------------------------------|----|

| | |
|----------------------------------|----|
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 60 |
|----------------------------------|----|

| | |
|-------------------------|----|
| <i>Sismicidad</i> | 60 |
|-------------------------|----|

| | |
|-------------------------|----|
| <i>Vulcanismo</i> | 64 |
|-------------------------|----|

| | |
|----------------|----|
| SÍNTESIS | 68 |
|----------------|----|

| | |
|---|-----------|
| CAPÍTULO 4. CLIMATOLOGÍA | 69 |
| INTRODUCCIÓN | 69 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 72 |
| <i>Datos</i> | 72 |
| <i>Metodología</i> | 74 |
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 74 |
| SÍNTESIS | 76 |
| CAPÍTULO 5. VARIACIONES DE NIVEL DEL SISTEMA LACUSTRE ARGENTINO- VIEDMA | 78 |
| INTRODUCCIÓN | 78 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 79 |
| <i>Datos</i> | 79 |
| <i>Metodología</i> | 79 |
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 81 |
| SÍNTESIS | 83 |
| CAPÍTULO 6. LITOLOGÍA DEL LECHO GLACIAL | 84 |
| INTRODUCCIÓN | 84 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 86 |
| <i>Mapeo y caracterización de litologías</i> | 86 |
| <i>Análisis morfométrico</i> | 88 |
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 88 |
| SÍNTESIS | 96 |
| CAPÍTULO 7. TEMPERATURA SUPERFICIAL GLACIAR Y LACUSTRE | 97 |
| INTRODUCCIÓN | 97 |
| <i>Temperatura Superficial del Hielo (TSH)</i> | 97 |
| <i>Temperatura Superficial Lacustre (TSL)</i> | 100 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 106 |
| <i>Datos: MOD11A1</i> | 106 |
| <i>Construcción de imágenes (rasters) mensuales y corrección de desvíos térmicos por nubes</i> | 107 |
| <i>Análisis espacio-temporal</i> | 108 |
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 109 |
| <i>Temperatura Superficial del Hielo: estacionalidad</i> | 109 |
| <i>Temperatura Superficial del Hielo: evolución temporal</i> | 114 |

| | |
|---|-----|
| <i>Temperatura Superficial Lacustre: estacionalidad</i> | 118 |
| <i>Temperatura Superficial Lacustre: evolución temporal</i> | 119 |
| SÍNTESIS | 122 |

SECCIÓN III: DINÁMICA GLACIAL 124

CAPÍTULO 8. EVENTOS DE FUSIÓN SUPRAGLACIAL..... 125

| | |
|--|-----|
| INTRODUCCIÓN | 125 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 133 |
| <i>Datos</i> | 133 |
| <i>Metodología</i> | 134 |
| <i>Análisis de los datos</i> | 136 |
| RESULTADOS..... | 136 |
| <i>Estacionalidad</i> | 136 |
| <i>Evolución temporal</i> | 137 |
| CORRELACIÓN Y DISCUSIÓN | 140 |
| <i>Pm vs. TSH</i> | 140 |
| <i>Pm vs. Niveles lacustres</i> | 141 |
| <i>Pm vs. Índices climáticos (SAM y MEI)</i> | 142 |
| <i>Estudio de caso: represamientos del P. Moreno</i> | 142 |
| SÍNTESIS | 144 |

CAPÍTULO 9. FLUCTUACIÓN FRONTAL DE LARGO PLAZO 145

| | |
|--|-----|
| INTRODUCCIÓN | 145 |
| <i>Glaciar Viedma</i> | 149 |
| <i>Glaciar Upsala</i> | 150 |
| <i>Glaciar Onelli</i> | 152 |
| <i>Glaciar Spegazzini</i> | 152 |
| <i>Glaciar Mayo</i> | 153 |
| <i>Glaciar Ameghino</i> | 154 |
| <i>Glaciar P. Moreno</i> | 155 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 156 |
| <i>Datos</i> | 156 |
| <i>Detección y cuantificación de las fluctuaciones frontales</i> | 156 |
| <i>Correlación: preparación de los datos</i> | 159 |
| ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS | 161 |
| CORRELACIÓN Y DISCUSIÓN | 164 |

| | |
|---|------------|
| <i>Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de sismicidad y vulcanismo</i> | 164 |
| <i>Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de Índices climaticos (SAM y MEI)</i> | 169 |
| <i>Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de Anomalías del nivel lacustre</i> | 171 |
| <i>Fluctuación frontal vs. Tasa de variación de Anomalías de TSH y TSL</i> | 175 |
| <i>Fluctuación frontal vs. Litología</i> | 176 |
| SÍNTESIS | 179 |
| CAPÍTULO 10. VELOCIDADES SUPERFICIALES INTRA ANUALES | 181 |
| INTRODUCCIÓN | 181 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 186 |
| <i>Imágenes satelitales Sentinel-1</i> | 186 |
| <i>Estimación de velocidades superficiales</i> | 188 |
| <i>Análisis de las velocidades superficiales</i> | 191 |
| <i>Correlación</i> | 192 |
| RESULTADOS | 193 |
| <i>Glaciar Upsala</i> | 193 |
| <i>Glaciar Viedma</i> | 197 |
| <i>Comparaciones</i> | 197 |
| CORRELACIÓN Y DISCUSIÓN | 200 |
| <i>Velocidades superficiales vs. Índices climaticos (SAM y MEI)</i> | 200 |
| <i>Velocidades superficiales vs. TSL y TSH</i> | 203 |
| <i>Velocidades superficiales vs. Altura del Nivel Lacustre</i> | 205 |
| <i>Tasa de calving</i> | 206 |
| SÍNTESIS | 210 |

SECCIÓN IV: SÍNTESIS. GLACIARES Y SOCIEDAD ... 212

| | |
|---|------------|
| CAPÍTULO 11. GLACIARES Y SOCIEDAD, UN FUTURO EN COMÚN | 213 |
| DISPONIBILIDAD DE TIERRAS Y EL APROVECHAMIENTO HUMANO | 216 |
| DINÁMICA GLACIAL COMO FUENTE DE AGUA Y DESARROLLO SOCIAL | 219 |
| AMENAZAS NATURALES EN LA CRS | 224 |
| <i>Seiches</i> | 225 |
| <i>Remoción en masa</i> | 226 |
| <i>GLOF</i> | 227 |
| <i>Inundaciones</i> | 229 |
| <i>Lahar</i> | 233 |
| <i>CRS, un ambiente de multiamenazas</i> | 233 |

| | |
|----------------------------------|-------------------|
| <u>CONCLUSIONES</u> | <u>237</u> |
| <u>ANEXO 1</u> | <u>241</u> |
| <u>ANEXO 2</u> | <u>242</u> |
| <u>ANEXO 3</u> | <u>243</u> |
| <u>BIBLIOGRAFÍA</u> | <u>244</u> |

Índice de Figuras

Figura 1.1. Distribución mundial de la cubierta glacial vs. distribución mundial de la población. Solo se representaron las ciudades con 1 millón de habitantes o más. Datos de población extraídos de ArcGIS Hub (www.arcgis.com/datasets). El dataset muestra la población del año 2010. Por su parte, la extensión de la cubierta glacial fue extraída del Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) (www.glims.org).28

Figura 1.2. Distribución espacial de los campos de hielo patagónicos. De Norte a Sur: Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN), Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) y Campo de Hielo de la Cordillera Darwin (CHCD). El Monte Burney, Gran Campo Nevado y Gran Campo Santa Inés son remanentes de una gran y única cubierta glacial que tuvo lugar durante la Gran Glaciación Patagónica, hace 1,5 millones de años (Caldenius, 1932). La cubierta glacial del Monte Burney tiene la particularidad de estar emplazada sobre un cono volcánico activo. Cuenca del río Santa Cruz (CRS).....32

Figura 2.1. Perfil Topográfico de los Andes Patagónicos Australes en relación con la presencia de los Campos de Hielo y otras cubiertas englazadas menores (Figura 1.2). Perfil elaborado a partir del Modelo Digital de Elevación SRTM (1arc) de ~30 m de resolución espacial.....34

Figura 2.2. Distribución espacial de los vientos y las precipitaciones según periodo estival (ONDEFMA) e invernal (MJJAS). Las precipitaciones están expresadas en milímetros acumulados por hora. En línea negra se indican los límites del CHPS. Elaborado a partir de datos de reanálisis disponibles en Lindsay et al., (2014).35

Figura 2.3. Cuenca del río Santa Cruz y sus diversos aspectos geográficos. a) zonificación espacial de la CRS en cuenca alta, media y baja. b) principales aspectos de la hidrografía de la cuenca y distribución espacial de las estaciones meteorológicas utilizadas en la Figura 2.5. c) Distribución espacial de la topografía: Modelo Digital de Elevación ALOS-PALSAR de 12,5 m de resolución espacial. d) Lineamientos tectónicos de la CRS, A= anticlinal; S= sinclinal; FI= falla inversa; FN= falla normal y T= falla transformante extraídos de Ghiglione et al., (2009). e) Zoom al área englazada de la CRS. Imagen de fondo: LANDSAT 5 del 20-02-2011.....39

Figura 2.4. Temperaturas (barras grises) y precipitaciones (línea color negro) medias mensuales históricas de las estaciones meteorológicas emplazadas en el glaciar de Los Tres (GD3), ciudad de El Calafate (CALAFATE), glaciar Perito Moreno (P. MORENO) y lago Torre (LAG. TORRE). Los registros meteorológicos de la estación GD3 corresponden al Inventario Nacional de Glaciares; los de la estación CALAFATE han sido descargados de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de La Nación; por su parte los de la estación P.Moreno han sido extraídos de la publicación científica de Minowa y colaboradores (2017); finalmente los datos de la estación Laguna Torre han sido provistos por el Dr. Ricardo Villalba, investigador del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA – CONICET - CCT MENDOZA).40

Figura 2.5. a) Caudales medios mensuales del río Santa Cruz en la estación de aforo Charles Fuhr durante el periodo 1955 y 2016. Los datos han sido extraídos del servidor online de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de La Nación. b) Anomalías mensuales desestacionalizadas. Las barras verticales de color gris representan los eventos de represamiento-ruptura del glaciar P. Moreno. Las líneas verticales de color gris indican la ruptura del represamiento, aunque se desconoce el inicio de éste. Eventos extraídos de Lenzano et al., (2018).41

Figura 2.6. Visión integral del Sistema Ambiental de los glaciares de la CRS abordados en esta tesis.47

Figura 2.7. Sitio y posición de las variables abordadas en esta tesis. a) La trama de líneas blancas con una disposición oblicua muestra la escala de abordaje de la sismicidad (Capítulo 3) y las variables climatológicas SAM y ENSO (capítulo 4). La trama de líneas amarillas con una disposición horizontal muestra la escala de abordaje del vulcanismo (capítulo 3). El polígono de color rosa y borde negro muestra la escala de análisis de las Temperaturas Superficiales del Hielo (capítulo 7) y los eventos de fusión (capítulo 8). Los polígonos de color azul y contorno blanco hace referencia a la escala del sistema lacustre Viedma-Argentino (capítulo 5). b) El polígono celeste muestra la escala de trabajo del levantamiento y caracterización litológico (capítulo 6). Los puntos verdes y contorno negro muestran los sitios testeados para el estudio de las Temperaturas Superficiales Lacustres (capítulo 7). La trama de líneas negras con disposición romboidal hace referencia a la escala de trabajo de las fluctuaciones frontales (capítulo 9). La trama de puntos aleatorios de color rojo hace referencia a la escala de trabajo de las velocidades superficiales intraanuales (capítulo 10).48

Figura 2.8. Esquema conceptual de la tesis.52

Figura 3.1. a) Distribución regional de epicentros (1904-2014) y volcanes activos según el catálogo sísmico del ISC y del Global Volcanism Program del Smithsonian Institution respectivamente. b) Zoom al área de interés.56

Figura 3.2. Distribución espacial de la micro-red sísmica diseñada por el departamento de Geomática IANIGLA – CONICET diseñada para el monitoreo de la actividad sísmica y volcánica. Los íconos coloreados en blanco se refieren a las estaciones ya instaladas (CHAL y PMOR), mientras que en verde aquellas que han sido proyectadas pero que aún falta ser instaladas. (GREV, VIED, UPSA, RICO)59

Figura 3.3. a) Cantidad acumulada de Sismos (catálogo ISC y USGS en conjunto) en contraste con la cantidad acumulada de estaciones sísmicas oficiales según la ISC (S XX y principios del S XXI – El eje X indica las décadas). b) Distribución de frecuencias absolutas de eventos sísmicos por década (sin SEPA).62

Figura 3.4. Distribución espacial y magnitud de eventos sísmicos localizados a partir de la integración de los catálogos del ISC, USGS y SEPA. Los eventos sin estimación de magnitud corresponden a los del catálogo SEPA.63

| | |
|--|----|
| Figura 3.5. Primer registro gráfico del actual volcán Lautaro en erupción en la bitácora de viaje del H.M.S Gannet (Martinic, 2008)..... | 65 |
| Figura 3.6. Cantidad acumulada de erupciones volcánicas de la ZVA en base a Tabla 3.1. | 66 |
| Figura 3.7. Historia eruptiva de la ZVA y evidencia sísmica asociada al volcán Reclus. Sitio y posición del área de la CRS actualmente englazada frente a ese evento eruptivo. La historia eruptiva ha sido reconstruida a partir de Martinic (1988; 2008), Stern (1991; 2008) y Stern et al., (2011). | 67 |
| Figura 4.1. a) Distribución espacial de la topografía del CHPS. Modelo Digital de Elevación SRTM de 30 m de resolución espacial. b) Distribución espacial de la cantidad de datos MODIS (MOD11A1) por pixel durante el periodo 2001-2016 (más información en capítulo 7). La disponibilidad de datos está directamente relacionada con la presencia de nubes: el producto MOD11A1 es diario, y solo registra información donde no existe, en ese momento, cobertura nubosa. | 71 |
| Figura 4.2. Serie temporal de los índices SAM y MEI (ENSO) durante el periodo 1959-2018. La serie temporal del SAM ha sido descargada del sitio web del British Antarctic Survey (British Antarctic Survey, 2019). La serie temporal del MEI ha sido descargada del sitio web del Earth System Research Laboratory (Reynolds et al., 2002). El periodo abarcado por la serie es 1950-2018. | 75 |
| Figura 4.3. Serie temporal de los índices MEI y SAM vs. las anomalías mensuales desestacionalizadas de las estaciones PMOR y GD3 La serie temporal del SAM ha sido descargada del sitio web del British Antarctic Survey (British Antarctic Survey, 2019). El periodo abarcado por la serie es desde 1959 a 2018 y posee una resolución temporal mensual. La serie temporal del MEI ha sido descargada del sitio web del Earth System Research Laboratory (Reynolds et al., 2002). El periodo abarcado por la serie es 1950-2018, y posee una resolución temporal mensual. La estación GPM se encuentra en la costa suroeste del brazo Rico, a 500 m de distancia del frente del glaciar P. Moreno y en este trabajo se usaron los registros entre enero de 2001 y diciembre de 2013, publicados por Minowa et al. (2017). La estación GD3 se localiza en las inmediaciones del glaciar De Los Tres y en este estudio se usaron los registros entre 2014 y 2016 (Inventario Nacional de Glaciares, 2018). | 76 |
| Figura 5.1. Sistema lacustre Lago Argentino-Viedma (SLAV). a) situación regional de la red hidrográfica de la CRS compuesta por los lagos Viedma y Argentino y ríos perennes y estacionales. Los ríos estacionales corresponden a todos aquellos afluentes al río Santa Cruz aguas abajo del lago Argentino. b) porción norte del sistema hidrográfico CRS, compuesto por el lago Del Desierto, fuente del río Las Vuelvas junto con el río Electrico. En las cercanías a la localidad de El Chaltén, el río Las Vuelvas confluye con el Fitz Roy, proveniente del lago Torre. A partir de ahí, continua como río Las Vueltas hasta aportar sus aguas al lago Viedma.c) valles de origen glacial inundados por agua de fusión glacial. Dos brazos principales se extienden hacia el oeste del cuerpo principal del lago Argentino: brazo norte y sur. El brazo | |

norte es quien mayor número de glaciares de descarga concentra, encontrándose el Upsala, Onelli, Bolados, Agazzis y Spegazzini. Por su parte, el brazo sur posee a los glaciares Mayo, Ameghino, Perito Moreno y Frias. El brazo Rico es quien frecuentemente se ve represado por el avance del glaciar P. Moreno, produciendo elevaciones de su cota de hasta 28 m respecto de su nivel normal (Liss, 1970).80

Figura 5.2. Valores medios mensuales históricos de altura del lago Argentino y Temperatura Superficial del Hielo. Los registros medios mensuales históricos del nivel del lago Argentino han sido derivados del limnógrafo localizado en la seccional del Gda. Parques Punta Bandera (Figura 5.1). Por su parte, los registros medios mensuales de temperatura superficial del hielo han sido extraídos de la publicación de Lo Vecchio et al., (2019)., quienes los derivaron de información satelital provista por la plataforma MODIS TERRA.82

Figura 5.3. Medias mensuales del nivel lacustre del lago Argentino y sus anomalías mensuales desestacionalizadas (periodo 1994-2018). La serie temporal del nivel del lago Argentino ha sido derivada del limnógrafo localizado en la seccional del Gda. Parques Punta Bandera (Figura 5.1).83

Figura 6.1. Distribución espacial de las litologías aflorantes en el entorno del glaciar Upsala. Extraído de Lo Vecchio et al., (2016).89

Figura 6.2. Anticlinal y sinclinal en litologías pertenecientes a la Fm. Cerro Toro junto con la incipiente formación de taludes y conos de derrubios.90

Figura 6.3. Detalle de la presencia de Belemnites en las rocas de la Fm. Cerro Toro.90

Figura 6.4. Afloramiento de litologías vinculadas con la Fm. Mayer, la cual se observa con un claro basculamiento.91

Figura 6.5. Panorama general del aspecto de aquellas litologías correspondientes a la subunidad inferior del Complejo El Quemado: Andesitas, Dacitas y Riodacitas.92

Figura 6.6. Detalle de la Figura 4.8 observándose la ausencia de un intenso diaclasamiento92

Figura 6.7. Secuencia estratigráfica correspondiente a la secuencia vulcano-sedimentaria del Complejo El Quemado.93

Figura 6.8. Detalle de la fisilidad y diaclasamiento de las pizarras de la Fm. Cerro Toro. La coloración en tonos pardos corresponde a fluidos provenientes del interior rocoso vinculado con la presencia de núcleos ferruginosos.93

Figura 6.9. Sinclinal vaciado en las adyacencias del lago Guillermo, inmediaciones al glaciar Upsala.94

Figura 6.10. Morfometría de vulcanitas de la subunidad inferior del Complejo El Quemado en las adyacencias del glaciar Viedma. Fotografía cortesía: Esteban Lannutti.94

Figura 6.11 Relación entre litologías aflorantes y topografía. La imagen ilustra los cambios de la topografía en función de la litología presente en las diversas porciones de los perfiles P1 y P2.95

Figura 7.1. Clases de glaciares politermales. Existen aquellos que se encuentran en ambientes fríos, donde las tasas de fusión superficiales son pequeñas. En estos, todo el hielo formado es frío pero su temperatura puede elevarse a su PFP por el calor generado por el desplazamiento por deformación (Figura 7.1a y b). Otro tipo ocurre donde el paquete de nieve es calentado en la parte baja de la zona de acumulación debido al calor liberado por recongelamiento del agua de fusión (Figura 7.1c). Por su parte, otra variante de glaciares politermales está compuesta por cuerpos donde el hielo frío está únicamente confinado a las altas cumbres de las cuencas glaciares, como ocurre en los Alpes occidentales (Figura 7.1d). Además, otros dos subtipos dentro de la categoría politermales han sido reconocidos: aquellos donde hielo cálido es creado en la zona de acumulación por recongelamiento del agua de fusión durante la primavera. Sin embargo, durante el invierno una capa de hielo frío cubre todo el glaciar (Figura 7.1e). La mayor parte de ellos se encuentran en climas marítimos polares. Sin embargo, si las tasas de ablación son altas, la capa fría del invierno es removida de la zona de ablación durante el verano, dando lugar a la última tipología hasta ahora descrita (Figura 7.1f). Extraído de Benn y Evans (2014)..... 99

Figura 7.2. Línea de Notch en el glaciar P. Moreno vista desde el brazo Rico. La línea de Notch y su profundidad, varían con el tiempo y el espacio. 101

Figura 7.3. Primer plano de la línea de Notch en el glaciar P. Moreno. Vista desde el brazo Rico. 101

Figura 7.4. Línea de Notch en el glaciar Viedma vista desde la margen sur. Su impacto sobre el frente del glaciar Viedma varía a lo largo de éste. Mientras que en el flujo central su aparición es notoria, hacia los márgenes su impronta desaparece..... 102

Figura 7.5. Primer plano de la línea de Notch en el glaciar Viedma. Vista desde el margen Sur. Foto: Esteban Lannutti. 102

Figura 7.6. Línea de Notch en el glaciar Upsala. 103

Figura 7.7. Línea de Notch en el glaciar Bertacchi, tributario del Upsala. Foto: Esteban Lannutti. 103

Figura 7.8. Estructura termal de los lagos Viedma y Argentino en las inmediaciones del glaciar P. Moreno (a y b), Upsala (c) y Viedma (d). Extraído de Sugiyama et al., (2016). El eje vertical del gráfico muestra la profundidad del cuerpo de agua en metros, mientras que el eje horizontal muestra la distancia al frente glaciar en metros. En colores se indica la temperatura del agua en °C. 106

Figura 7.9. TSH media mensual histórica del CHPS, de la cubierta glacial de la CRS y los glaciares Upsala, P. Moreno, Tyndall, Pio XI, O'Higgins y J. Montt. 110

Figura 7.10. TSH media mensual histórica por pixel del CHPS. En línea roja se marca la divisoria de aguas. En la figura correspondiente al mes de enero "ENE", se localizan los glaciares del CHPS mencionados en este capítulo: 1 (J. Montt), 2 (Occidental), 3 (Pio XI), 4 (Penguin), 5 (Europa), 6 (Tyndall), 7 (Grey), 8 (P. Moreno) y 9 (Upsala)..... 112

| | |
|--|-----|
| <p><i>Figura 7.11. TSH media mensual histórica por pixel de la CRS. En línea negra se marca la los límites del área englazada correspondiente a la CRS. En la figura correspondiente al mes de enero “ENE”, se localizan los glaciares de la CRS abordados en este estudio: 1 (Upsala), 2 (Onelli), 3 (Spegazzini), 4 (Mayo), 5 (Ameghino) y 6 (P. Moreno).</i></p> | 113 |
| <p><i>Figura 7.12. TSH medias mensuales del CHPS, CRS, y de los glaciares Upsala, P. Moreno, Pio XI, J. Montt y O’Higgins. La serie MOD11M representada en esta figura corresponde al periodo 2001-2016.</i></p> | 115 |
| <p><i>Figura 7.13. Anomalías medias mensuales del CHPS, CRS y de los glaciares Upsala, Tyndall, P. Moreno, J. Montt, Pio XI y O’Higgins.</i></p> | 117 |
| <p><i>Figura 7.14. Temperaturas superficiales lacustres mensuales históricas (2001-2016) derivadas de la serie MOD11M.</i></p> | 119 |
| <p><i>Figura 7.15. Series temporales de TSL medias mensuales de sectores aledaños a los frentes de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno (brazo Rico y canal de los Témpanos).</i></p> | 121 |
| <p><i>Figura 7.16. Anomalías medias mensuales del CHPS, CRS y de los glaciares Upsala, Tyndall, P. Moreno, J. Montt, Pio XI y O’Higgins.</i></p> | 122 |
| <p><i>Figura 8.1. Esquema de la hidrología glacial de glaciares temperados y politermales. Adaptado de Bennett y Glasser, 2011.</i></p> | 126 |
| <p><i>Figura 8.2. Crevasses en la superficie del glaciar Viedma, quienes actúan como sumideros o Moulins que captan la escorrentía supraglacial y la ingresan al sistema englacial y subglacial. Los andinistas que transitan el glaciar sirven de escala para dimensionar los rasgos en superficie de la topografía supraglacial. Fotografía: Silvana Moragues.</i></p> | 127 |
| <p><i>Figura 8.3. Grieta (crevasse) de más de 50 m de profundidad y 0,5 m de ancho. Fotografía tomada desde la margen sur del glaciar Viedma en octubre de 2014.</i></p> | 127 |
| <p><i>Figura 8.4. Sumidero o Moulin, que captura la escorrentía superficial y la dirige hacia el sistema englacial y subglacial. Fotopografía correspondiente al glaciar Viedma.</i></p> | 128 |
| <p><i>Figura 8.5. Estanque supraglacial marginal en el glaciar Viedma. Fotografía capturada en abril de 2016.</i></p> | 128 |
| <p><i>Figura 8.6. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en témpano del glaciar P. Moreno observado sobre el canal de los Témpanos.</i></p> | 129 |
| <p><i>Figura 8.7. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en témpano del glaciar Viedma observado en las adyacencias de su frente en un mega evento de calving.</i></p> | 130 |
| <p><i>Figura 8.8. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en el margen del glaciar Upsala en la denominada “bajada al hielo”, laguna Azul. Fotografía: Esteban Lannutti.</i></p> | 130 |
| <p><i>Figura 8.9. Cavidad subglacial en el glaciar Viedma y evidencia de estanque subglacial. Fotografía: Silvana Moragues.</i></p> | 132 |

| | |
|---|-----|
| Figura 8.10. Cavity subglacial y evidencia de escorrentía glacial aportando su flujo a la escorrentía subglacial. Glaciar Viedma..... | 133 |
| Figura 8.11. Ejemplo realizado para el mes de noviembre de 2009. a) cantidad de días en fusión por pixel (TSH > -1 °C). b) cantidad de días con datos por pixel (en fusión o congelado). c) probabilidad de ocurrencia de un pixel en fusión (Pm) (cociente entre a y b). Datos derivados de la serie temporal de imágenes MOD11A1..... | 135 |
| Figura 8.12. Distribución espacial del promedio histórico de días en fusión para cada uno de los meses del año sobre el CHPS. En línea roja se indica la divisoria de aguas. ... | 138 |
| Figura 8.13. Distribución espacial del promedio histórico de días en fusión para cada uno de los meses del año sobre la CRS. En línea negra se indica los límites de la CRS... | 139 |
| Figura 8.14. Serie temporal de Pm para el CHPS (línea negra) y la CRS (línea gris). | 140 |
| Figura 8.15. Distribución de anomalías de Pm para la CRS y CHPS..... | 140 |
| Figura 8.16. a) Correlación entre Pm y TSH (°C) tanto para la CRS como para el CHPS. b) Correlación entre Pm y Niveles del lago Argentino (m) tanto para la CRS como para el CHPS. | 141 |
| Figura 8.17. Anomalías mensuales de Pm CRS (línea negra) y anomalías mensuales de TSL (barras rojas) en el Canal de los Témpanos y brazo Rico. Las fajas verticales naranjas indican el periodo de duración de los represamientos generados por el glaciar P. Moreno durante el S XXI. | 143 |
| Figura 9.1. Distribución espacial de los tipos de glaciares de la CRS según su término: en tierra o en lagos proglaciales. Elaborado a partir del Inventario Global de Glaciares (GLIMS) de la International Glaciological Society. | 148 |
| Figura 9.2. Glaciar Viedma. Imagen de base: LANDAST 8, correspondiente al 14-01-2014. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 149 |
| Figura 9.3. Glaciar Upsala. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 14-08-2002. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 150 |
| Figura 9.4. Mega evento de calving en el glaciar Upsala. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 29-09-2010. | 151 |
| Figura 9.5. Glaciar Onelli. Imagen de base: LANDAST 8, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 152 |
| Figura 9.6. Glaciar Spegazzini. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 153 |

| | |
|---|-----|
| Figura 9.7. Glaciar Mayo. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 154 |
| Figura 9.8. Glaciar Ameghino. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 155 |
| Figura 9.9. Glaciar P. Moreno. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo. | 156 |
| Figura 9.9. a) Imagen LANDSAT del frente del glaciar Upsala contaminada por nubes y b) témpanos, dificultando el correcto funcionamiento de algoritmos y programas automatizados. c) y d) Criterio para la cuantificación de las fluctuaciones frontales..... | 159 |
| Figura 9.10. Ejemplo de estimación de la tasas de variación de las anomalías del nivel lacustre para el periodo comprendido entre el 14-08-2002 y 24-05-2004 (Par 1)..... | 160 |
| Figura 9.11. Frecuencia relativa porcentual del retroceso total experimentado por los glaciares Viedma, P. Moreno, Ameghino, Mayo, Spegazzini, Onelli y Upsala entre 1985 y 2017..... | 161 |
| Figura 9.12. Fluctuación frontal y areal durante el periodo 1985-2017..... | 162 |
| Figura 9.13. a) Fluctuación frontal de los glaciares analizados respecto de los periodos propuestos en la Tabla 9.4. b) Fluctuación glacial por periodo de acuerdo a la participación relativa de cada uno de los glaciares analizados. c) Fluctuación glacial acumulada..... | 165 |
| Figura 9.14. Diagramas de dispersión entre la tasa de ocurrencia de sismos por mes respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno. | 167 |
| Figura 9.15. Témpano del glaciar Viedma estratificado con material detrítico, interpretado como ceniza volcánica..... | 168 |
| Figura 9.16. Témpano del glaciar Viedma estratificado con material detrítico, interpretado como ceniza volcánica..... | 168 |
| Figura 9.17. Hipocentros registrados en las inmediaciones del volcán Reclus durante el año 1998 en el marco del proyecto SEPA (Adaros, 2003) y evidencia de un flujo de detritos en la ladera de ese volcán. | 169 |
| Figura 9.18. Diagramas de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución del índice SAM por mes respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno..... | 170 |
| Figura 9.19. Diagramas de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución del índice MEI por mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno..... | 171 |

| | |
|---|-----|
| Figura 9. 20. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías del nivel lacustre por mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno. | 172 |
| Figura 9.21. a) Las líneas continuas en colores indican la posición frontal del glaciar Upsala a lo largo de los años 1945, 1963, 1979, 1986, 1993 y 2000. En línea sólida blanca se indica el perfil batimétrico reportado por Naruse y Skvarca (2000) y usado en la Figura 9.21b. b) Altura necesaria de la superficie del glaciar Upsala para no entrar en flotación en función a la profundidad del cuerpo de agua. c) Fotografía del frente del glaciar Upsala visto desde su margen este. En ella se observa el reducido resalte topográfico existente entre la superficie de éste y la del lago. Fotografía capturada el 15 de abril de 2015. Gentileza de E. Lannutti. | 174 |
| Figura 9.22. Tasa de cambio promedio de la elevación ($m a^{-1}$) en el glaciar Upsala durante el periodo 2000-2012 (a) y 2012-2016 (b). Imagen extraída de Jaber et al., (2018). | 175 |
| Figura 9.23. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías de TSH/mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala y P. Moreno..... | 176 |
| Figura 9.24. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías de TSL/mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno (brazo Rico y canal de los Témpanos)..... | 176 |
| Figura 9.25. Fluctuación frontal histórica del glaciar Upsala vs. Litologías aflorantes. Para mayores detalles de las características de las litologías aquí mostradas, ver capítulo 6. | 178 |
| Figura 9.26. Posición frontal prehistórica del sistema glacial Lago Argentino derivado de la posición de morrenas de retroceso vs. litologías aflorantes. Las posiciones prehistóricas fueron extraídas de Rabassa y Coronato (2002). GGP = Gran Glaciación Patagónica. QEQ = Complejo El Quemado. | 179 |
| Figura 10.1. Velocidades superficiales anuales medias históricas (periodo 1985-2018). Adaptado de Gardner et al., (2018)..... | 184 |
| Figura 10.2. Fundamento del funcionamiento de la técnica Offset-tracking, también conocida como Feature-tracking en imágenes ópticas. Ejemplo realizado sobre el glaciar Viedma. | 191 |
| Figura 10.3. Velocidades superficiales del glaciar Upsala en distintos sectores a lo largo de su flujo central (periodo 2015-2017)..... | 195 |
| Figura 10.4. Distribución espacio-temporal de las velocidades superficiales sobre el glaciar Upsala. Periodo de ejemplo: año 2016. | 196 |
| Figura 10.5. Velocidades superficiales del glaciar Viedma en distintos sectores a lo largo de su flujo central (periodo 2015-2017)..... | 198 |

| | |
|--|-----|
| Figura 10.6. Distribución espacio-temporal de las velocidades superficiales sobre el glaciar Viedma. Periodo de ejemplo: año 2016..... | 199 |
| Figura 10.7. Velocidades superficiales de los glaciares Upsala y Viedma en las distintas zonas de testeo (periodo 2015-2017). | 200 |
| Figura 10.8. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y el índice SAM. | 201 |
| Figura 10.9. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y el índice MEI..... | 202 |
| Figura 10.10. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Temperaturas Superficiales Lacustres. | 204 |
| Figura 10.11. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Temperaturas Superficiales del Hielo..... | 205 |
| Figura 10.12. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Altura del nivel lacustre. | 207 |
| Figura 10.13. Fluctuación frontal acuamulada del glaciar Upsala. Tiempo inicial: 06-01-2015..... | 208 |
| Figura 10.14. Tasa de calving del glaciar Upsala entre el 06-01-2015 al 27-11-2017. | 209 |
| Figura 10.15. Relación entre la Tasa de Calving (U_c) y la profundidad del lecho lacustre (H_w) en glaciares de calving en agua dulce observada por Warren et al., (1995) y actualizada por Skvarca et al., (2002)..... | 209 |
| Figura 11.1. Síntesis de la fluctuación frontal de la CRS. a) Fluctuación areal entre los años 1985 y 2017. b) Porcentaje de participación por glaciar respecto de la fluctuación frontal total registrada entre los años 1985 y 2017 (-19,2 km). c) Fluctuación frontal acumulada por glaciar entre 1985 y 2017..... | 215 |
| Figura 11.2. Distribución espacial de suelos en la CRS. Los tipos de suelo han sido extraídos del Atlas online del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) (www.visor.geointa.inta.gob.ar). De la misma manera, el índice de productividad ha sido extraído del mismo sitio y elaborado en base a (Schulz et al., 2012). El índice de productividad varía de 0 a 100 (baja y alta productividad, respectivamente). Para mayor detalle acerca de su estimación, ver Schulz et al., (2012). El sitio a) representa el paisaje típico del camino hacia laguna del desierto, valle del río las Vueltas tapizado por densos bosques de <i>Nothofagus</i> ; b) adyacencias al brazo Rico, sitio caracterizado por suelos con poco contenido de materia orgánica, aunque más profundos que los observados en d; c) Planicies correspondientes a la antigua extensión del lago Argentino, caracterizada por Inceptisoles, suelos con poca materia orgánica. En la actualidad, las variaciones estacionales del sistema SLAV produce la inundación parcial de estas zonas (fotografía: S. Moragues); d) Sitio cercano a la construcción de las represas Kirchner y Cepernic: la tipología de suelo característico es Aridisoles, estos suelos se presentan en zonas de clima árido ya sean fríos o cálidos y no | |

| | |
|---|-----|
| <i>disponen durante largos períodos el agua suficiente para el crecimiento de cultivos o pasturas.</i> | 218 |
| <i>Figura 11.3. Expansión urbana en El Chaltén y El Calafate entre 1986 y 2016. Hacia 1986 El Chaltén aún no cumplía un año de fundación, siendo imposible observar en la imagen satelital de referencia (LANDSAT 5) alguna expresión de espacio humanizado. La imagen de referencia del año 2016 corresponde a la plataforma LANDSAT 8. Todas las figuras están a la misma escala cartográfica.</i> | 219 |
| <i>Figura 11.4. Distribución espacial de las localidades de la República Argentina respecto de la red hidrográfica nacional. Las bases de datos utilizadas corresponden a las provistas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en su sitio web: www.ign.gob.ar</i> | 220 |
| <i>Figura 11.5. Evolución temporal de la cantidad de visitantes a la localidad de El Chaltén vs. la fluctuación frontal acumulada del glaciar Viedma. Los datos de visitantes ha sido provista por el Parque Nacional Los Glaciares. La zona sombreada en gris representa el momento de mayor retracción del glaciar Viedma y su vínculo con la caída de visitantes.</i> | 223 |
| <i>Figura 11.6. Posición frontal del glaciar Viedma en dos momentos distintos: 20-04-2014 y 25-04-2016. Imágenes capturadas en el marco del proyecto de investigación: “Integración de las técnicas de Fotogrametría, LiDAR y GNSS para el estudio y monitoreo de la dinámica de glaciares. Caso de estudio: Glaciar Viedma”. IR Argentina: M. G. Lenzano, IR USA: Dorota Grejner-Brzezinska. 2015-2016.</i> | 224 |
| <i>Figura 11.7. a) destrucción del embarcadero de bahía Onelli como consecuencia del seiche del 10-02-2013 producido por el deslizamiento de ladera ocurrido en la ladera oeste del brazo Upsala. b) Parte de la estructura del embarcadero fue arrojada bosque adentro por la fuerza de la ola, produciendo la caída y ruptura de árboles.</i> | 226 |
| <i>Figura 11.8. Evidencia de la frecuente presencia de morrenas desprovistas de vegetación expuestas a los agentes erosivos que estimulan su remoción hacia los cuerpos de agua adyacentes.</i> | 228 |
| <i>Figura 11.9. Distribución espacial de lagos y lagunas proglaciales al interior de la CRS. La mayor parte de ellas se encuentran localizadas aguas arriba de la localidad de El Chaltén, representando una severa amenaza para esa localidad.</i> | 230 |
| <i>Figura 11.10. a) Laguna Viedma con un nivel lacustre próximo a su máximo (febrero de 2013). b) Laguna Viedma drenada en un 90 % (febrero 2016). c) Lago proglacial Moyano drenado en un 95 %. Los aluviones I y II denotan la ocurrencia de GLOFs.</i> | 231 |
| <i>Figura 11.11. Inundación en El Calafate con posterioridad a la ruptura del dique de hielo generado por el glaciar P. Moreno en el año 2018. a) imagen de la zona de Las Chacras en las adyacencias a la localidad de El Calafate. b) postal de la costanera de la ciudad de El Calafate, a escasos minutos de la avenida principal de esa localidad. Imágenes extraídas de https://www.clarin.com/sociedad/ruptura-glaciar-perito-moreno-provoca-inundaciones-calafate_0_SyByFBrFz.html</i> | 232 |

Figura 11.12. Mapa de correlación de los aspectos dinámicos de la cubierta glacial de la CRS y las amenazas derivadas. Los lineamientos tectónicos han sido extraídos de Ghiglione et al., (2009), mientras que las áreas inestables () de Moragues et al., (2019). 236*

Índice de Tablas

| | |
|--|------------|
| <i>Tabla 1.1. Síntesis del Inventario Nacional de Glaciares. Fuente: Inventario Nacional de Glaciares, (2018).....</i> | <i>30</i> |
| <i>Tabla 2.2. Publicaciones científicas preexistentes en el Campo de Hielo Patagónico con perfil glaciológico. “Esc.” se refiere a la escala espacial del trabajo: glaciar (G), local (L), regional (R).</i> | <i>42</i> |
| <i>Tabla 3.1. Historia eruptiva de los volcanes de la ZVA. AP (años antes del presente). Los eventos indicados con * corresponden a los reportados por Martinic, 1988; aquellos indicados con ** a Stern, 1991; con *** Martinic, 2008; con Θ a Stern, 2008; y con μ a Stern, 2011.....</i> | <i>65</i> |
| <i>Tabla 7.1. TSH medias mensuales históricas (2001-2016) del CHPS, la cubierta glacial de la CRS y de los glaciares Upsala, P. Moreno, Tyndall, Pio XI, O’Higgins y J. Montt.</i> | <i>110</i> |
| <i>Tabla 7.2. Diferencias de TSH entre cada individuo analizado en la Tabla 7.1 y el CHPS. Los valores resaltados en negritas corresponden a aquellos que reportaron un saldo positivo respecto a las TSH del CHPS. s/d: sin datos.....</i> | <i>111</i> |
| <i>Tabla 7.3. Coeficientes de correlación lineal de TSH entre glaciares.....</i> | <i>116</i> |
| <i>Tabla 7.4. Coeficientes de correlación lineal de anomalías de TSH entre glaciares.</i> | <i>116</i> |
| <i>Tabla 7.5. TSL medias mensuales históricas (°C) (2001-2016). Estos registros son representados en la Figura 7.14.</i> | <i>119</i> |
| <i>Tabla 7.6. Coeficientes de correlación lineal entre las series temporales de anomalías de TSL medias mensuales.....</i> | <i>120</i> |
| <i>Tabla 9.1. Publicaciones científicas referidas a las fluctuaciones frontales de glaciares del CHPS. Con el símbolo * en la columna de “Año de publicación” se indica aquellos trabajos que involucran glaciares de la CRS.....</i> | <i>146</i> |
| <i>Tabla 9.2. Detalle de las imágenes satelitales LANDSAT utilizadas para la identificación de los frentes y la cuantificación de su fluctuación.</i> | <i>158</i> |
| <i>Tabla 9.3. Pares de imágenes utilizados para la estimación de la fluctuación frontal. En paréntesis se indica la cantidad de días transcurridos entre cada imagen.</i> | <i>160</i> |
| <i>Tabla 9.3. Síntesis por periodo de la fluctuación frontal por glaciar. Cada columna indica la fluctuación frontal en Metros entre respectivo periodo. Por su parte % indica el porcentaje de la fluctuación allí reportada en las columnas previamente comentadas respecto del TOTAL de cada glaciar.....</i> | <i>163</i> |
| <i>Tabla 9.4. Síntesis del análisis de correlación entre las variables desencadenantes de la dinámica glacial y la fluctuación glaciar. Las celdas de p-valor con dígitos en negrita indican aquellas correlaciones que pasaron el test de significancia estadística con $p \leq 0,05$.</i> | <i>166</i> |

| | |
|---|------------|
| <i>Tabla 10.1. Publicaciones científicas referidas al estudio de las velocidades de flujo glacial en glaciares de la CRS.</i> | <i>186</i> |
| <i>Tabla 10.2. Imágenes Sentinel-1 utilizadas para la estimación de velocidades superficiales.</i> | <i>187</i> |
| <i>Tabla 10.3. Pares de imágenes conformados a partir de las escenas Sentinel-1. .</i> | <i>189</i> |
| <i>Tabla 10.4. Tabla síntesis de la estimación de la tasa de calving para el glaciar Upsala (2015-2017) y la profundidad lacustre derivada de la Ec. 10.2. FF: fluctuación frontal; Δt: tiempo transcurrido en días entre las imágenes que componen cada par. TF: tasa de fluctuación; Vs: velocidad superficial glacial; Uc: tasa de calving; Uc* es la tasa de calving estimada para todo un año a partir de Uc diario; Hw: profundidad lacustre media.</i> | <i>210</i> |
| <i>Tabla 11.1. Clasificación cualitativa de las multiamenazas a las cuales están expuestas las localidades de El Chaltén y El Calafate.</i> | <i>235</i> |

Resumen

La zona englazada más extensa de la República Argentina se encuentra emplazada en la cuenca del río Santa Cruz (CRS), Campo de Hielo Patagónico Sur. La CRS concentra el 36% de toda la cubierta glacial nacional. La dinámica glacial presente es el producto de la relación y sinergia entre diversos procesos naturales que condicionan a dicho comportamiento. Estas relaciones actúan a escala regional y/o local dependiendo del alcance de estos procesos, entre los que se destacan: sismicidad, vulcanismo, climatología, nivel lacustre y temperatura superficial del agua, litología del lecho subglacial, y temperatura superficial del hielo, entre otros. El objetivo de la presente tesis es determinar las relaciones multiescalares existentes entre los glaciares de la CRS y los procesos naturales disparadores durante las últimas dos décadas, a fin de contribuir al entendimiento del sistema ambiental de la cuenca. A efectos de síntesis, los resultados y análisis de este estudio establecen un comportamiento heterogéneo en la dinámica de cada glaciar, asociado a múltiples variables que actúan diferencialmente en cada cuerpo de hielo. Como consecuencia, esa dinámica ha jugado un rol preponderante en la configuración de espacios humanizados, tanto en la distribución espacial, en las actividades económicas desarrolladas y en las amenazas naturales presentes.

Abstract

The largest glacial area in Argentina is located in the Santa Cruz River Basin (CRS), Southern Patagonian Ice Field. The CRS concentrates 36% of the entire national glacial cover. The present glacial dynamic is the product of the relationship and synergy between several natural processes that condition this behavior. These relations act on a regional and/or local scale depending on the scope of these processes, among which the following stand out: seismicity, volcanism, climatology, lake level and surface temperature of the water, subglacial bed lithology, and surface temperature of the ice, among others. The objective of this thesis is to determine the existing multiscale relationships between the CRS glaciers and the natural triggering processes during the last two decades, in order to contribute to the understanding of the environmental system of the basin. For synthesis purposes, the results and analysis of this study establish a heterogeneous behavior in the dynamics of each glacier, associated with multiple variables that act differently in each ice body. As a consequence, this dynamic has played a preponderant role in the configuration of humanized spaces, both in the spatial distribution, in the developed economic activities and in the present natural hazards.

SECCIÓN I: Introducción



CAPÍTULO 1. Glaciares y sociedad, una historia en común

Los glaciares son una cubierta poco frecuente sobre la superficie terrestre, de hecho, solo ocupan el 0,3% de ésta. Su distribución espacial no es aleatoria, el 98% de la superficie se concentra en los polos Norte y Sur; mientras que la porción restante está distribuida entre las majestuosas cordilleras de Asia (0,39%), Norteamérica (0,38%) y Sudamérica (0,08%), los Alpes (0,02%), las cumbres heladas de Oceanía (0,007%) y África (0,00003%) (Ohmura, 2009). A pesar de su aparente insignificancia, los glaciares han sido objeto de estudio sistemático desde mediados del S XIX (Williams y Ferrigno, 2012). Debido a esto es que los glaciares cuentan con particulares connotaciones para ciencias como la Meteorología, Geología y Geografía.

Para las ciencias de la atmósfera, la criósfera es un subsistema del sistema climático y está formado por la cubierta nival y glacial de toda la Tierra. La criósfera cumple un importante rol en la configuración del clima terrestre debido a su capacidad para reflejar gran parte de la energía solar que en ella incide, esto último relacionado a su elevado albedo (Cuadrat y Pita, 1997). En efecto, los cambios en la extensión de superficies cubiertas por glaciares y nieve se traducen en la energía disponible en el Sistema Tierra.

Para las ciencias geológicas los glaciares tienen una invaluable importancia por ser parte de dos ciclos fundamentales del Sistema Tierra: el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas (Pozo Rodriguez et al., 2018). Un glaciar es una robusta masa de hielo que tarda en formarse cientos o miles de años dependiendo las condiciones del sitio y que se origina en tierra a partir de la acumulación, compactación y recristalización de la nieve (Tarbuck y Lutgens, 2013). Aunque lo parezca, un glaciar no permanece estático, por el contrario, puede desplazarse desde unos pocos centímetros hasta algunos kilómetros al año. Al igual que el agua de escorrentía, el agua subterránea, el viento y las olas, los glaciares son agentes erosivos dinámicos que acumulan, transportan y depositan sedimentos. Los glaciares son uno de los agentes erosivos más importantes de la Tierra y son capaces de remover millones de kilómetros cúbicos de rocas y detritos en su paso.

Dentro del espíritu de la ciencia geográfica, los glaciares poseen connotaciones socio-naturales. El abordaje geográfico de los glaciares ha puesto su foco en la relación existente entre la dinámica glacial y su vínculo con la dinámica

social (Strahler, 2013). De allí se desprende la posibilidad que procesos glaciares impacten sobre el espacio geográfico, al mismo tiempo que procesos humanos impacten sobre el ambiente glacial. Esa zona de superposición ha sido históricamente de interés geográfico (Jiménez y Gaité, 1996). En este sentido, los glaciares son objeto de estudio geográfico por tres razones:

- 1) la formación de tierras aptas para el aprovechamiento humano (agricultura, ganadería, uso residencial e industrial);
- 2) fuente de agua dulce para el consumo humano y desarrollo; y
- 3) su significado como amenaza natural.

Por lo expuesto anteriormente, queda en evidencia que los tres puntos de vistas disciplinares revisten de importancia, donde cada ciencia puede proveer aportes al marco teórico general acerca del ambiente glacial y contribuir profundamente al conocimiento conjunto, integral y multidisciplinar de ese ambiente. A pesar de ello, en las últimas décadas del siglo XX y principio del XXI ha habido un predominio de trabajos científicos orientados a la medición y parametrización de los procesos físicos de forma aislada (Jaber, 2016; Stuefer, 1999; Williams, Ferrigno, Parkinson, y Cavalieri, 2003), dejando de lado una visión holística e integral. Por lo tanto, esta tesis propone, mediante una visión sintética y sistémica, un ejemplo de abordaje de ambiente glacial sobre los fundamentos de la ciencia geográfica. En efecto, a continuación, se propone el desarrollo de los fundamentos o razones que hacen que los glaciares sean objeto de estudio de dicha ciencia, para luego dar lugar a una justificación de la presente tesis (capítulo 2).

Glaciares: fuente de vida y amenazas

Los glaciares, su dinámica y los paisajes modelados por su paso han sido grandes protagonistas en la historia de la humanidad, compartiendo una historia en común. El traspaso del modo de vida cazador-recolector a agricultor supuso, entre otras cosas, la disponibilidad de suelos aptos, acceso al agua para su irrigación y la convivencia con procesos naturales capaces de impactar negativamente sobre la nueva organización del espacio. Respecto de los primeros, los depósitos de origen glacial han jugado un rol fundamental al dar lugar a extensas superficies onduladas históricamente utilizadas para la agricultura en zonas como la actual Gran Bretaña, Holanda, Bélgica, Dinamarca, Alemania, Suecia, Polonia, Francia, Suiza, Austria y países aledaños a los Alpes y mar del norte (Strahler, 2013).

Por su parte, y en lo referido a su carácter de fuente actual y futura de agua dulce, es sabido que el 68% del agua dulce disponible en la Tierra se encuentra

almacenada en los glaciares. En muchas de las regiones áridas y semiáridas del planeta el agua de fusión proveniente de los glaciares es la única fuente para consumo humano, agricultura, industria, al mismo tiempo que para otros organismos vivos y el sostén de ecosistemas (Meier y Roots, 1982). Los ambientes glaciales de las distintas cadenas montañosas del planeta son la fuente de agua total o parcial de las cuencas hidrográficas más importantes del mundo (Rin y Danubio en Europa, Colorado en América del Norte, Yangtsé y Ganges en Asia y, Colorado, Amazonas y Santa Cruz en América del Sur). La importancia mencionada radica en el caudal registrado y, además, en el albergue que representa para las civilizaciones más dinamizadoras del espacio geográfico en la historia de la humanidad (Figura 1.1).

La tercera razón gravitante que justifica el abordaje geográfico del ambiente glacial es que la dinámica glacial es una amenaza para sociedades localizadas aguas abajo de estos ambientes. Durante el S XX numerosos desastres tuvieron lugar en distintos enclaves humanos aledaños o insertos en ambientes glaciales (Williams y Ferrigno, 2012). Avances repentinos de glaciares en *surge*, *jökulhlaups*, avalanchas de hielo y nieve, lahares, caída de rocas y desprendimiento repentino de témpanos son algunos de los eventos más importantes. En Sudamérica, los casos de la ciudad de Mendoza en 1934 (Argentina) y Armero en 1985 (Perú) aún hoy son recordados y ponen de manifiesto la importancia del monitoreo ambiental y gestión del riesgo.

En el invierno de 1933 un súbito avance del glaciar Grande del Nevado del Plomo (Mendoza) represó el río del Plomo y originó la formación de una laguna marginal. La enorme presión ejercida por el cuerpo de agua terminó por destruir la muralla de hielo en enero de 1934, produciendo una de las inundaciones más catastróficas de la provincia, tanto por la pérdida de infraestructura como por la muerte de 50 personas (Espizua, 1986; Espizua y Bengochea, 1990).

Por lo antes dicho, queda en evidencia que los ambientes glaciales son sitios estratégicos y lo serán todavía más durante mediados y finales del S XXI (Orlove, Wiegandt, y Luckman, 2008). Esto no ha pasado desapercibido para la comunidad civil y científica argentina ni para el Estado Nacional, que en colaboración formularon la Ley Nacional de Glaciares, N°26.639, sancionada en el año 2010. Desde ese año Argentina cuenta por primera vez en su historia con un Inventario Nacional de Glaciares (ING) que:

“constituye una herramienta esencial para la protección y manejo de los recursos hídricos en estado sólido de la República Argentina.” (Inventario Nacional de Glaciares, 2018).

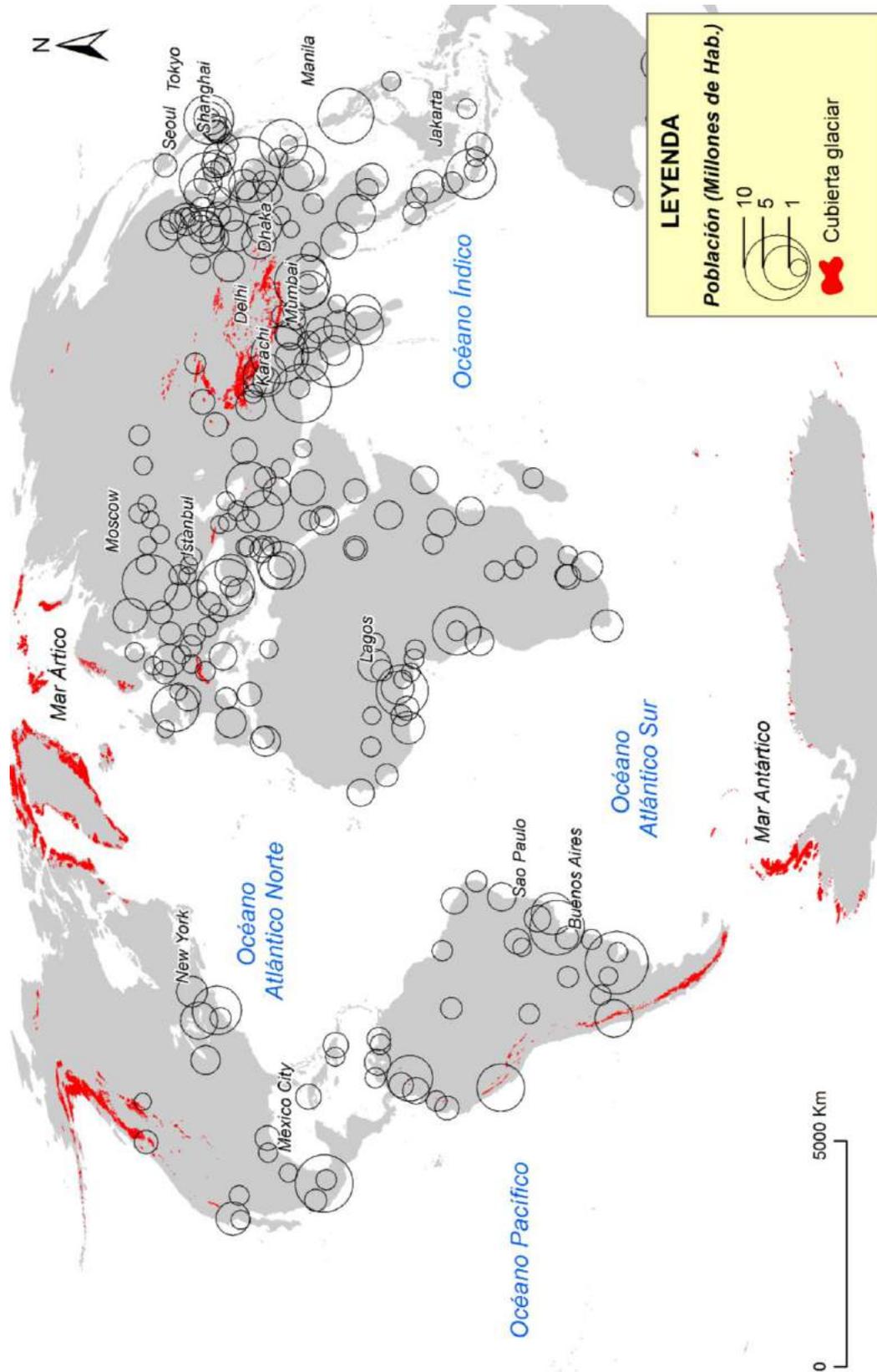


Figura 1.1. Distribución mundial de la cubierta glacial vs. distribución mundial de la población. Solo se representaron las ciudades con 1 millón de habitantes o más. Datos de población extraídos de ArcGIS Hub (www.arcgis.com/datasets). El dataset muestra la población del año 2010. Por su parte, la extensión de la cubierta glacial fue extraída del Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) (www.glims.org).

Con la sanción de esa ley, Argentina se convirtió en un país referente a nivel mundial en la protección de glaciares. De hecho, a pesar que en Sudamérica hay más de 25000 km² cubiertos por glaciares (Ohmura, 2009) (14 veces la superficie de la Ciudad de México, una de las más pobladas del mundo), únicamente Argentina cuenta con una ley que proteja el ambiente glacial y periglacial. En el resto de los países sudamericanos existen diversos niveles de avances al respecto, como por ejemplo, Chile posee con un inventario de su cubierta glacial aunque carece de un marco normativo que la proteja y prohíba actividades capaces de afectarla.

Los inventarios de glaciares globales junto con aquellos nacionales muestran que el 87% de la superficie glacial sudamericana está contenida en tres grandes campos de hielo localizados en el extremo sur del continente: Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN ~4200 km²), Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS ~13000 km²) y Campo de Hielo de la Cordillera Darwin (CHCD ~2300 km²) (Figura 1.2). El 13% restante corresponde a glaciares de montaña (descubiertos, cubiertos y de escombros) distribuidos a lo largo de toda la cordillera de los Andes, inclusive en el Ecuador (Williams y Ferrigno, 2012). De acuerdo con Millan et al., (2018), el volumen de hielo conjunto del CHPS y CHPN equivale a cuarenta veces el de los Alpes.

Del total sudamericano, la República Argentina tiene jurisdicción sobre el 38% de la superficie glacial (8484 Km²), representada en más de 16000 cuerpos localizados en la cordillera de los Andes y las islas del Atlántico Sur (Inventario Nacional de Glaciares, 2018). Considerando únicamente el área englazada sobre los Andes (5769 km²), los Andes Patagónicos del Sur (APS) concentran el 60% en tan solo el 15% del total de glaciares. El 30% restante de esa superficie está localizada en los Andes Centrales (AC), mientras que en los Andes Patagónicos del Norte (APN) y Andes Desérticos (AD) se desarrolla el 5% y 4,7%, respectivamente (Tabla 1.1).

Otro aspecto reflejado por el ING es la contrastante geomorfometría de los glaciares al norte y al sur del río Colorado. Mientras que al norte (AC y AD) predominan glaciares descubiertos y de escombros (con área promedio inferior a 0,2 km²), al sur de ese río (APN y APS) la tipología dominante, y casi exclusiva, son los glaciares descubiertos con un área promedio cercana a 1,5 km².

De acuerdo a lo observado por Zalazar et al., (2017), hay una tendencia a la existencia de grandes glaciares en los APS y pequeños glaciares en los AC y AD. Esta idea de gigantismo glacial en contraposición a pequeños glaciares de circo, glaciaretos o glaciares de escombros, queda reforzada si se considera que el 65% de la cubierta glacial de los APS está representada únicamente por tres glaciares:

Viedma (928 km²), Upsala (794 km²) y Perito Moreno (260 km²). Ellos tres, junto a otros 480 glaciares son parte de la cuenca del río Santa Cruz (CRS), importante cuenca hidrográfica (la más caudalosa de la Patagonia Austral) bajo jurisdicción nacional que drena parte de la vertiente Atlántica del CHPS.

Tabla 1.1. Síntesis del Inventario Nacional de Glaciares. Fuente: Inventario Nacional de Glaciares, (2018).

| Región | Área (Km ²) | fr (%) | Nº de glaciares | fr (%) |
|---|-------------------------|------------|-----------------|------------|
| Andes Desérticos | 271,34 | 4,7 | 2986 | 18,6 |
| Andes Centrales | 1766,63 | 30,6 | 8076 | 50,2 |
| Andes Patagónicos del Norte | 288,99 | 5,0 | 2153 | 13,4 |
| Andes Patagónicos del Sur | 3420,74 | 59,3 | 2420 | 15,1 |
| Isla Grande de Tierra del Fuego | 21,18 | 0,4 | 443 | 2,8 |
| Total cordillera de los Andes | 5768,88 | 100 | 16078 | 100 |
| Islas Georgias del Sur y Sandwich del sur | 2715,33 | | 890 | |
| Total | 8484,21 | | 16968 | |

La enorme dimensión de los tres glaciares recién indicados se debe a que nacen en la extensa meseta de hielo del CHPS, actuando como descarga. De ahí surge que reciban el nombre de glaciares de descarga (*outlet glacier*) (Benn y Evans, 2010). El río Santa Cruz, el cual drena a la CRS, es uno de los más caudalosos de la República Argentina si se considera a aquellos que tienen origen y fin en territorio nacional (144 veces más caudaloso que el río Deseado). Lo anteriormente dicho se traduce en la posibilidad de gestionar el recurso hídrico bajo el marco normativo nacional y no bajo los efectos de los tratados sobre aguas internacionales (Art. 2 Ley General de Ambiente de La Nación Argentina, Nro. 25.675). Así, por ejemplo, la cuenca del río Paraná es una de las más importantes del mundo en términos hidrológicos, lo cual supone un acceso virtualmente infinito al agua dulce. Sin embargo, el hecho que la cuenca esté gestionada de forma fragmentada por los países de Argentina, Uruguay, Paraguay, Brasil y Bolivia supone que ciertas actividades no puedan desarrollarse o, peor aún, que los países localizados en la cuenca baja se vean afectados por la contaminación y deterioro del recurso aguas arriba. En estos términos, la CRS se convierte inmediatamente en una de las principales reservas genuinas de agua para el futuro de la República Argentina.

Además, el río Santa Cruz es una fuente actual y futura de agua dulce no solo para el consumo humano sino también para la actividad agrícola-ganadera, industrial y energética de una región cada vez más visible. Sin embargo, la estimación definitiva del recurso y sus proyecciones aún no ha sido puesta de manifiesto, fundamentalmente por la necesidad de nuevos estudios acerca de la dinámica

glacial. Además, conocer la dinámica es esencial para que los planes de gestión del riesgo estimen las amenazas latentes en la CRS. De hecho, en 2013, un evento de remoción en masa ocurrido en las adyacencias del brazo norte del lago Argentino (CRS) produjo un tsunami de lago, de ahora en más *seiche*, que destruyó el muelle y otras instalaciones en la bahía Onelli (Moragues et al., 2019). En la misma sintonía, en la ciudad de El Chaltén se generó un fuerte alarmismo por un potencial drenaje súbito del lago proglacial Torre, localizado aguas arriba a esa misma localidad. Recientemente, un nuevo reporte alarmó a El Chaltén y El Calafate acerca de una expresión eruptiva en las nacientes de la CRS (cordón Mariano Moreno), que posteriormente fue desmentida por nuevas observaciones. En efecto, la combinación de la importancia estratégica de la CRS como fuente de agua, su significado como amenaza natural y la necesidad de profundizar lo que de ella se sabe, la convierten en un objetivo de estudio innegable y necesario.

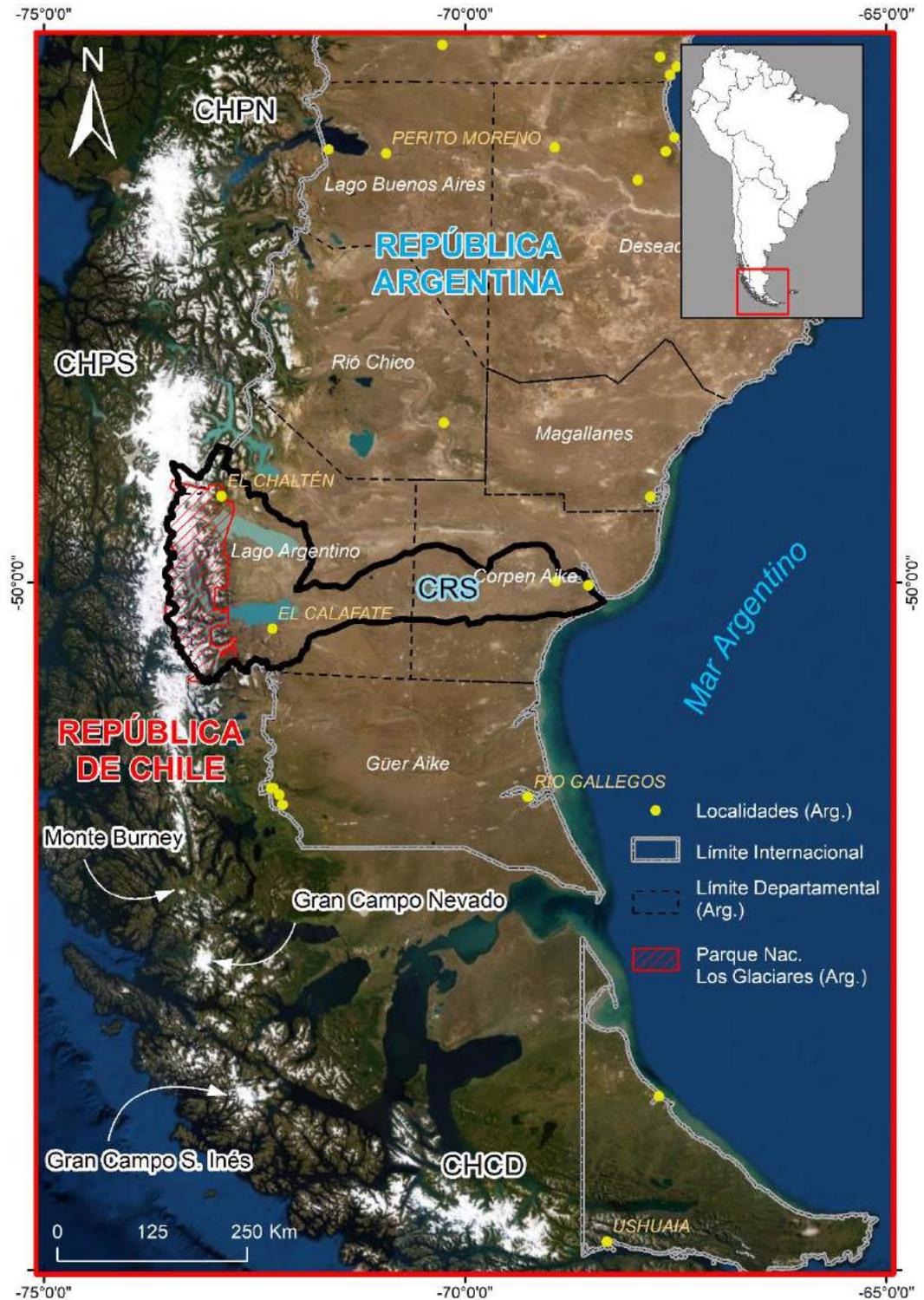


Figura 1.2. Distribución espacial de los campos de hielo patagónicos. De Norte a Sur: Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN), Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) y Campo de Hielo de la Cordillera Darwin (CHCD). El Monte Burney, Gran Campo Nevado y Gran Campo Santa Inés son remanentes de una gran y única cubierta glacial que tuvo lugar durante la Gran Glaciación Patagónica, hace 1,5 millones de años (Caldenius, 1932). La cubierta glacial del Monte Burney tiene la particularidad de estar emplazada sobre un cono volcánico activo. Cuenca del río Santa Cruz (CRS).

CAPÍTULO 2. Problemática y justificación del estudio

En el capítulo anterior se postularon las razones por la que resulta necesario el estudio de los glaciares bajo una perspectiva geográfica, donde la CRS se convierte en una unidad ambiental prioritaria. Ante esa situación y la necesidad de conocer, cuantificar y proyectar la dinámica glacial futura de la CRS, esta tesis propone aportar nuevos conocimientos respecto del dinamismo de la cuenca desde una perspectiva glacial. Esta tesis se enfocará principalmente en cuantificar y analizar a las fluctuaciones frontales, los ciclos de fusión y las velocidades superficiales.

En busca de un abordaje eficaz, una primera aproximación acerca del estado del arte de la dinámica glacial de la CRS es presentada a continuación. Para una adecuada interpretación y contextualización de dicha reconstrucción, se presenta en primera instancia una revisión del CHPS, sistema mayor que alberga a la CRS. En ese sentido, el análisis multi-escalar (espacial y temporal) es una de las estrategias claves utilizadas al momento de efectuar análisis e interpretaciones. Una vez expuestas ambas unidades del paisaje, se propone un último pasaje destinado a la justificación de esta tesis, el planteo de la hipótesis y la presentación de los objetivos.

Campo de Hielo Patagónico Sur

Durante la Gran Glaciación Patagónica, hace 1,5 millones de años, el CHPN, CHPS y CHCD conformaron un único cuerpo, extendiéndose más allá de los límites orientales de los actuales lagos Buenos Aires, San Martín, Viedma y Argentino (Caldenius, 1932). La distribución espacial y las propiedades geomorfológicas de estos remanentes dejaron en evidencia que el factor topográfico, en detrimento del latitudinal, fue determinante en su conservación. Ejemplo de ello es el CHCD, que a pesar de estar a mayores latitudes que el CHPN y el CHPS es el de menor superficie de los tres (Figura 2.1).

En términos geológicos, el CHPS está emplazado sobre el arco volcánico definido como Zona Volcánica Austral (ZVA) por Stern y Kilian (1996). La ZVA es sísmicamente activa, aunque históricamente ha sido una zona desprovista de instrumental, por lo que se desconocen con profundidad sus características. La ZVA está compuesta por los volcanes Lautaro, Aguilera, Reclus, Burney e Island Cook (de norte a sur respectivamente). Los tres primeros se hallan en el interior del CHPS. Las

primeras erupciones de la ZVA ocurrieron con posterioridad a la última glaciación durante el Holoceno primigenio (Martinic 1988; Stern 1998; y Stern 1991, 2006 y 2008). Entre ellas, fue la del volcán Reclus (R1) la que más volumen de material volcánico expulsó (> de 10 km³), con estimaciones de depósitos de tefra superiores a 3 cm en el extremo este de la península de Tierra del Fuego, y con 8 cm en la margen oriental del Lago Argentino (Stern, 2008).

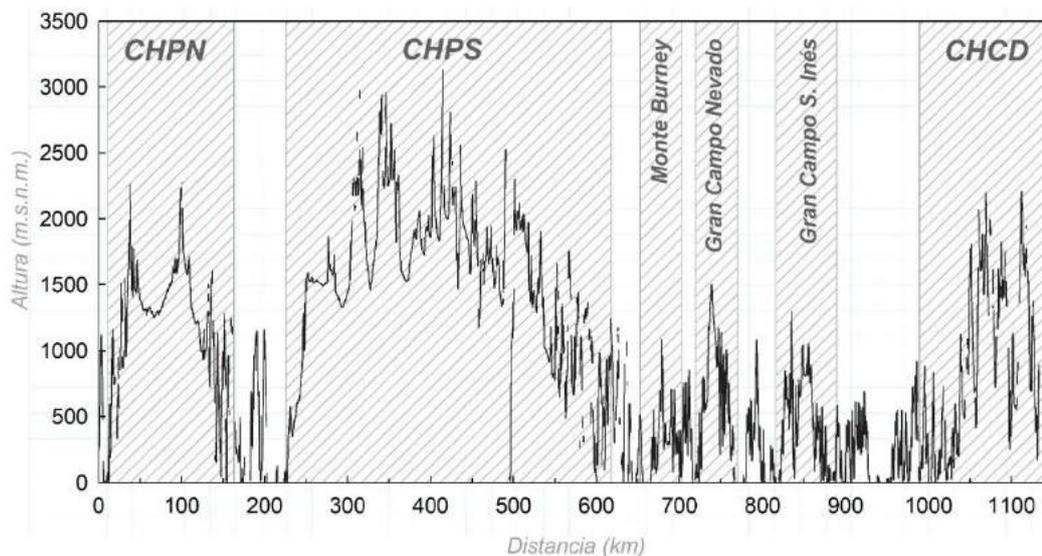


Figura 2.1. Perfil Topográfico de los Andes Patagónicos Australes en relación con la presencia de los Campos de Hielo y otras cubiertas englazadas menores (Figura 1.2). Perfil elaborado a partir del Modelo Digital de Elevación SRTM (1arc) de ~30 m de resolución espacial.

El elemento más llamativo en la región del CHPS es la yuxtaposición de extremos contrastantes en pocas decenas de kilómetros: desde los densos bosques fríos y húmedos de la costa oeste hasta la árida estepa argentina ubicada al este; como así también, desde las altas y esculpidas cumbres cubiertas de hielo hasta las llanuras sin rasgos topográficos distintivos. El gradiente de precipitación oeste-este (sólida y líquida) es extraordinariamente abrupto, condicionado por los Andes Patagónicos Australes (Garreaud et al., 2014). La elevación media del CHPS es de 1750 m.s.n.m., sin embargo, existen numerosos *nunataks* con alturas cercanas a los 3500 m.s.n.m. Al igual que las precipitaciones, el contraste en la cobertura nubosa es fuerte; mientras que la vertiente pacífica posee un alto porcentaje de días nublados al año, la atlántica está caracterizada por la relativa ausencia de días nublados (Warren y Sugden, 1993). En ese sentido, de acuerdo con Schaefer et al.,(2015), la vertiente pacífica recibe la mitad de la energía solar en comparación con la vertiente atlántica, denotando la mayor cantidad de días nublados en ese sector (Figura 2.2).

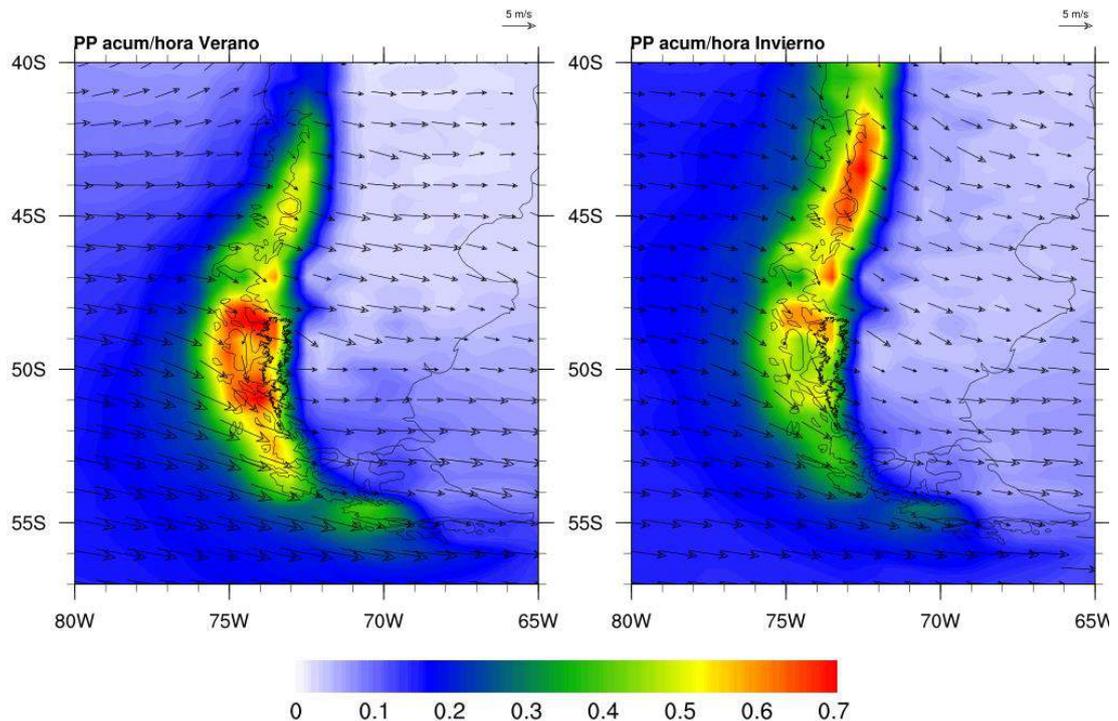


Figura 2.2. Distribución espacial de los vientos y las precipitaciones según periodo estival (ONDEFMA) e invernal (MJJAS). Las precipitaciones están expresadas en milímetros acumulados por hora. En línea negra se indican los límites del CHPS. Elaborado a partir de datos de reanálisis disponibles en Lindsay et al., (2014).

De lo expuesto anteriormente se desprende que los patrones de acumulación nival son muy variables espacial y temporalmente y, además, fuertemente controlados por la topografía. La cantidad de nieve acumulada, como así también la tasa de fusión y los momentos en que ésta ocurre definen tipologías de ambientes glaciales, y en efecto, tipos de glaciares (Sagredo y Lowell, 2012). En ese sentido, debido a las condiciones ambientales del CHPS, Liboutry (1956) propuso que los glaciares localizados en la vertiente pacífica deberían estar formados casi en su totalidad por hielo en el punto de fusión a presión (glaciares templados). Sin embargo, autores como Warren y Sugden (1993) asumieron este criterio para todo el CHPS. No obstante, esta condición nunca fue demostrada para todo el CHPS, donde podrían estar coexistiendo glaciares con diversas estructuras térmicas. Las propiedades térmicas superficiales de los glaciares del CHPS y la CRS se analizarán en el capítulo 7 de la presente tesis.

Las altas cumbres del CHPS y la meseta de hielo en general nutren a numerosos y grandes glaciares de descarga de los cuales la mayoría terminan en fiordos o en grandes lagos proglaciales (Warren y Sugden, 1993). El contacto e interacción de cuerpos de agua con los frentes glaciales influye, entre otras cosas, en las condiciones hidráulicas subglaciales, favoreciendo la aceleración del flujo de hielo en las zonas terminales (Benn et al., 2007; Doyle et al., 2018; Meier et al., 2018).

Dicha aceleración estimula la formación de grietas en la superficie del glaciar, lo que en consecuencia provoca el desmembramiento, parto o *calving* **(1)**. Otro impacto derivado de la relación entre los cuerpos de agua y los glaciares es la formación de muescas térmicas (*Thermal Notch*) en la línea de flotación del frente glacial, lo cual se considera un mecanismo desencadenante del *calving* subaéreo **(2)** (How et al., 2019; Truffer y Motyka, 2016). Un tercer aspecto de gran importancia en la relación glaciar-mar/lago está relacionado con la morfometría del cuerpo de agua donde el glaciar termina. Cuando este cuerpo de agua es lo suficientemente profundo (o el glaciar es delgado) el hielo comienza a flotar, lo cual resulta en un aumento en la tasa de *calving* y en su retroceso **(3)** (Minowa, 2017). Mayor detalle de las principales fuentes del efecto *calving* son retomadas en los capítulos 7, 8, 9 y 10.

Diversos estudios han caracterizado y cuantificado la disminución de la superficie cubierta por el CHPS, como así también la cantidad de la masa perdida. En referencia al aspecto de área, Meier y colaboradores (2018), observaron que el CHPS redujo su área $1976 \pm 278 \text{ km}^2$ entre 1870 y 2016 con una tasa media anual de $-13,53 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$ y con un máximo de $-29,38 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$ entre 1986 y 2005. De acuerdo a Davies y Glasser (2012), la reducción de área del CHPS se ha acelerado de forma generalizada a partir del 2001.

En términos de cambios de volumen, el CHPS tuvo una pérdida de $-13,5 \pm 0,8 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ entre 1968/1975-2000, tasa que es considerada entre las más altas del mundo (Rignot et al., 2003). En ese sentido, el periodo 2000-2012 mostró un fuerte incremento en la tasa de pérdida respecto del periodo anterior de $-22,2 \pm 1,3 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ (Willis y colaboradores 2012), Sin embargo, esos resultados han sido puesto en discusión por Jaber et al., (2018) y Malz et al., (2018), quienes para el mismo periodo reportaron tasas de $-14,87 \pm 0,51 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ y $-13,2 \pm 3,6 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$, respectivamente. Ellos atribuyeron esa diferencia a la asunción hecha por Willis et al., (2012) respecto de la penetración de la señal Radar (2 metros) en la cubierta de nieve y hielo por el Modelo Digital de Elevación *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Recientemente, Jaber et al., (2018) calcularon la tasa de pérdida para el periodo 2012-2016 y estimaron una tasa de $-11,86 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$, lo que significa una leve reducción respecto de los periodos anteriores. Con excepción al cuestionado reporte de Willis et al., (2012), las tasas reportadas equivalen a ocho veces la indicada por Glasser y colaboradores (2011) desde la Pequeña Edad de Hielo (1750) hasta el año 2010, equivalente a $-1,7 \pm 0,35 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$. Cabe destacar, que la pérdida de masa reportada durante el S XXI ha sido concentrada espacialmente, en particular, en las zonas terminales de los grandes glaciares de descarga terminados en lagos proglaciales (Willis et al., 2012; Jaber et al., 2018; Malz et al., 2018).

La pérdida de masa en el CHPS ha sido acompañada de un fuerte retroceso frontal. De hecho, entre los años 1945 y 2005 todos los glaciares del CHPS retrocedieron, con excepción del P. Moreno, HPS-19 y Pio XI que se mantuvieron estables o incluso avanzaron en algunos momentos (López et al., 2010; Sakakibara y Sugiyama, 2014). Entre los que retrocedieron en el periodo 1945-2005, se destacan el O'Higgins (-11,6 km), J. Montt (-10,5 km), Greve (-9,1 km) y Amalia (-8,7 km). Otros como el Dickson, Bravo, HPS-15, Asia, HPS-29, SPI-01, Viedma, SPI-02 y Spegazzini retrocedieron menos de 1 km durante el mismo periodo de referencia. Es importante denotar que la tasa de retracción anual ha sido altamente variable. Así por ejemplo, entre el periodo 1945-1987 el glaciar J. Montt mostró una tasa de retracción de 200 ma^{-1} , la cual se aceleró súbitamente a 620 ma^{-1} entre los años 1987 y 1999 (Sakakibara y Sugiyama, 2014). Otro aspecto característico de las fluctuaciones en esta región ha sido la heterogeneidad en las tasas de fluctuación entre los distintos glaciares, reflejando las condiciones particulares de cada sitio (Skvarca et al., 2003; López et al., 2010; Sakakibara y Sugiyama, 2014; Lenzano et al., 2018; Moragues et al., 2018; Lo Vecchio et al., 2018).

El mismo comportamiento heterogéneo se ha observado respecto a las velocidades superficiales con las que los glaciares fluyen (Jaber et al., 2012; Lenzano et al., 2018; Lenzano et al., 2018; Lo Vecchio et al., 2018; Minowa et al., 2017; Moragues et al., 2018; Mouginot y Rignot, 2015; Rivera et al., 2012). En general, los glaciares que terminan en fiordos sobre la vertiente pacífica fluyen más rápido que los glaciares que terminan en los lagos proglaciales de la vertiente atlántica (Sakakibara y Sugiyama, 2014; Mouginot y Rignot, 2015). La mayoría de los primeros poseen una velocidad de flujo que suele exceder los 2000 ma^{-1} . Por su parte, los glaciares terminados en lagos fluyen a velocidades entre 20 y 2940 ma^{-1} , a excepción de los glaciares Upsala y O'Higgins que lo hacen a velocidades superiores a 3000 ma^{-1} cerca de sus zonas terminales (Sakakibara y Sugiyama, 2014).

Cuenca del río Santa Cruz (CRS)

La CRS presenta tres ambientes principales: la cuenca alta, media y baja (Figura 2.3a). La cuenca alta está localizada en el sector occidental de la vertiente atlántica y fue definida como un ambiente Andino por Feruglio (1944). Está caracterizada por altas cumbres (superiores a los 3000 m.s.n.m.) y sucesivos valles longitudinales estructurados por sucesivas fallas normales e inversas (Figura 2.3d) (Ghiglione et al., 2009). Actualmente esos valles están inundados por las aguas de fusión glacial, alcanzando profundidades superiores a los 500 m y 600 m en las

adyacencias a los glaciares Viedma y Upsala, respectivamente (Sugiyama et al., 2016). La fuente principal de la precipitación son los vientos del oeste (Smith y Evans, 2007; Garreaud 2009; Garreaud et al., 2013) que, en combinación con la barrera topográfica impuesta por los Andes Australes, genera precipitaciones orográficas. Las altas cumbres ofician como divisoria de aguas entre los glaciares con pendiente pacífica y atlántica. En ellas las máximas precipitaciones alcanzan los 10000 mm/a (Garreaud et al., 2014). Estas cuantiosas precipitaciones se reducen drásticamente hacia el este (cuenca media y baja) donde a pocos kilómetros (90 km) alcanzan los 200 mm/a (ciudad de El Calafate) (Figura 2.4). Por su parte, la cuenca media limita al oeste con el cordón Masters y al este por el extremo oriental de los lagos Viedma y Argentino (Figura 2.3a); mientras que la cuenca baja se desarrolla desde este punto hacia su término en la localidad de Piedra Buena, en la costa atlántica. Tanto en la cuenca media como en la cuenca baja, la escases de precipitaciones junto con las grandes llanuras y los fuertes y constantes vientos han dado lugar a una extensa estepa herbácea. Estas extensiones han sido históricamente aprovechadas por las comunidades aborígenes como fuente de alimento y materias primas. La principal diferencia entre ambas cuencas es la presencia de los grandes lagos en la porción media, quienes están alineados a dos extensas fallas transformantes (Figura 2.3d); mientras que la cuenca baja está caracterizada por la presencia del río Santa Cruz, corriente meandriforme encajada en rocas basálticas.

La complejidad de los glaciares patagónicos resulta evidente debido al comportamiento diferencial de varios de ellos (Stuefer, 1999). Esta situación es visible en la CRS donde cuerpos adyacentes han reportado comportamientos disonantes. Ejemplo de ello son los glaciares P. Moreno y Ameghino que están en contacto en el área de acumulación. Sin embargo, han mostrado variaciones frontales contrastantes en las últimas décadas. Entre el periodo 1999-2012 el glaciar P. Moreno mantuvo estable su posición frontal y además reportó un engrosamiento de $0,4 \pm 0,3 \text{ ma}^{-1}$; mientras que el glaciar Ameghino se retiró $55 \pm 2 \text{ ma}^{-1}$ y adelgazó $2,6 \pm 0,3 \text{ ma}^{-1}$ (Minowa et al., 2015). Otra comparación paradigmática es el glaciar Upsala respecto del Viedma que, al igual que en el ejemplo anterior, parte de sus zonas de alimentación son limítrofes. Durante los periodos de 1984-2000 y 2000-2011, el glaciar Viedma retrocedió a tasas de $30 \pm 8 \text{ ma}^{-1}$ y $41 \pm 13 \text{ ma}^{-1}$, respectivamente; en esos mismos periodos, el glaciar Upsala lo hizo a tasas de $270 \pm 8 \text{ ma}^{-1}$ y $274 \pm 13 \text{ ma}^{-1}$, respectivamente (Sakakibara y Sugiyama, 2014).

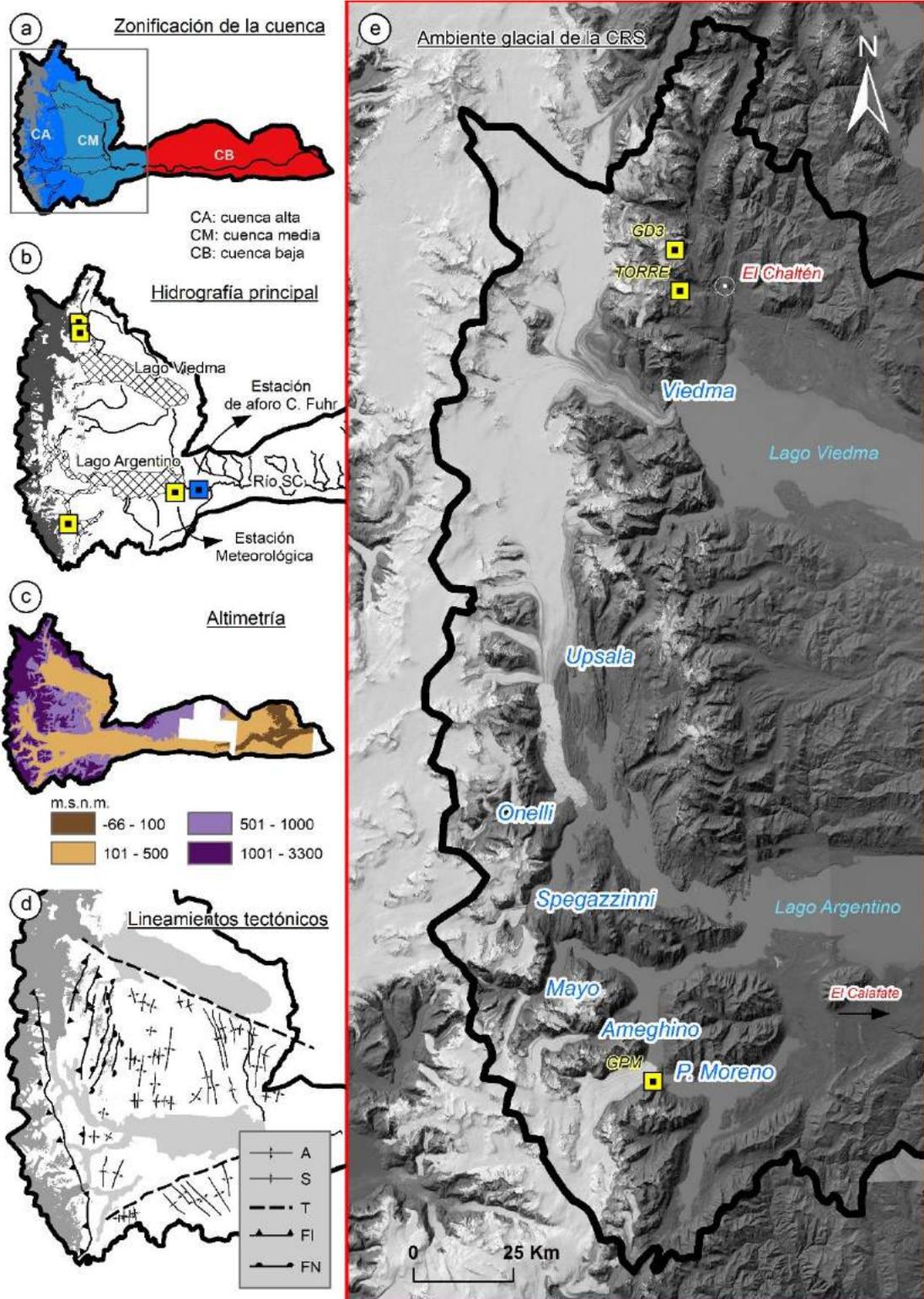


Figura 2.3. Cuenca del río Santa Cruz y sus diversos aspectos geográficos. a) zonificación espacial de la CRS en cuenca alta, media y baja. b) principales aspectos de la hidrografía de la cuenca y distribución espacial de las estaciones meteorológicas utilizadas en la Figura 2.5. c) Distribución espacial de la topografía: Modelo Digital de Elevación ALOS-PALSAR de 12,5 m de resolución espacial. d) Lineamientos tectónicos de la CRS, A= anticlinal; S= sinclinal; FI= falla inversa; FN= falla normal y T= falla transformante extraídos de Ghiglione et al., (2009). e) Zoom al área englazada de la CRS. Imagen de fondo: LANDSAT 5 del 20-02-2011.

Las evidencias muestran que en la CRS los glaciares de *calving* no han respondido directamente al clima durante gran parte del siglo XX, ya que sus oscilaciones contrastan en naturaleza, escala y tiempo con las de los glaciares vecinos apoyados en tierra (Warren y Sugden, 1993). Aunque los trabajos preexistentes relacionan la dinámica frontal de los glaciares de la CRS casi exclusivamente al efecto del *calving*, también existen otros procesos y factores naturales actuando a distintas escalas espacio-temporales que aún deben ser investigadas en profundidad.

Una manera de integrar eficientemente la dinámica glacial de la CRS es a partir de los caudales registrados en la estación de aforo inmediatamente aguas abajo del lago Argentino, Charles Fuhr (Figura 2.3b). Los caudales registrados por esa estación poseen toda la información acerca de los procesos glaciológicos ocurridos aguas arriba. La estación fue elegida debido a que en ese sitio tiene nacimiento el río Santa Cruz el cual drena a los lagos proglaciales Viedma y Argentino. La serie de caudales diarios del periodo 1955-2016 denota una clara estacionalidad (Figura 2.5a). A pesar que el caudal medio histórico de ese río es de $713 \text{ m}^3/\text{s}$, se han registrado caudales máximos superiores a $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, ocurridos en la década del 60'. De la Figura 2.5 se evidencia que cada ciclo anual difiere en intensidad y en las tasas de descarga, traduciéndose en la geometría del ciclo.

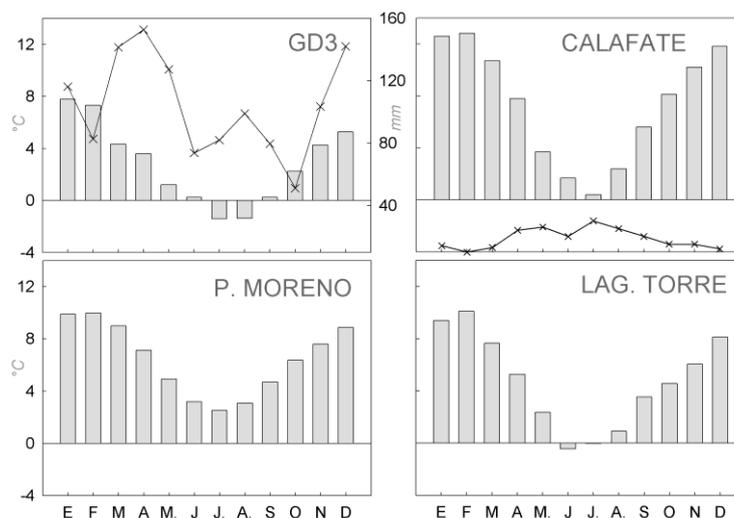


Figura 2.4. Temperaturas (barras grises) y precipitaciones (línea color negro) medias mensuales históricas de las estaciones meteorológicas emplazadas en el glaciar de Los Tres (GD3), ciudad de El Calafate (CALAFATE), glaciar Perito Moreno (P. MORENO) y lago Torre (LAG. TORRE). Los registros meteorológicos de la estación GD3 corresponden al Inventario Nacional de Glaciares; los de la estación CALAFATE han sido descargados de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de La Nación; por su parte los de la estación P. Moreno han sido extraídos de la publicación científica de Minowa y colaboradores (2017); finalmente los datos de la estación Laguna Torre han sido provistos por el Dr. Ricardo Villalba, investigador del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA – CONICET - CCT MENDOZA).

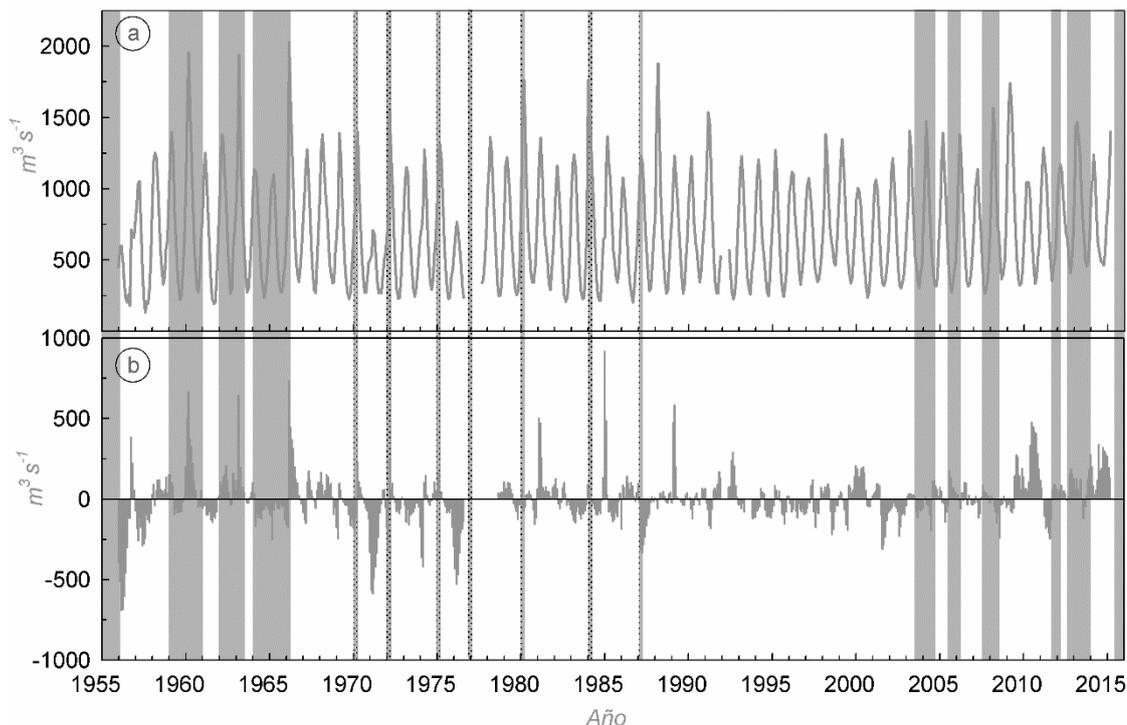


Figura 2.5. a) Caudales medios mensuales del río Santa Cruz en la estación de aforo Charles Fuhr durante el periodo 1955 y 2016. Los datos han sido extraídos del servidor online de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de La Nación. b) Anomalías mensuales desestacionalizadas. Las barras verticales de color gris representan los eventos de represamiento-ruptura del glaciar P. Moreno. Las líneas verticales de color gris indican la ruptura del represamiento, aunque se desconoce el inicio de éste. Eventos extraídos de Lenzano et al., (2018).

A partir de esto surgen algunos interrogantes respecto del ciclo hidrológico: ¿Qué procesos contribuyen a que el rasgo de cada ciclo hidrológico sea distinto? Entre algunas de las causas, Pasquini y Depetris (2011) encontraron que las anomalías positivas de los caudales se correspondieron mayormente con el represamiento producido por el glaciar P. Moreno (Figura 2.5b), proceso reportado por numerosos estudios (Lenzano et al., 2018; Minowa et al., 2017; Stuefer, 1999). Sin embargo, entre los años 1957 y 1966 hubo dos fuertes anomalías positivas que no se correspondieron con éste. Del mismo modo, fuertes anomalías negativas se observaron en la fase invernal de los años 1956, 1971, 1976, 1986 y 2000, aunque al momento ningún estudio ha evaluado sus posibles causas.

Entre los antecedentes relevados en esta tesis es frecuente observar que la dinámica glacial quiera ser explicada a través de procesos climáticos y por el efecto topográfico de los lagos (ver Tabla 2.2) (Ciappa et al., 2010; Masiokas et al., 2015; Naruse y Skvarca, 2000; Andres Rivera et al., 1997; Skvarca y De Angelis, 2002; Stuefer, 1999; Stuefer et al., 2007). En el caso de las vinculaciones climáticas, se ha puntualizado en procesos cíclicos con periodos menores a diez años y áreas de influencias regionales, como el Modo Anular del Sur (SAM) (Depetris y Pasquini,

2000). En el caso de las topografías lacustres, se trata de un proceso no-cíclico y de un área de influencia local (Naruse y Skvarca, 2000; Skvarca et al., 2002). La reiterada búsqueda de respuestas en esas variables ha conducido a desatender otras que podrían estar actuando en escalas espacio-temporales mayores y menores respecto de las abordadas hasta el momento. Esa debilidad ha comenzado a ser modificada paulatinamente a partir de estudios con nuevos enfoques. Recientemente Sugiyama et al., (2016) vincularon la fluctuación frontal del glaciar P. Moreno con la estructura termal lacustre, idea que luego fue complementada por Lenzano et al., (2018), quienes encontraron asociaciones entre la fluctuación frontal de ese glaciar y la circulación del agua entre el brazo Rico y el canal de Los Témpanos.

Tabla 2.2. Publicaciones científicas preexistentes en el Campo de Hielo Patagónico con perfil glaciológico. “Esc.” se refiere a la escala espacial del trabajo: glaciar (G), local (L), regional (R).

| Autores | Año publicación | Escala | Zona | Tema |
|---------------------|------------------------|---------------|-----------------|---|
| Caldenius | 1932 | R | Andes Australes | Glaciaciones cuaternarias |
| Feruglio | 1941 | R | Andes Australes | Glaciaciones cuaternarias |
| Naruse et al., | 1990 | G | Upsala | Velocidades superficiales |
| Aniya y Skvarca | 1992 | G | Upsala | Velocidades superficiales |
| Warren y Sudgen | 1993 | R | CHPS y CHPN | Revisión glaciológica |
| Villalba | 1994 | R | Andes Australes | Paleoclimatología |
| Warren y Rivera | 1994 | G | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Skvarca et al., | 1995 | G | Upsala | Cambio de espesor y fluctuación glaciar |
| Warren et al., | 1995 | G | Upsala | Fluctuación glaciar |
| Forster et al., | 1996 | R | CHPS | Hielo en fusión |
| Naruse et al., | 1997 | G | Upsala | Cambios de espesor y fluctuación glaciar |
| Rivera et al., | 1997 | G | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Rivera et al., | 1997 | G | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Rott et al., | 1998 | G | P. Moreno | Flujo de masa glaciar |
| Rivera y Casassa | 1999 | G | Pio XI | Cambios de espesor |
| Stuefer | 1999 | G | P. Moreno | Balance de masa y dinámica glaciar |
| Wenzens | 1999 | R | Andes Australes | Fluctuación glaciar |
| Depetris y Pasquini | 2000 | G | P. Moreno | Hidrología |
| Naruse y Skvarca | 2000 | G | Upsala | Cambio de espesor y fluctuación glaciar |
| Shiraiwa et al., | 2002 | R | CHPS | Tasas de acumulación |
| Skvarca et al., | 2002 | G | Upsala | Tasa de calving vs. Topografía |
| Rignot et al., | 2003 | R | CHPS y CHPN | Contribución a la elevación del nivel del mar |
| Skvarca et al., | 2003 | G | Upsala | Velocidades superficiales |

| | | | | |
|----------------------|------|---|--------------------------|---|
| Glasser et al., | 2004 | R | Andes Australes | Paleoclimatología y fluctuación glaciár |
| Skvarca et al., | 2004 | G | P. Moreno | Cambios de espesor |
| Rivera et al., | 2005 | G | Chico | Cambios de espesor |
| Aniya et al., | 2007 | L | Exploradores y P. Moreno | Geomorfología glaciár |
| Chen et al., | 2007 | R | CHPS y CHPN | Cambios de espesor |
| De Angelis et al., | 2007 | R | CHPS | Zonificación de tipos de nieve |
| Rivera et al., | 2007 | R | CHPN | Cambios de espesor |
| Stuefer et al., | 2007 | G | P. Moreno | Dinámica glaciár |
| Glasser et al., | 2008 | R | Andes Australes | Geomorfología glaciár |
| Masiokas et al., | 2009 | R | Andes | Fluctuación glaciár |
| Strelin y Malagnino | 2009 | R | CRS | Geomorfología glaciár |
| Ciappa et al., | 2010 | G | P. Moreno | Velocidades superficiales |
| Lopez et al., | 2010 | R | CHPS y CHPN | Fluctuación glaciár |
| Riveros et al., | 2010 | G | Viedma | Velocidades superficiales |
| Glasser et al., | 2011 | R | CHPS y CHPN | Contribución a la elevación del nivel del mar |
| Pasquini y Depetris | 2011 | R | CRS | Hidrología |
| Sugiyama et al., | 2011 | G | P. Moreno | Calving vs. Presión Efectiva |
| Aniya y Skvarca | 2012 | G | P. Moreno | Fluctuación glaciár |
| Davies y Glasser | 2012 | R | CHPS y CHPN | Fluctuación glaciár |
| García et al., | 2012 | R | Andes Australes | Fluctuación glaciár |
| Rivera et al., | 2012 | G | J. Montt | Velocidades superficiales |
| Willis et al., | 2012 | R | CHPN | Balance de masa |
| Willis et al., | 2012 | R | CHPS | Balance de masa |
| Dowdeswell y Vásquez | 2013 | G | Pío XI | Geomorfología lacustre |
| Sakakibara et al., | 2013 | G | Upsala | Velocidades superficiales |
| Schaefer et al., | 2013 | R | CHPN | Modelo de balance de masa |
| De Angelis | 2014 | R | CHPS | Hipsometría glaciár y determinación de ELA |
| Sakakibara et al., | 2014 | R | CHPS | Velocidades superficiales y fluctuación glaciár |
| Strelin et al., | 2014 | R | Lago Argentino | Geomorfología glaciár |
| Masiokas et al., | 2015 | L | Río Eléctrico | Inventario y fluctuación glaciár |
| Minowa et al., | 2015 | L | P. Moreno y Ameguino | Fluctuación glaciár |
| Mouginot y Rignot | 2015 | R | CHPS y CHPN | Velocidades superficiales y mecanismo de desplazamiento |
| Schaefer et al., | 2015 | R | CHPS | Modelo de balance de masa |
| Carrivick et al., | 2016 | R | CHPS y CHPN | Espesor y volumen de hielo glaciár |
| Euillades et al., | 2016 | G | Viedma | Velocidades superficiales |
| Gourlet et al., | 2016 | R | CHPS | Espesor de hielo glaciár |
| Inamdar et al., | 2016 | R | Andes Australes | Cambios de espesor |

| | | | | |
|--------------------|------|---|-------------------------|---|
| Meier et al., | 2016 | R | CHPS y CHPN | Inventario glaciar |
| Richter et al., | 2016 | R | Lago Argentino | Cambios en niveles lacustres |
| Sugiyama et al., | 2016 | R | Lago Argentino y Viedma | Estructura termal de lagos proglaciales |
| Jaber | 2016 | R | CHPS | Dinámica glaciar |
| Minowa | 2017 | G | P. Moreno | Ablación frontal |
| Minowa et al., | 2017 | G | P. Moreno | Fluctuación glaciar vs. Temperatura de lago |
| Sagredo et al., | 2017 | R | Andes Australes | Evolución de la ELA |
| Foresta et al., | 2018 | R | CHPS y CHPN | Cambios de espesor |
| Jaber et al., | 2018 | R | CHPS y CHPN | Cambios de espesor |
| Lenzano et al., | 2018 | G | P. Moreno | Análisis de la oscilación frontal |
| Lenzano et al., | 2018 | G | Viedma | Velocidades superficiales |
| Lo Vecchio et al., | 2018 | G | Viedma | Velocidades y temperaturas superficiales |
| Malz et al., | 2018 | R | CHPS | Cambios de espesor |
| Minowa et al., | 2018 | G | P. Moreno | Reconstrucción del <i>calving</i> |
| Moffat et al., | 2018 | G | J. Montt | Fluctuación glaciar vs. Temperatura de lago |
| Moragues et al., | 2018 | G | Upsala | Velocidades superficiales |
| Weidemann et al., | 2018 | L | Grey y Tyndall | Balance de masa |
| Jaber et al., | 2018 | R | CHPS | Balance de masa |
| Bravo et al., | 2019 | R | CHPS | Modelo de ablación |
| Lo Vecchio et al., | 2019 | R | CHPS | Temperaturas superficiales |

¿Por qué estudiar los glaciares de la CRS?

Conocer la dinámica y evolución de los caudales del río Santa Cruz es de extrema importancia ya que reviste la cubierta glacial de la CRS como fuente actual y futura de agua dulce. Esto adquiere mayor relevancia si se considera que la CRS se encuentra en un estado de conservación muy alto debido a su ubicación remota, asegurando la calidad del agua drenada por el río Santa Cruz. En ese sentido, por la disponibilidad de agua, la CRS se posiciona como una de las cuencas argentinas con mayor proyección a futuro y, en efecto, con la necesidad de un monitoreo y planes de gestión presentes y futuros. Como consecuencia de esto, se desprende una segunda justificación de porqué estudiar este ambiente, y está relacionada con el desarrollo y planificación futura de las localidades insertas en la CRS. Las localidades de El Chaltén y El Calafate, emplazadas en las adyacencias de los lagos Viedma y

Argentino, están creciendo de forma anárquica en el marco de una cuenca absolutamente dinámica, exponiéndolas a numerosas amenazas naturales.

Como ya se ha mencionado, los caudales del río Santa Cruz son el reflejo de la dinámica glacial ocurrida en la cuenca alta. Dicho de otro modo, la escorrentía aportada por los procesos de ablación glacial es la única fuente de alimentación de ese río. Esta situación hace evidente la necesidad de un estudio integrador capaz de caracterizar la dinámica glacial de la CRS como paso previo para la proyección futura de los caudales del río Santa Cruz. Sin embargo, para mejorar el conocimiento y entendimiento de dicha dinámica es preciso comprender los mecanismos que la disparan. Por lo tanto, esta tesis propone el abordaje de la dinámica glacial de la CRS y la búsqueda de las posibles causas que la regulan, pormenorizando en factores de control a distintas escalas espacio-temporales. De ello se desprende que la CRS sea entendida como un sistema ambiental, el cual es el resultado de la interacción de diversas variables físico-naturales y antrópicas que dan por resultado la sinergia responsable de la configuración de ese sistema ambiental (Figura 2.6).

En esta tesis las variables propuestas como disparadoras de la dinámica glacial fueron elegidas en función de éstas últimas. En efecto, para cada variable referida a la dinámica se buscaron aquellas causales que, a priori, pudiesen estar implicadas. Por lo tanto, en primer lugar, fue preciso definir a las variables indicadoras de la dinámica glacial. En ese sentido, se seleccionaron: **1)** fluctuación frontal de largo periodo, **2)** fluctuación estacional de las velocidades superficiales, y **3)** eventos de fusión supraglacial. Respecto de la primera, es una de las formas más tradicionales de expresar un aspecto de la dinámica glacial. En este caso se reconstruyeron las distintas posiciones de los glaciares Viedma, Upsala, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino y P. Moreno, entre 1985 y 2017. En cuanto a las velocidades superficiales, se priorizó el análisis intra-anual en lugar del inter-anual, muy explorado en trabajos preexistentes (ver Tabla 2.2). En este caso, los glaciares Upsala y Viedma fueron tomados como ejemplo en un análisis que abarcó el periodo 2015-2017. Finalmente, la estimación de los eventos de fusión supraglacial fue propuesta para el periodo 2001-2016. Debido a la naturaleza propia de la fusión glacial, el área de referencia para su estimación alternó entre el CHPS, la CRS y los glaciares más dinámicos de todo el campo de hielo.

Partiendo de las variables dinámicas expuestas y en busca de un análisis complejo y multiescalar de los factores subyacentes de éstas, en la presente tesis se incorporó el concepto de causas regionales y locales. Entre las causas regionales, se analizaron: **a)** sismicidad regional y vulcanismo, focalizando en la distribución

espacio-temporal de eventos sísmicos y en la reconstrucción de la historia eruptiva del arco volcánico sobre el cual se emplaza el CHPS, y **b)** climatología, focalizando en la influencia de procesos de baja frecuencia como el Modo Anular del Sur (SAM) y del Niño (ENSO) sobre los registros de estaciones meteorológicas insertas en la CRS. Debido a la propia naturaleza de las variables a y b, su efecto en la dinámica glacial podría no ser inmediato y con un área de influencia de mayor escala.

Entre las causas locales, se analizaron: **c)** variación de los niveles lacustres, vinculada con potenciales cambios en el grado de flotación de los frentes glaciares; **d)** el tipo de litología del lecho glacial más reciente como elemento clave para entender la tasa de erosión diferencial del glaciar, por lo tanto, de desplazamiento; **e)** Temperaturas Superficiales del Hielo en el CHPS y la CRS; y Temperatura Superficial Lacustre en la zona proximal a los frentes de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno. Nótese que debido a la existencia de numerosos trabajos orientados a la reconstrucción y análisis de la topografía lacustre (Minowa et al., 2018; Naruse y Skvarca, 2000; Skvarca y De Angelis, 2002; Stuefer, 1999; Stuefer et al., 2007; Sugiyama et al., 2016), este tópico no ha sido abordado temáticamente en la tesis, no obstante, los resultados allí reportados han sido introducidos para el análisis y caracterización de la dinámica glacial. Una síntesis espacial de la localización de las diversas variables abordadas en cada uno de los capítulos de esta tesis se observa en la Figura 2.7.

En resumen, la estructura integral de la investigación está compuesta por 4 secciones principales: **Introducción** (I), **Causas de la dinámica glacial** (II), **Dinámica glacial** (III) y **Síntesis** (IV) (Figura 2.8). En la sección II, se presentan a aquellos factores analizados como desencadenantes de la dinámica glacial; se propone una revisión integral de la bibliografía disponible, al mismo tiempo que el análisis de datos existentes que aún no han sido abordados bajo una perspectiva glaciológica. En la sección III, se desarrolla temáticamente cada variable seleccionada y se abordan los diversos aspectos que las definen bajo una visión multiescalar. Además, y a modo de integración de los resultados de las secciones II y III, al final de cada capítulo de esta sección se propone un apartado de correlación donde cada una de las variables es contrastada con los distintos disparadores analizados en la sección anterior. La sección IV propone retomar y resaltar los principales hallazgos y contribuciones de esta tesis. De ello se genera un diagnóstico de la CRS y se plantean las bases para estudios ulteriores respecto de los escenarios futuros derivados de la innegable asociación de los glaciares y la sociedad.



Figura 2.6. Visión integral del Sistema Ambiental de los glaciares de la CRS abordados en esta tesis.

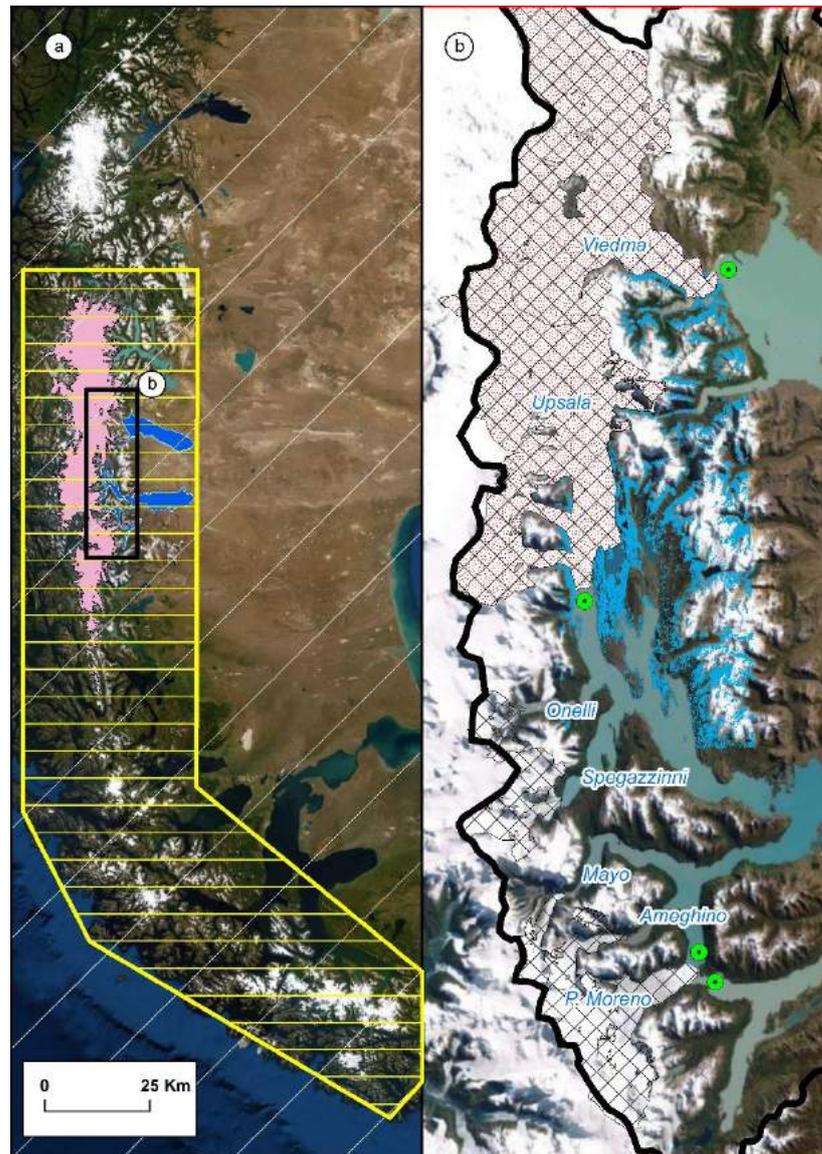


Figura 2.7. Sitio y posición de las variables abordadas en esta tesis. a) La trama de líneas blancas con una disposición oblicua muestra la escala de abordaje de la sismicidad (Capítulo 3) y las variables climatológicas SAM y ENSO (capítulo 4). La trama de líneas amarillas con una disposición horizontal muestra la escala de abordaje del vulcanismo (capítulo 3). El polígono de color rosa y borde negro muestra la escala de análisis de las Temperaturas Superficiales del Hielo (capítulo 7) y los eventos de fusión (capítulo 8). Los polígonos de color azul y contorno blanco hace referencia a la escala del sistema lacustre Viedma-Argentino (capítulo 5). b) El polígono celeste muestra la escala de trabajo del levantamiento y caracterización litológico (capítulo 6). Los puntos verdes y contorno negro muestran los sitios testeados para el estudio de las Temperaturas Superficiales Lacustres (capítulo 7). La trama de líneas negras con disposición romboidal hace referencia a la escala de trabajo de las fluctuaciones frontales (capítulo 9). La trama de puntos aleatorios de color rojo hace referencia a la escala de trabajo de las velocidades superficiales intraanuales (capítulo 10).

Marco epistemológico

En esta tesis el abordaje de la CRS tiene un enfoque sistémico, sustentado en la escuela geográfica, sistémica y locacional. De ello deriva una visión multiescalar de la problemática planteada. En efecto, en ocasiones, la CRS fue

tratada/analizada como un todo y en otras, a escala glaciar. La complementación de ambas escalas permitió eliminar resultados sesgados por el uso de una única escala de trabajo.

Debido a la naturaleza extrema del ambiente analizado, el marco epistemológico locacional fue de vital relevancia para el estudio. Esto supuso que debido a las rigurosas condiciones climáticas, la inabarcable extensión del área de estudio y las imposibilidades técnicas de transitar completamente el ambiente glaciar; el uso de las técnicas de sensoramiento remoto y entornos de Sistemas de Información Geográfica (SIG) fueron las herramientas esenciales para llevar a cabo la investigación. En esta tesis el concepto de sensores remotos fue utilizado en sentido amplio, incluyendo no solo plataformas satelitales y sensores aerotransportados, sino también a aquellos dispositivos instalados en sitios remotos que a través de su permanente registro de información han permitido mejorar y contribuir al entendimiento del sistema ambiental de la CRS (Paruelo et al., 2014). A pesar de la indiscutible preponderancia del uso de las geotecnologías en esta tesis, se suman más de 10 campañas realizadas a la CRS (acumulando más de 200 días de terreno) para el relevamiento de datos *in situ* y validación de las observaciones remotas. Por ello, resulta evidente la necesidad de la complementariedad de las técnicas digitales y el trabajo de campo en el abordaje del espacio geográfico.

Objetivos e Hipótesis

Objetivos generales

- ❖ Cuantificar, analizar y caracterizar la dinámica glaciar de la cuenca del río Santa Cruz mediante la integración de sensores remotos.
- ❖ Dilucidar, reconstruir y caracterizar los procesos disparadores de la dinámica glaciar observada a través de fuentes históricas, base de datos y sensores remotos.
- ❖ Evaluar la relación estadística y glaciológica entre la dinámica glaciar observada y el comportamiento de los disparadores propuestos.
- ❖ Transferir y contextualizar el impacto de la dinámica glaciar sobre la organización espacial antrópica en las localidades de El Calafate y El Chaltén.

Objetivos específicos

- ❖ Reconstruir la evolución espacio-temporal de los frentes de los glaciares Viedma, Upsala, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino y Perito Moreno durante el periodo 1985-2017.
- ❖ Estimar las velocidades superficiales de flujo intra-anales de los glaciares Upsala y Viedma a fin de caracterizar su comportamiento estacional y profundizar el entendimiento acerca de las causas y procesos moduladores de esa actividad. Periodo de estudio 2015-2017.
- ❖ Estimar la temperatura superficial del Campo de Hielo Patagónico Sur y su respectiva evolución; la cuenca del río Santa Cruz y sus principales glaciares, como mecanismo para la reconstrucción de ciclos de fusión supraglacial y el entendimiento de procesos glaciológicos tales como velocidades superficiales y fluctuaciones frontales. Periodo de estudio 2001-2016.
- ❖ Reconstruir y caracterizar la evolución espacio-temporal de las superficies en fusión a tres escalas espaciales diferentes (1: Campo de Hielo Patagónico Sur, 2: cuenca del río Santa Cruz y 3: grandes glaciares de descarga) en busca de comportamientos sistemáticos y anómalos que permitan ser vinculados con los procesos disparadores de dicha actividad.
- ❖ Calcular la temperatura superficial lacustre y su evolución en las adyacencias de los frentes glaciales P. Moreno, Viedma y Upsala en busca de comportamientos sistemáticos y anómalos que contribuyan al entendimiento de la dinámica glacial. Periodo de estudio 2001-2016.
- ❖ Analizar las fluctuaciones intra-anales e interanuales de los niveles del lago Argentino en busca de los efectos producidos en la dinámica frontal y cambios de velocidades superficiales. Periodo de estudio 1990-2018.
- ❖ Identificar y caracterizar las litologías presentes en superficie en la subcuenca Upsala a fin de evaluar el efecto de éstas sobre el comportamiento histórico de dicho glaciar y viceversa.
- ❖ Analizar el comportamiento temporal de los índices climáticos ENSO y SAM en busca de patrones temporales de mediano y largo plazo que contribuyan en la explicación de la dinámica glacial reportada. Periodo de estudio 1955-2018.
- ❖ Identificar, cartografiar y caracterizar la actividad sismo-volcánica en la región del Campo de Hielo Patagónico Sur en busca de dilucidar el vínculo e impacto de dicha actividad en la dinámica glacial.

- ❖ Diseñar e instalar una micro-red sísmica en las adyacencias al Campo de Hielo Patagónico Sur en respuesta a la escasa disponibilidad de datos y frente a la necesidad de profundizar en conocimiento acerca de las relaciones existentes entre la sismicidad y la dinámica glacial.
- ❖ Integrar y discutir los resultados en busca de nuevos conocimientos acerca de la dinámica glacial de la cuenca del río Santa Cruz, y sobre aquellos procesos desencadenantes de ésta.
- ❖ Dilucidar el impacto de la dinámica glacial sobre los procesos de ocupación y uso del espacio geográfico en las localidades de El Calafate y El Chaltén.
- ❖ Difundir, transferir y publicar los resultados en congresos de alcance nacional e internacional y revistas científicas de alto impacto.

Hipótesis

“La dinámica de los glaciares de la cuenca del río Santa Cruz es la consecuencia de la interacción de factores locales y regionales que actúan a distintas escalas espacio-temporales comunes para la región del Campo de Hielo Patagónico Sur. Entre los factores locales se encuentran las temperaturas superficiales lacustres, sus variaciones de nivel y topografía, la litología del lecho glacial y las temperaturas superficiales del hielo. Y entre los factores regionales, la sismicidad, el vulcanismo y la climatología son los preponderantes. Dicha dinámica ha definido los modos y patrones de ocupación y aprovechamiento del territorio por parte de las localidades de El Calafate y El Chaltén”

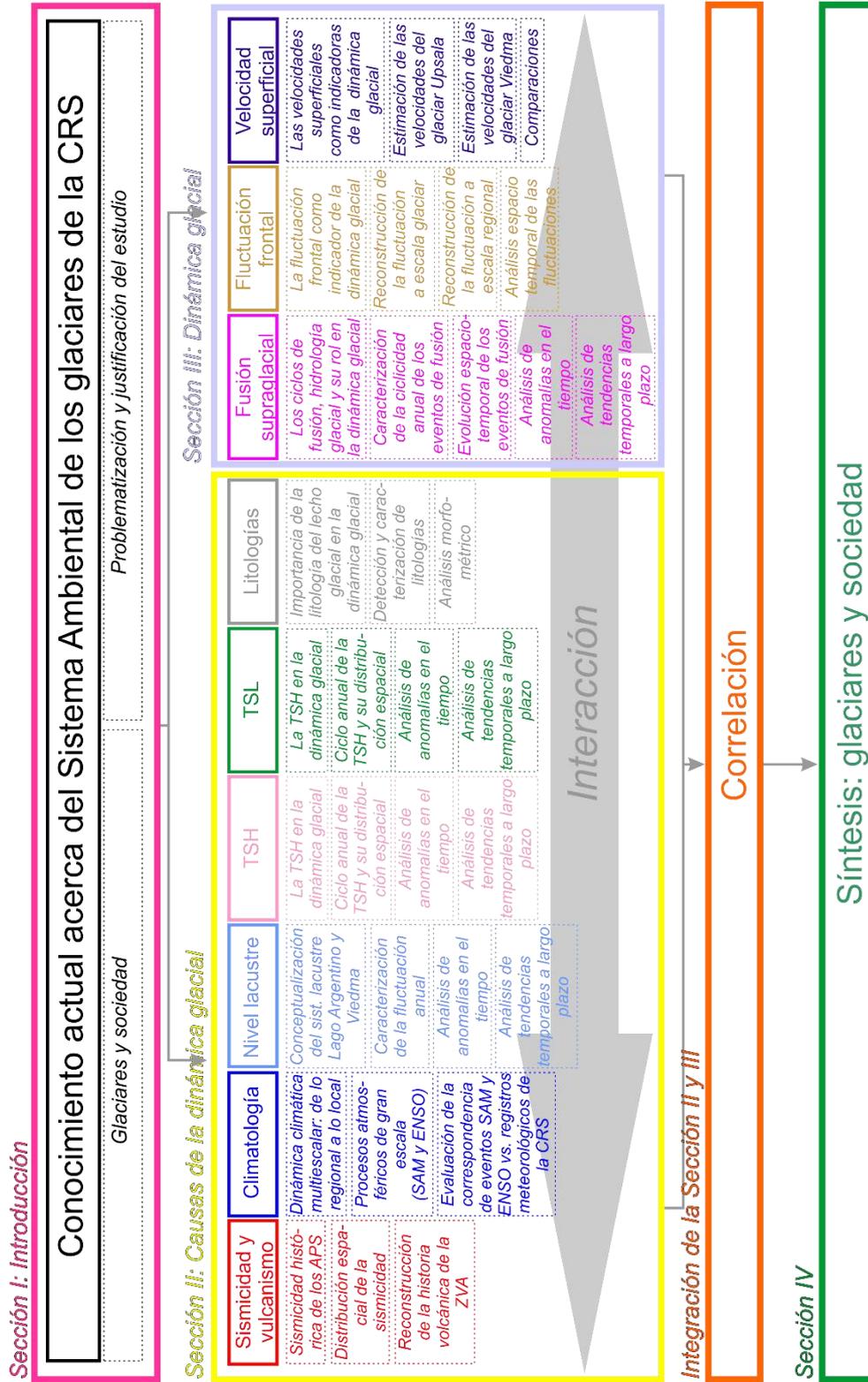


Figura 2.8. Esquema conceptual de la tesis.



SECCIÓN II:



Causas de
la dinámica
glacial

CAPÍTULO 3. Sismicidad y vulcanismo

Introducción

Sudamérica es una región tectónicamente compleja, con su margen occidental activo. La faja norte, entre los 18°S y 28°S está caracterizada por una elevada sismicidad; la placa de Nazca subduce la placa Sudamericana con un ángulo de ~30° (Perucca y Moreiras, 2009). Ese ángulo de subducción ha estimulado el desarrollo de un extenso ambiente volcánico, encontrándose el volcán más alto del mundo, Ojos del Salado (~6891 m.s.n.m.). Entre los 28°S y 32°S la placa de Nazca subduce subhorizontalmente y da por resultado la desaparición del arco volcánico existente a menores latitudes, aunque la sismicidad es elevada. Entre los 33°S y 46°S la sismicidad es notablemente menor a la observada hacia el norte. A partir de los 46°S, la placa de Nazca pierde continuidad y la placa Antártica es quien subduce a la Sudamericana hasta el extremo sur de la provincia de Santa Cruz. El punto de convergencia entre las tres placas es conocido como Triple Punto de Aysén.

Históricamente, el margen de subducción al sur del paralelo 46°S ha sido catalogado de baja sismicidad. En muchos casos, esto es justificado por la baja tasa de convergencia entre la placa Antártica y Sudamericana (2 cm/a) (Stern y Kilian, 1996), en comparación con la de Nazca y Sudamericana (9 cm/a) (Cisternas y Vera, 2008). En la Patagonia Austral únicamente se ha reconocido la sismicidad de la península de Tierra del Fuego debido a sismos históricos que superaron los 7,8 grados en la escala de Richter (Buffoni et al., 2009). Cabe aclarar que al sur del paralelo 52°S, desde donde se erige la península de Tierra del Fuego, tiene lugar el triple punto entre las placas Sudamericana, Antártica y de Scotia, siendo esta última la que domina la actividad sísmica Fueguina. Esta fuerte disminución en la sismicidad al sur de los 46°S reportada en investigaciones previas es reconfirmada en el catálogo sísmico elaborado por el *International Seismological Centre* (ISC), que reúne los diversos catálogos elaborados por los centros de sismología nacionales. Según el ISC, al sur del triple punto de Aysén el registro sísmico cae notoriamente (Figura 3.1), concepto sostenido por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) quien en su mapa de peligro sísmico categoriza esta región con “actividad reducida”.

Sin embargo, Adaros (2003) refuta esta idea alegando que la baja sismicidad observada se debe a la ausencia de sismómetros en la región capaces de detectar eventos de baja magnitud. En este sentido, agrega que 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. A partir de esa situación surge el proyecto “Experimento Sísmico en la Patagonia y Antártica” (SEPA) realizado entre la Universidad de Chile y la Universidad de Washington, Estados Unidos (Adaros, 2003). Durante los años 1997 y 1998, el proyecto SEPA constó de la instalación de 5 sismómetros de banda ancha y tres componentes. Durante esos dos años se registraron más de 300 eventos, los cuales no fueron reportados por los catálogos internacionales. Adaros (2003) se refiere al respecto:

“Los instrumentos del proyecto SEPA permiten ver por primera vez cómo es la distribución de microsismicidad para el extremo Sur de Sudamérica, situación que no era reflejada en las estaciones de la Red Mundial”

Entre los sismos registrados por el SEPA surgen resultados llamativos, como por ejemplo el enjambre sísmico observado entre abril y mayo de 1998 en las adyacencias del volcán Reclus. Sin dudas, esta es la primera evidencia sísmica de la actividad volcánica de la ZVA. Cabe destacar que en un enjambre no se distingue claramente un sismo dominante, por el contrario, la energía se disipa lentamente a través de una gran cantidad de sismos de moderada magnitud, y el proceso puede durar varios meses (Cisternas y Vera, 2008).

Una experiencia similar a la de Adaros (2003) fue reportada por Buffoni et al., (2009), quienes mediante un experimento en Tierra del Fuego lograron observar cientos de sismos de baja magnitud que en ningún caso fueron reportados en los catálogos internacionales. También, Perucca y Moreiras (2009) notaron que el registro sísmico en los Andes Patagónicos Australes es muy incompleto, en parte justificado por la presencia humana dispersa en una región que recién en los últimos años está siendo valorada y considerada por los agentes políticos. Entre los escasos trabajos que evidencian la sismicidad histórica y prehistórica de la zona, recientemente Piret et al., (2018) advirtió sobre la ocurrencia de sismos en Aysén durante el Holoceno medio a partir del análisis de depósitos marinos conocidos como turbiditas. Nótese que las turbiditas son depósitos con una estratigrafía particular formadas por flujos turbulentos de material sedimentario subacuático.

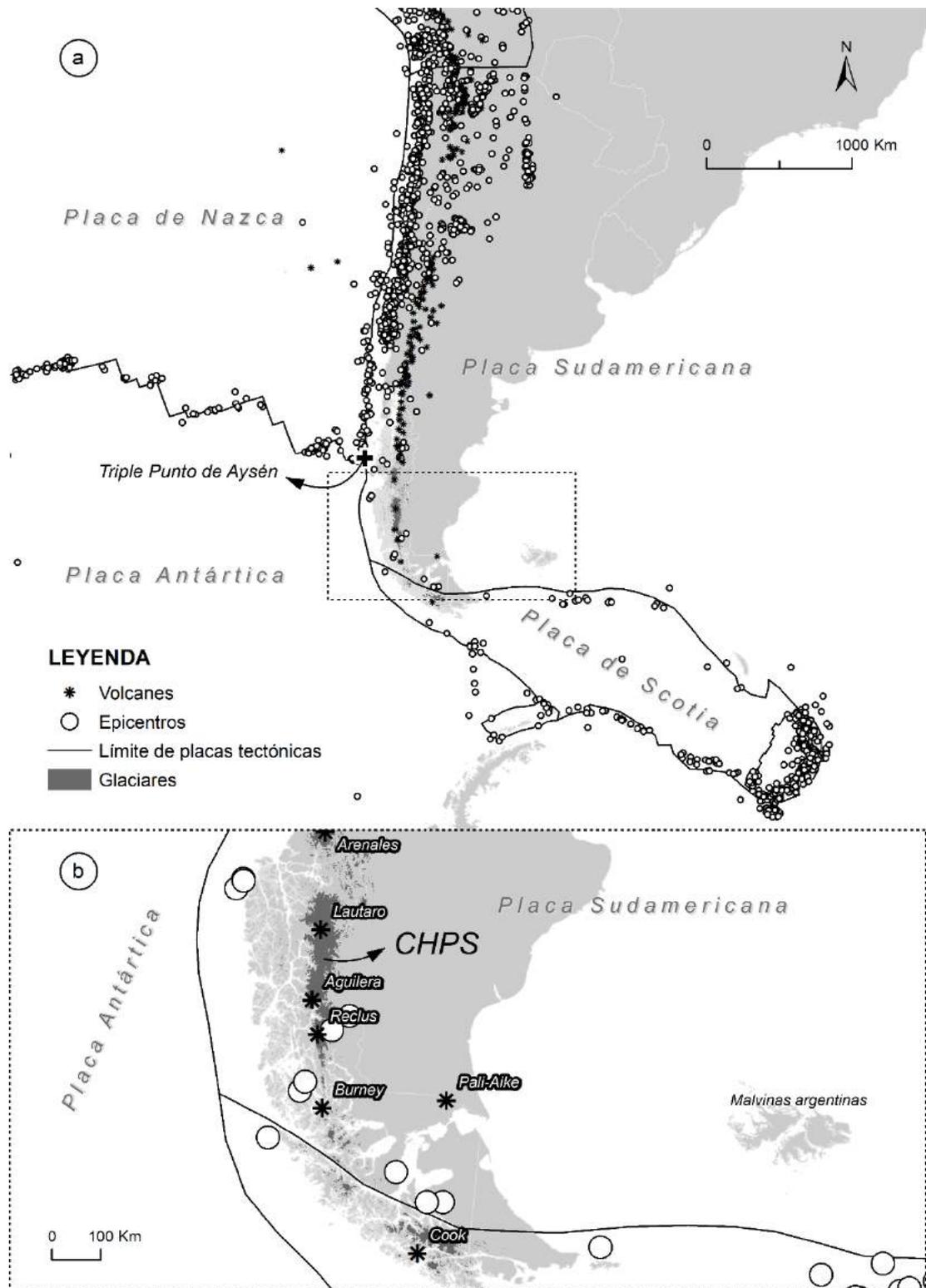


Figura 3.1. a) Distribución regional de epicentros (1904-2014) y volcanes activos según el catálogo sísmico del ISC y del Global Volcanism Program del Smithsonian Institution respectivamente. b) Zoom al área de interés.

La actividad volcánica en el borde oeste de Sudamérica está directamente relacionada a la subducción (Stern, 2004). Esta actividad tiene lugar en arcos volcánicos discontinuos, estrechamente asociada a las características de la

subducción (Perucca y Moreiras, 2009). Entre los 16°S a 18°S se emplaza la Zona Volcánica Central (ZVC), mientras que entre los 33°S y 46°S una densa distribución de volcanes da lugar a la Zona Volcánica Sur (ZVS). Al sur del Triple Punto de Aysén, en dominio de la placa Antártica, la Zona Volcánica Austral (ZVA) tiene lugar en un complejo ambiente (Ramos, 2002) donde procesos tectónicos y glaciológicos interactúan intensamente.

La ZVA consta de cuatro estratovolcanes y un pequeño complejo de cúpulas y flujos del Holoceno en la Isla Cook, el centro volcánico más austral de los Andes (Stern, 2008). En términos de magma, los cinco centros volcánicos han hecho erupción de andesitas y dacitas de hornblenda adaquítica (Stern y Kilian, 1996). En 1976, la ZVA fue identificada por primera vez como un segmento independiente de los volcanes andinos (Stern et al., 1976). El volcán de las Islas Cook (55°S) no fue descubierto hasta 1978 (Martinic, 1988), y el volcán Reclus (51°S) no fue localizado con precisión hasta 1987 (Harambour, 1988). Los tres volcanes más septentrionales, Lautaro, Aguilera y Reclus, se encuentran cubiertos por la potente cubierta glaciaria del CHPS la cual, con el paso del tiempo, ha producido una profunda erosión sobre los edificios volcánicos, formando espectaculares aristas. Hasta comienzos del año 2018, la bibliografía preexistente acerca de la ZVA consideraba al nunatak Viedma como un edificio volcánico que, según Martinic (2008), fue postulado por Lliboutry (1956) a partir de un estudio basado en fotografías aéreas. Sin embargo, la publicación reciente de Suárez et al., (2018) descarta rotundamente la posibilidad de que el *nunatak* Viedma sea un volcán, alegando la casi exclusividad de metamorfitas de bajo grado y una edad superior a los ~208 Ma para esta unidad. De esta manera, se ha desechado cualquier posibilidad de génesis cuaternaria.

A pesar de la innegable evidencia de la actividad sísmica y volcánica de la región en cuestión, hay una ausencia de estudios que tengan como objetivo la evaluación de la respuesta glacial ante estos estímulos. Sin embargo, si hay certeza de trabajos que han mostrado la superposición de las cubiertas volcánicas y glaciales. Ese es el caso de la investigación llevada a cabo por Rabassa y Coronato (2002) que hacen mención a la presencia de flujos basálticos del Plioceno superior estratificados con niveles de till en el cerro El Fraile, en las cercanías de El Calafate (hasta 8 observaciones). Otro ejemplo esclarecedor fue dado por Stern (2008), mediante dataciones de ^{14}C y técnicas de tefrocronología en el que se identificaron depósitos de tefra provenientes de la erupción del volcán Aguilera (3000 AP) con espesores de 10 cm en las inmediaciones del brazo norte y sur del lago Argentino. En este contexto, queda claro que la relación entre volcanes y glaciares en la región ha existido al menos durante el Holoceno, aunque aún permanece la incertidumbre

de cuál ha sido el resultado de esa interacción. Un indicio indirecto de ello fue aportado por Stern et al., (2011) quienes propusieron un repentino drenaje del seno Última Esperanza (represado por un glaciar) con posterioridad a la erupción del volcán Reclus hace 12670 ± 240 años.

En efecto, el objetivo de este capítulo es reconstruir, analizar y caracterizar la historia sísmica y volcánica de la región a fin de establecer una cronología que permita ser contrastada con la dinámica glacial. Para ello, diversas fuentes de datos han sido utilizadas. La reconstrucción de la historia sísmica de la región fue efectuada mediante catálogos sísmicos internacionales y locales. Aunque el registro es incompleto, la combinación de distintos catálogos permitió confeccionar una serie más robusta y certera de la actividad sísmica en la región, hasta el momento no explorada. Por su parte, la historia volcanológica fue reconstruida a partir de la bibliografía preexistente y catálogos volcánicos.

Materiales y métodos

Datos sísmicos

Entre los objetivos de esta tesis se propuso el diseño y montaje de una micro-red sísmica a cargo del Grupo de Geomática, IANIGLA-CONICET. Su instalación comenzó en 2016 y aún no se ha culminado (ver Figura 3.2). Hasta el momento se han instalado dos de las seis estaciones sismológicas propuestas. En esta tesis no se han incorporado al análisis los registros de estas dos estaciones debido al ajuste que se le ha hecho a ambas estaciones con posterioridad a su instalación. Esto ha implicado relocalización de la estación PMOR, reconversión del sistema de alimentación y cambios en el sistema de captura de los datos. En efecto, la serie de datos resultante ha sido discontinua temporalmente, factor esencial para lograr registros sísmicos precisos. Sin embargo, una visualización preliminar de los datos mostró que las estaciones están registrando señales que pueden provenir de tres fuentes distintas: sísmicas-tectónicas, volcánicas y del *calving* glacial. Un futuro análisis de los registros sísmicos de estas estaciones, junto con la densificación de la micro-red, aportará nuevos elementos para contribuir al entendimiento de la dinámica regional y local.

Por lo tanto, para la construcción de la serie temporal de eventos sísmicos en la región se usaron los catálogos sísmicos del ISC, USGS (*United State Geological Survey*) y el SEPA. El catálogo ISC contiene eventos registrados entre 1904 y 2014, y es el resultado de un esfuerzo especial para adaptar, ampliar y mejorar los datos

existentes en los boletines de terremotos de gran magnitud (magnitud $\geq 5,5$) (Giacomo et al., 2015; Storchak et al., 2013). Por su parte, el catálogo del USGS pertenece al *Earthquake Hazards Program* en el cual han participado más de 50 instituciones científicas; contiene sismos registrados desde la década del 30' del siglo pasado. En cuanto a las magnitudes incluidas, el catálogo del USGS no tiene restricciones (Young et al., 1996). Finalmente, el catálogo SEPA abarca el periodo 1997-1998, proveyendo los epicentros y eventualmente las magnitudes y profundidades de los eventos (Adaros, 2003).

En esta tesis, el área de búsqueda de eventos sísmicos estuvo definida en el cuadrante compuesto por las coordenadas: $-45,9759^\circ$; $-77,0099^\circ$ y $-55,8089^\circ$; $-71,2898^\circ$, el cual comprende desde el Triple Punto de Aysén al norte, hasta el cabo de Hornos al sur. Longitudinalmente sus límites son la zona de contacto entre la placa Antártica y Sudamericana al oeste, y el volcán Pali Aike, cercano a la ciudad capital de Río Gallegos. La elección de esta región fue definida por el antecedente de un evento sísmico de magnitud ~ 8 en la escala de Richter registrado el 1 de febrero de 1879 en Tierra del Fuego, el cual fue percibido a un radio promedio de 500 km (Martinic, 2008). Esto sugiere que la sismicidad regional también debe ser evaluada como factor modulador de la dinámica de los glaciares del CHPS y la CRS.



Figura 3.2. Distribución espacial de la micro-red sísmica diseñada por el departamento de Geomática IANIGLA – CONICET diseñada para el monitoreo de la actividad sísmica y volcánica. Los íconos coloreados en blanco se refieren a las estaciones ya instaladas (CHAL y PMOR), mientras que en verde aquellas que han sido proyectadas pero que aún falta ser instaladas. (GREV, VIED, UPSA, RICO)

Registro volcánico

El registro y la reconstrucción de la historia volcánica de la ZVA fue hecho mediante la revisión bibliográfica y el uso de catálogos volcánicos. La revisión bibliográfica ha sido la fuente principal de datos ya que la evidencia ahí contenida es

el resultado de diversas fuentes de información (Martinic, 2008): a) cartografía histórica, b) memoria indígena, c) observaciones de navegantes, relatos de viajeros, exploradores, colonos y andinistas, y d) estudios científicos. Resulta entonces necesario realizar la siguiente aclaración: los puntos a, b y c aportan la evidencia del tiempo histórico, mientras que los estudios científicos (d) han logrado datar eventos durante el Holoceno medio y el Plioceno tardío. El trabajo de Adaros (2003) es el único estudio científico hasta el momento que ha logrado detectar actividad volcánica, aunque no un evento eruptivo. Éste detectó un enjambre sísmico con profundidades menores a los 3 km en las adyacencias del volcán Lautaro entre los meses de abril y mayo de 1998.

Por otro lado, el catálogo volcánico utilizado para los análisis fue el del *Global Volcanism Program del Smithsonian Institution* (Venzke, 2013). El Programa de Vulcanismo Global (PVG) de la Institución Smithsonian se encuentra en el Departamento de Ciencias Minerales del Museo Nacional de Historia Natural, en Washington D.C.; PVG está dedicado a la comprensión de los volcanes activos de la Tierra y sus erupciones durante los últimos 10000 años. Desde 1968, la misión del PVG ha sido documentar, entender y disseminar información sobre la actividad volcánica global a través de cuatro funciones básicas: informes, archivo, investigación y divulgación.

Análisis de los resultados

Sismicidad

La integración de distintos catálogos sísmicos permitió confirmar que los Andes Australes es una región sísmicamente activa. Al comparar los registros de los tres catálogos analizados se observó que ISC reportó 111 eventos entre 1960 y 2008, mientras que el servicio del USGS detectó 155 entre 1930 y 2018. De esos últimos, 67 se encuentran reportados por el ISC. Esto se explica debido a que el ISC aglutina diversos catálogos nacionales y regionales. La baja frecuencia de eventos reportada en ambos catálogos fue relativizada y puesta en discusión a partir de los datos presentados por el catálogo SEPA. Durante el periodo 1997-1998 el proyecto SEPA registró más de 300 eventos de los cuales 263 pudieron ser localizados espacialmente. Cabe destacar que los sismos observados por el SEPA tuvieron como máximo 4,3 de magnitud (Adaros 2003). Esto quiere decir que en dos años de medición se detectaron más del doble de los eventos que los otros dos catálogos

podieron registrar en casi cien años. En ningún caso, los sismos registrados por SEPA fueron detectados por el ISC o la USGS.

Un análisis de correlación entre la cantidad acumulada de estaciones sísmicas oficiales a escala global entre 1930-2018 (EHB Bulletin, 2019) y la cantidad acumulada de sismos detectados para ese mismo periodo en el área de estudio (sin considerar SEPA) mostró una fuerte dependencia entre ellos (Figura 3.3a). A pesar de este estrecho vínculo, fue posible detectar ciertos grados de independencia específicamente a partir de la década del 90'. Así pues, aunque entre la década 1970/1980 y 1980/1990 se instalaron más de 1800 estaciones (EHB Bulletin, 2019) la cantidad de sismos registrados en esta última década fue un 22% menor que la anterior. Lo mismo ocurrió entre 2000/2010 y 2010/2019. De la Figura 3.4b se derivó que desde la década de 1990 la actividad sísmica de la región habría incrementado con un máximo de 63 eventos registrados entre 2000-2010.

A partir de los 461 eventos registrados mediante la integración de los tres catálogos, se observó que la magnitud promedio fue de $5 \pm 0,7$. El evento de mayor magnitud fue de 7,8 y ocurrió el 6 de junio de 1960 a la latitud de Aysén. En contraposición, el evento de menor magnitud registrado fue de 3,5 y tuvo lugar el 28 de octubre de 2003 en las adyacencias al volcán Reclus. En términos espaciales, se observó que la distribución de los eventos no fue aleatoria: distinguiéndose dos sectores de frecuente actividad (Norte y Sur) y un sector con una relativa disminución (Centro).

El sector Norte corresponde a las inmediaciones del Triple Punto de Aysén ($45^{\circ}45'S$) y mostró una distribución espacial concentrada en torno al contacto de las placas y al volcán Hudson. Además de contener el sismo de mayor magnitud registrado en los catálogos, este sector concentró el 42% de los sismos de magnitud igual o superior a 6. Por su parte, el sector Sur tuvo una distribución espacial más extensa y menos concentrada que la anterior, extendiéndose desde la latitud del glaciar P. Moreno ($50^{\circ}16'S$) hasta el cabo de Hornos en el archipiélago de Tierra del Fuego ($55^{\circ}17'S$). En el interior de este sector, la distribución espacial de los sismos mostró una alta frecuencia de ocurrencia en las sierras localizadas al este del CHPS, específicamente en las sierras Baguales y Cuncuna, cordillera Sarmiento y en aquellas inmediatamente al norte de la localidad de Tres Chorrillos (República de Chile), a la latitud del Gran Campo Nevado ($52^{\circ}27'S$). Otra zona con actividad sísmica fue observada en las inmediaciones del volcán Reclus (glaciares P. Moreno, Dikson, Grey y Tyndall) dentro del sector sur, la cual fue únicamente reconocida por los datos del proyecto SEPA. Por su parte, el sector Centro mostró una frecuencia de eventos

menor a los anteriores. Su distribución espacial mostró una fuerte concentración en el margen de subducción entre la placa Antártica y Sudamericana. En general, los epicentros estuvieron localizados a más de 100 km del margen occidental del CHPS y las magnitudes fueron inferiores a 5 en el 70% de los casos (Figura 3.4).

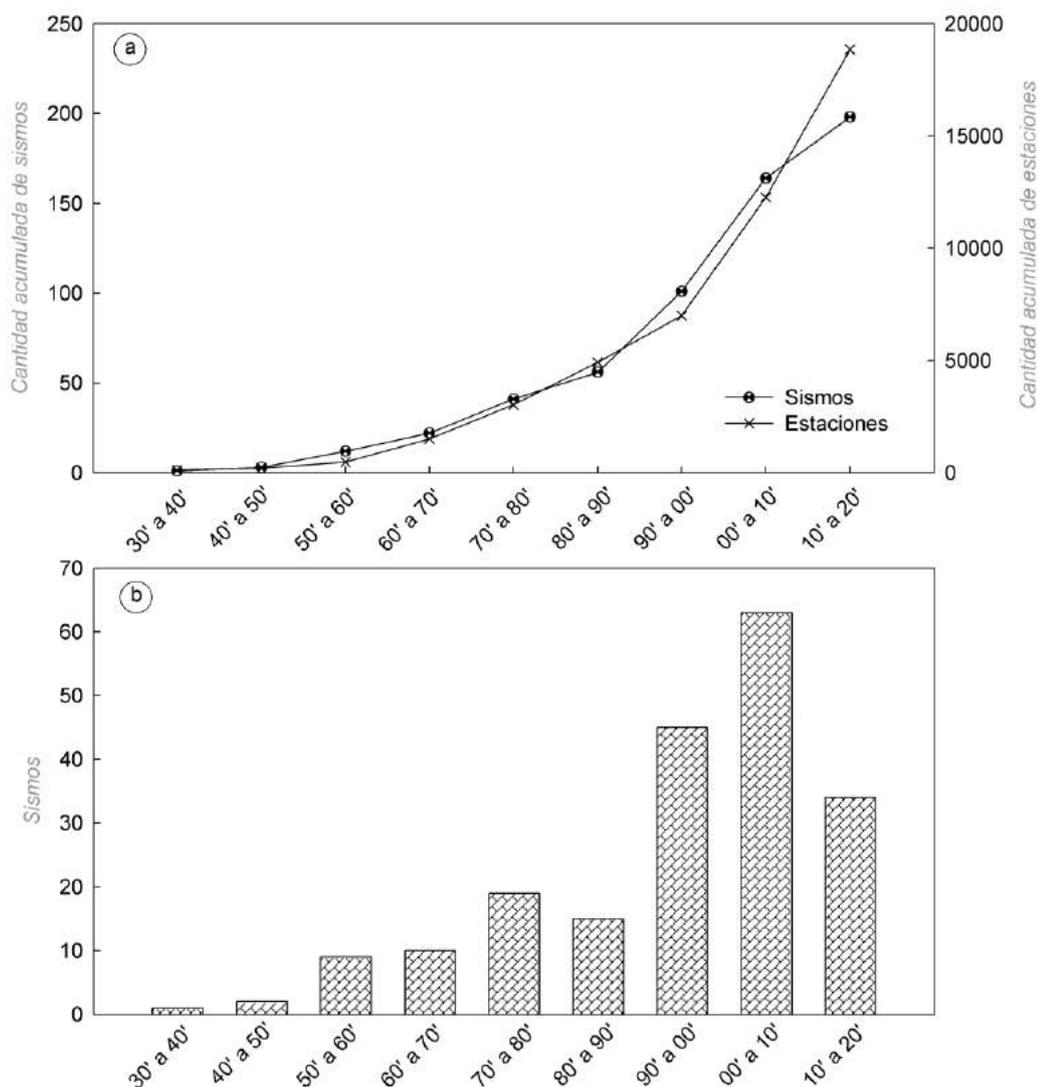


Figura 3.3. a) Cantidad acumulada de Sismos (catálogo ISC y USGS en conjunto) en contraste con la cantidad acumulada de estaciones sísmicas oficiales según la ISC (S XX y principios del S XXI – El eje X indica las décadas). b) Distribución de frecuencias absolutas de eventos sísmicos por década (sin SEPA).

En términos de profundidades de los focos sísmicos, se observó que el 95% de ellos tuvo una profundidad menor o igual a 60 km, siendo clasificados como superficiales. Únicamente eventos detectados por el SEPA registraron profundidades mayores a 60 km, la máxima profundidad fue de 135 km en las cercanías del Gran Campo Nevado. En efecto, el amplio dominio de sismos superficiales supone un mayor potencial para dinamizar la cubierta glacial.

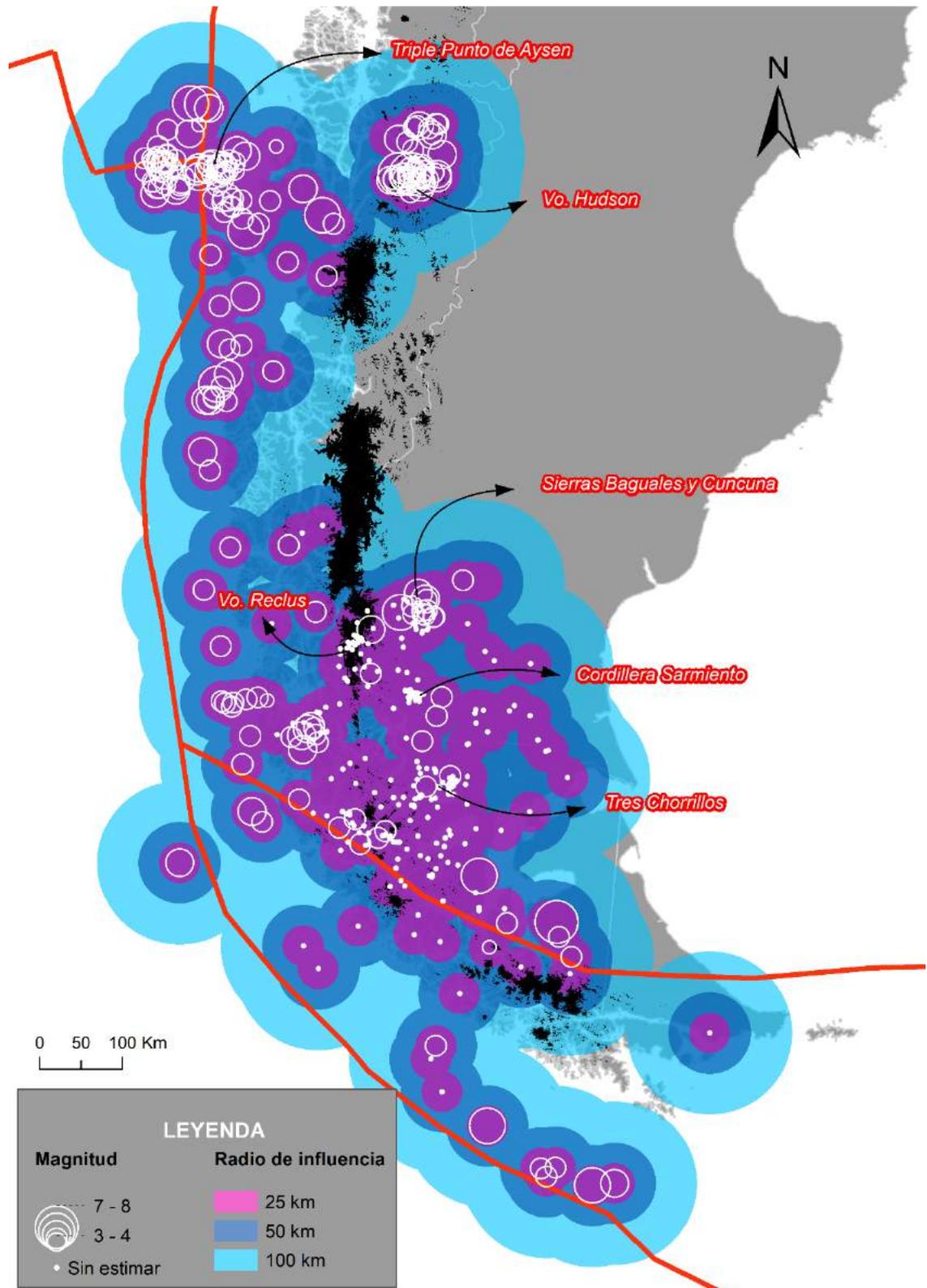


Figura 3.4. Distribución espacial y magnitud de eventos sísmicos localizados a partir de la integración de los catálogos del ISC, USGS y SEPA. Los eventos sin estimación de magnitud corresponden a los del catálogo SEPA.

Vulcanismo

Los Andes Patagónicos Australes son, sin duda, una región con una historia volcánica relevante. El tipo de vulcanismo y sus expresiones superficiales han variado en tiempo y espacio, sin embargo, es evidente que la CRS tiene un estrecho vínculo con el vulcanismo (Mpodozis y Ramos, 2008). Los afloramientos de vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado en el cordón Masters (Kraemer y Riccardi, 1997), las extensas mesetas basálticas del Terciario y Cuaternario aguas abajo del lago Argentino (Mazzoni y Rabassa, 2010), y el arco volcánico de la ZVA (Stern, 1991) son una clara evidencia de ello. La ZVA es la expresión actual de esa larga convivencia y la responsable de la historia reciente en la interacción con el CHPN, CHPS y CHCD.

En ese sentido, la revisión bibliográfica indica que las expresiones eruptivas de los cinco volcanes de la ZVA han sido asincrónicas, al menos hasta el siglo XVII. De acuerdo con los estudios tefrocronológicos de Stern et al., (2001, 2008, 2011), la primera evidencia de actividad eruptiva de la ZVA provino del volcán Reclus, hace 12670 ± 240 años. Este fue seguido por las erupciones de los volcanes Cook, Burney y Aguilera, hace 8425, 7900 y 6300 años. A diferencia de los anteriores, el volcán Lautaro no evidenció actividad sino hasta mediados del siglo XIX, en 1867, registrado por el viajero inglés Gardiner cuando remontaba el río Santa Cruz hacia la cordillera a bordo del H.M.S Gannet (Figura 3.5). (Martinic, 2008). A partir de ahí, el Lautaro se erigiría como el edificio volcánico con mayor actividad registrada en tiempos históricos.

En ciertos casos, la actividad reportada en la bibliografía se ha referido a fumarolas y otras expresiones menores. Sin embargo, no dejan de ser significativas como estimulantes a la dinámica glacial; principalmente si se tiene en cuenta que la actividad glacial está profundamente relacionada con la temperatura del hielo. Nótese que la temperatura del hielo puede ser rápidamente afectada sin la necesidad de grandes erupciones. Una síntesis de la historia la historia volcánica de la ZVA puede observarse en la Tabla 3.1.

A pesar que desde el Holoceno temprano la actividad volcánica de la ZVA ha estado presente en la región, la mayor frecuencia de registros ha sido desde fines del siglo XIX (Tabla 3.1 y Figura 3.6). Por otro lado, el siglo XX se ha caracterizado por un vulcanismo activo en la ZVA, especialmente por el volcán Lautaro (Martinic, 2008). Sin embargo, a través del proyecto SEPA, Adaros (2003) registró al menos dieciséis eventos sísmicos en torno al volcán Reclus entre marzo y mayo de 1998. La profundidad de todos ellos fue menor a 3 km, característico de la sismicidad

vinculada a la actividad volcánica. En el análisis de los sismogramas de esos eventos fue imposible discriminar la llegada de las ondas P y S, lo cual refleja la naturaleza del tremor volcánico (Adaros, 2003).

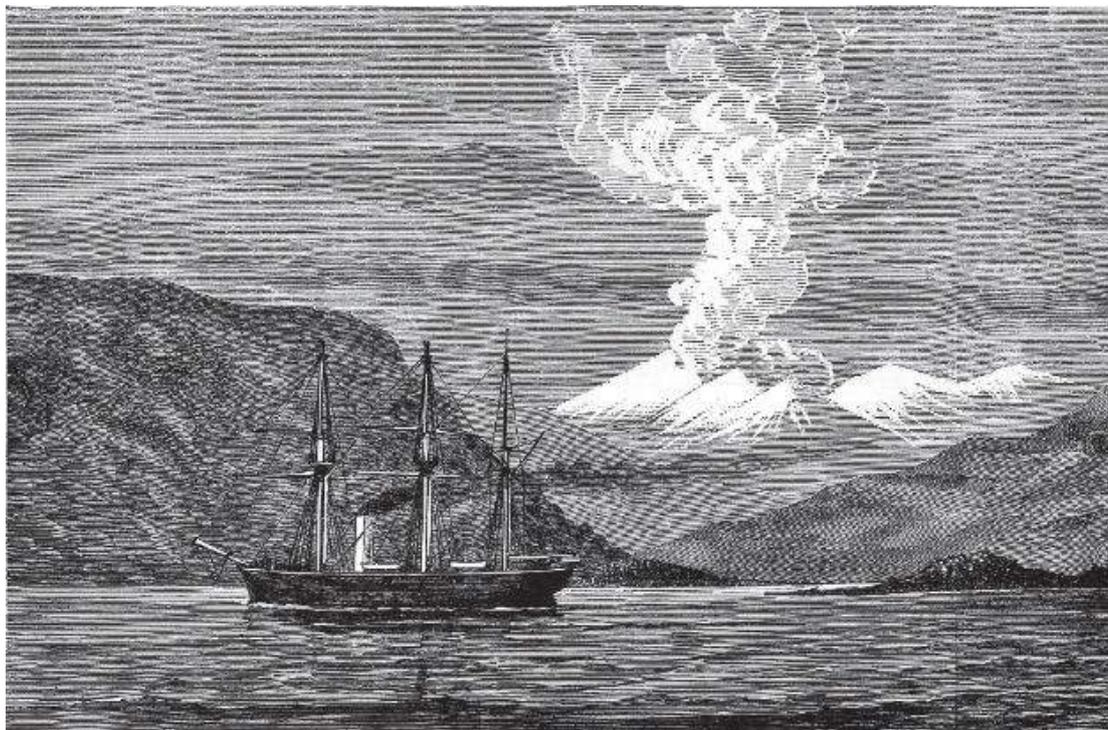


Figura 3.5. Primer registro gráfico del actual volcán Lautaro en erupción en la bitácora de viaje del H.M.S Gannet (Martinic, 2008).

Tabla 3.1. Historia eruptiva de los volcanes de la ZVA. AP (años antes del presente). Los eventos indicados con * corresponden a los reportados por Martinic, 1988; aquellos indicados con ** a Stern, 1991; con *** Martinic, 2008; con Θ a Stern, 2008; y con μ a Stern, 2011.

| Tiempo geológico | Lautaro | Aguilera | Reclus | Burney | Cook |
|--------------------|---------|------------|------------|-----------|-----------|
| Pleistoceno tardío | | | 12670 AP μ | | |
| Holoceno temprano | | | | 7900 AP** | 8425 AP Θ |
| Holoceno medio | | 6300 AP*** | | 3970 AP | 3830 AP Θ |
| | | | | 3800 AP** | |
| Holoceno tardío | 1867*** | 3345 AP** | 1879* | 1500*** | 1712*** |
| | 1876* | 3000 AP Θ | | 1910*** | 1820* |
| | 1877*** | | | 1970* | 1926* |
| | 1878*** | | | | |
| | 1879*** | | | | |
| | 1898*** | | | | |
| | 1933* | | | | |
| | 1959* | | | | |
| | 1995*** | | | | |
| 1998*** | | | | | |

Entre los eventos eruptivos mejores estudiados se encuentra el del volcán Aguilera hace 3000 años, que además podría ser uno de los más potentes (Stern, 2008). En su reconstrucción se observó que en las cercanías a El Calafate el espesor de la cubierta de cenizas fue de 10 cm (Figura 3.7). La influencia de la ceniza volcánica sobre la dinámica glacial es variable y compleja (Rivera et al., 2012). Inicialmente, la ocurrencia de una nube ardiente o incluso la caída de cenizas, aún a elevada temperatura, estimulará la fusión supraglacial. Sin embargo, con posterioridad al evento, la capa de cenizas protegerá al glaciar de la fusión supraglacial si es lo suficientemente robusta. En ese sentido, Brock y colaboradores (2007) observaron que un depósito de 5 mm puede reducir drásticamente la fusión supraglacial. Considerando que durante esa erupción la mayor parte del área englazada de la CRS quedó bajo cenizas (Figura 3.7), es innegable el vínculo y la posibilidad de que vuelva a ocurrir.

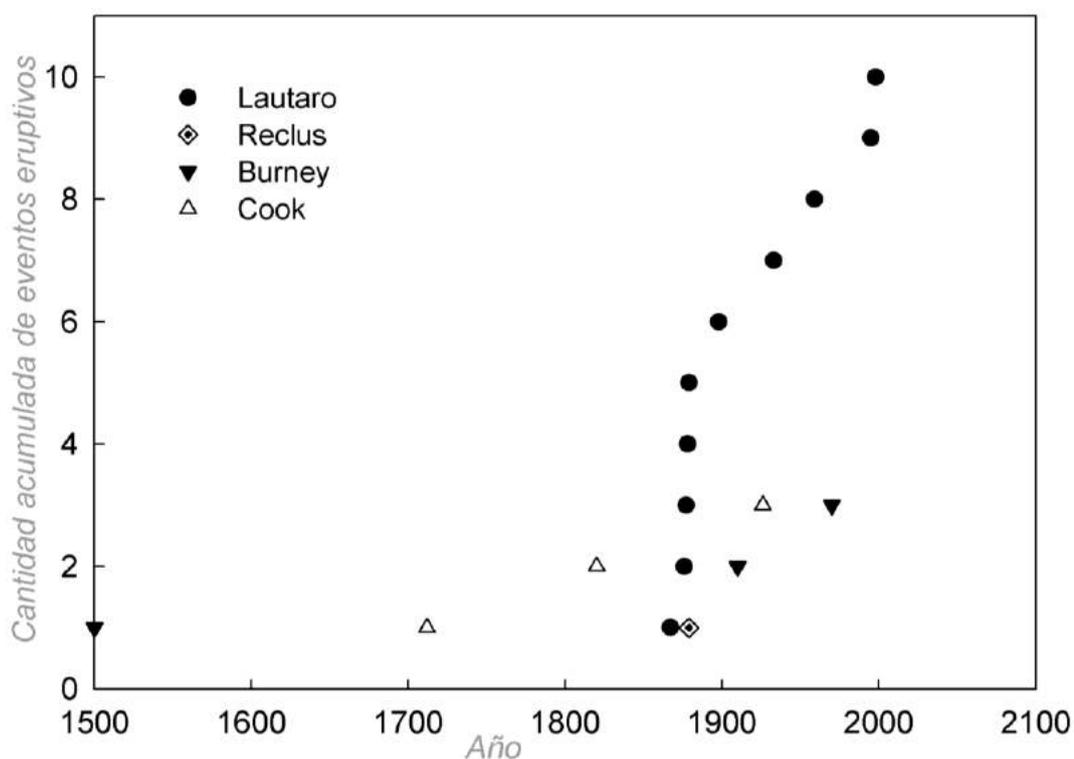


Figura 3.6. Cantidad acumulada de erupciones volcánicas de la ZVA en base a Tabla 3.1.

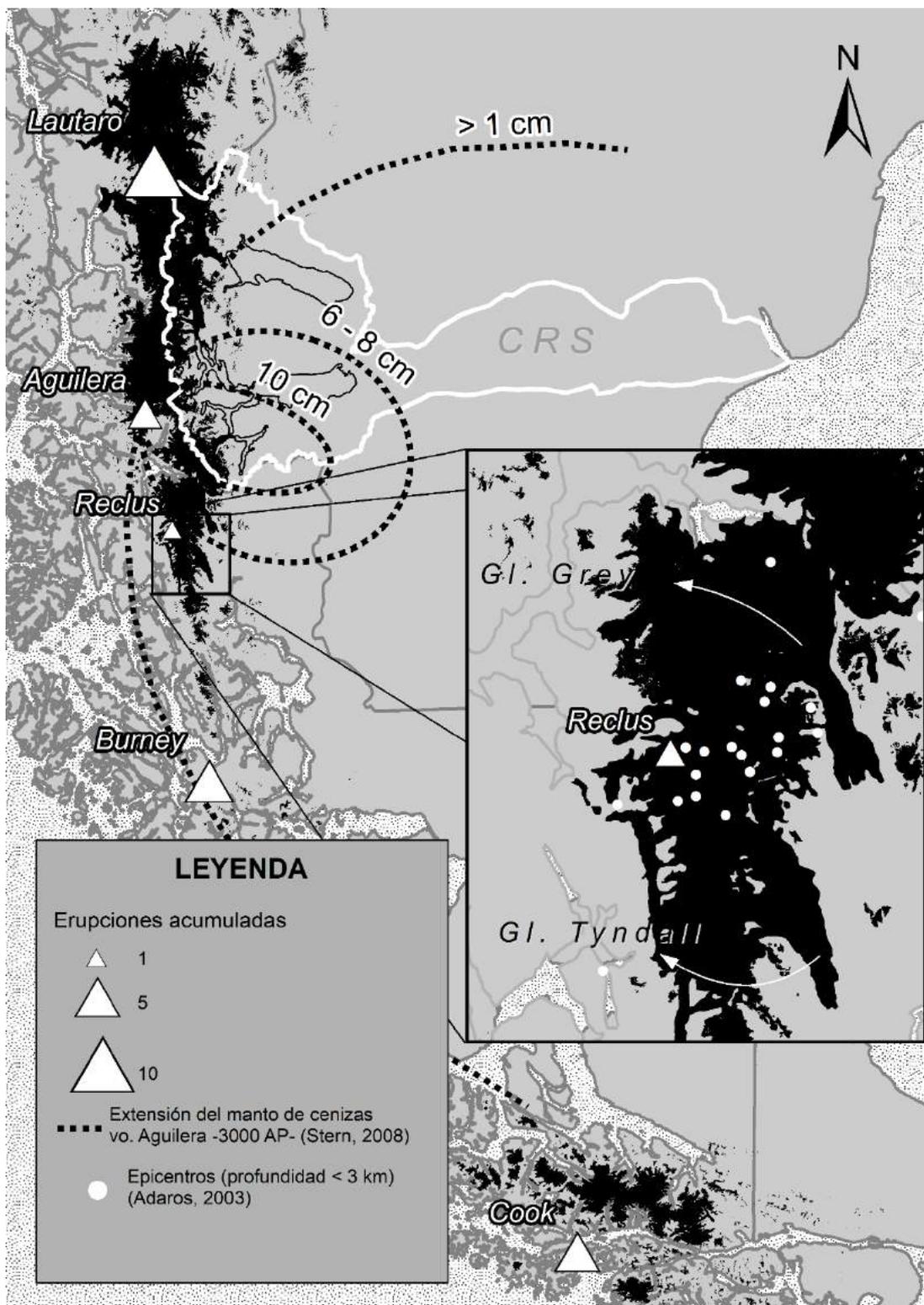


Figura 3.7. Historia eruptiva de la ZVA y evidencia sísmica asociada al volcán Reclus. Sitio y posición del área de la CRS actualmente englazada frente a ese evento eruptivo. La historia eruptiva ha sido reconstruida a partir de Martinic (1988; 2008), Stern (1991; 2008) y Stern et al., (2011).

Síntesis

- ❖ Los Andes Patagónicos Australes poseen una sismicidad más alta de lo que previamente se creía.
- ❖ La ausencia de registros sísmicos está relacionada con la falta de estaciones sismológicas en la región.
- ❖ La porción sur del CHPS es quien mayor sismicidad reportó, particularmente en las sierras los Baguales y Cuncuna.
- ❖ Debido a los once reportes volcánicos del Lautaro y su ocurrencia durante el siglo XX, lo posicionan como el volcán de mayor actividad reciente. Sin embargo, el volcán Reclus ha acusado actividad a través de la detección de microsismos superficiales en su entorno.

CAPÍTULO 4. Climatología

Introducción

Los glaciares sometidos a diferentes regímenes climáticos podrían responder a través de su dinámica de forma desigual a perturbaciones climáticas similares (Sagredo y Lowell, 2012). Los Andes interrumpen significativamente la circulación atmosférica, lo que resulta en una variedad de fenómenos a escala local (condiciones de umbría y solanas), mesoescala (escalas horizontales que van de unos pocos a varios cientos de Km) y a escala sinóptica (>1000 Km) (Garreaud et al., 2013).

La costa oeste de la Patagonia Austral (sur de Chile) recibe abundantes precipitaciones asociadas al paso de sistemas frontales que se desplazan hacia el este desde el océano Pacífico. Las precipitaciones tienden a aumentar hacia el interior, ya que el aire húmedo se ve obligado a ascender a más de 3000 m.s.n.m. por la vertiente occidental de los Andes Patagónicos Australes (Figura 4.1a). Este aumento orográfico de la precipitación produce valores totales anuales de hasta 10000 mm (Garreaud et al., 2014), sustentando a la selva tropical templada, los caudalosos ríos y los glaciares más grandes de Sudamérica. Un reducido remanente de humedad permanece en las masas de aire después de cruzar la divisoria de aguas hacia la vertiente atlántica (Smith y Evans, 2007). Esto se traduce en un fuerte gradiente de reducción de la precipitación media anual (menos de 100 mm/a en distancias menores de 100 km al este de la divisoria). Los vientos descendentes contribuyen aún más al secado de esa porción de la Patagonia caracterizada por una estepa fría y ventosa (Garreaud, 2009). La fuerte covariabilidad entre los vientos zonales y las precipitaciones sobre la vertiente pacífica parece operar dentro del ciclo anual, ya que la conspicua precipitación invernal mínima sobre los Andes australes (al sur del 48°S) coincide con un debilitamiento estacional de los vientos del oeste sobre esta región (Garreaud et al., 2013).

El marcado gradiente climático entre el oeste húmedo y el este seco se manifiesta en la humedad relativa cerca de la superficie. El coeficiente de sequedad (*drying ratio*) es la relación entre el flujo horizontal de vapor de agua a un lado y otro de la divisoria de aguas (Lenaerts et al., 2014). Esto es un gran indicador para marcar los contrastes a un lado y otro de la cordillera. Smith y Evans (2007) encontraron que esta relación en los Andes meridionales (región de 40°-48°S) es excepcionalmente alta (~0,56 –sobre un máximo de 1) en comparación con otras cadenas montañosas

del mundo, como las montañas costeras de Oregón (0,43) y los Alpes del sur de Europa (0,35). El estudio recientemente publicado por Viale et al., (2019) expresa determinantemente que existen diferencias climáticas significativas entre la vertiente pacífica y atlántica de los Andes, traducidas especialmente en las precipitaciones, sus mecanismos y en la persistencia de la cobertura nubosa a un lado y otro de la cordillera. La persistencia de la cobertura nubosa a un lado y otro de la divisoria de aguas del CHPS fue inferida por Lo Vecchio et al., (2019) al estimar las temperaturas superficiales del CHPS donde se eliminaron los pixels detectados como nubes (Ackerman et al., 1998). En los resultados se percibió que la disponibilidad de datos en la vertiente pacífica respecto de la vertiente atlántica fue entre el 50% y 400% menor en la primera (Figura 4.1b).

El balance energético de los glaciares está íntimamente relacionado con la persistencia de la cobertura nubosa y su distribución espacial dado que influye directamente en la energía de onda corta y larga entrante (Cuffey y Paterson, 2010). La energía de onda corta entrante procede del sol y puede llegar de forma directa o por medio de la reflexión. Por su parte, la energía entrante de onda larga hace referencia a:

- a) la energía emitida por la cubierta nubosa hacia la superficie glacial y
- b) la energía emitida por la Tierra y reflejada en las nubes hacia la cubierta glacial.

La radiación de onda corta que ingresa en la vertiente Pacífica es de 150 Wm^{-2} , mientras que en la vertiente atlántica es de 200 Wm^{-2} (Schaefer et al., 2015). Este contraste está asociado a la persistencia de la cubierta nubosa a un lado y otro de la divisoria de aguas. Por su parte, la radiación de onda larga entrante en áreas con alta cobertura de nubes excede los 300 Wm^{-2} , mientras que los valores más bajos se encuentran en las mesetas libres de nubes al este de los Andes (Lenaerts et al., 2014).

En consecuencia, se presentan algunos interrogantes cuyas respuestas cooperarían a entender en profundidad su contribución en la dinámica de los glaciares: ¿Es posible esperar que de un lado y otro de la cresta topográfica de los Andes las características de los glaciares sean similares? ¿Qué efectos ejercen las temperaturas, precipitaciones y días de insolación en los glaciares en una y otra vertiente?

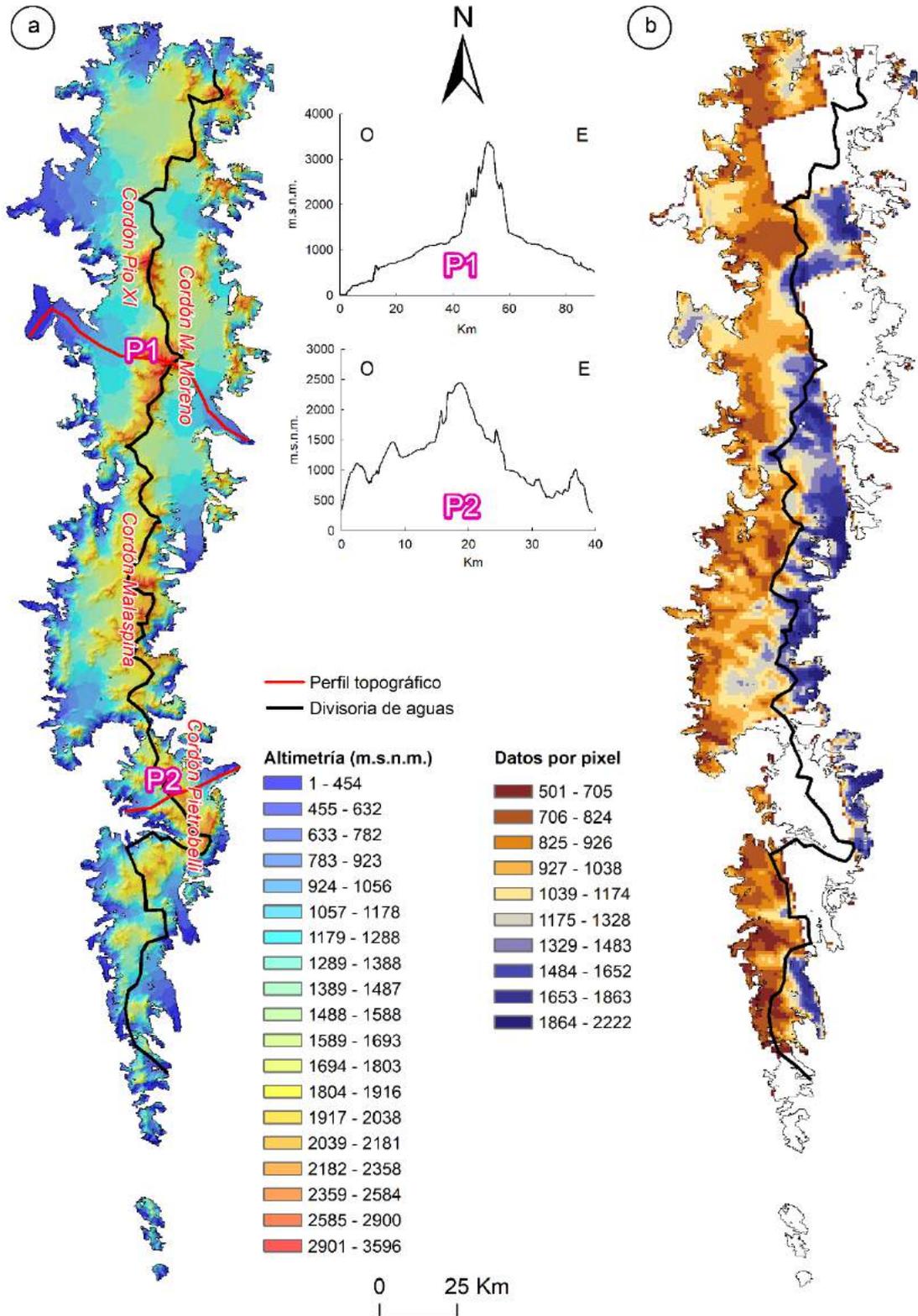


Figura 4.1. a) Distribución espacial de la topografía del CHPS. Modelo Digital de Elevación SRTM de 30 m de resolución espacial. b) Distribución espacial de la cantidad de datos MODIS (MOD11A1) por pixel durante el periodo 2001-2016 (más información en capítulo 7). La disponibilidad de datos está directamente relacionada con la presencia de nubes: el producto MOD11A1 es diario, y solo registra información donde no existe, en ese momento, cobertura nubosa.

Diferentes estudios (Berman et al., 2013; Garreaud et al., 2013; Weidemann et al., 2018) han relacionado la variabilidad interanual de las temperaturas atmosféricas y precipitaciones con los patrones de circulación atmosférica a gran escala. De hecho, Garreaud (2009) encontró relaciones significativas entre las temperaturas y el Índice de Oscilación del Sur (AAO por sus siglas en inglés), también conocido como Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés). Por su parte, Garreaud et al., (2013) hallaron que las anomalías de precipitación estival sobre la Patagonia pueden estar relacionadas con el flujo zonal anómalo circumpolar en latitudes medias y altas, vinculado con el SAM escala hemisférica. En esta sintonía, Weidemann et al., (2018) reportaron que al sur del CHPS, sobre el Gran Campo Nevado, el SAM impone variaciones intra e interanuales de precipitación y temperatura; y, en mucho menor medida, El Niño (ENSO). Esto último ya había sido mencionado por Garreaud (2009), quien advirtió que no hay una clara evidencia del ENSO en el control de las precipitaciones y temperaturas en los Andes Patagónicos Australes. En todos los casos mencionados, las estaciones meteorológicas de referencia se localizaron en la vertiente pacífica de los Andes Patagónicos Australes, desconociéndose los efectos en la vertiente a sotavento.

Por lo tanto, el objetivo de este capítulo es contrastar el comportamiento de procesos atmosféricos de gran escala, SAM y ENSO, con los registros de temperatura atmosférica de dos estaciones localizadas en la cuenca alta de la CRS (GD3 y PMOR), es decir, en la vertiente atlántica. Con ello, se espera vislumbrar si las observaciones reportadas por las investigaciones preexistentes pueden ser extrapoladas a todo el ámbito andino patagónico, o si efectivamente las condiciones locales del sitio determinan el grado de vínculo con procesos hemisféricos.

Materiales y métodos

Datos

Índice climático: Modo Anular del Sur (SAM)

El índice SAM (o AAO), describe el movimiento norte-sur del cinturón de vientos del oeste que rodea la Antártida dominando las latitudes medias y altas del hemisferio sur. La posición cambiante del cinturón de vientos del oeste influye en la fuerza y posición de los frentes fríos y los sistemas de tormentas de latitud media. Además, es un factor importante de la variabilidad de las precipitaciones en la Patagonia Austral (Gong y Wang, 1999).

En un evento SAM positivo, el cinturón de fuertes vientos del oeste se contrae hacia la Antártida. Esto resulta en vientos más débiles de lo normal y altas presiones sobre el sur de Patagonia, restringiendo la penetración de frentes fríos hacia el interior. Por el contrario, un evento SAM negativo refleja una expansión del cinturón de fuertes vientos del oeste hacia el Ecuador. Este cambio resulta en más tormentas (o más fuertes) y sistemas de baja presión sobre el sur de Patagonia (Thompson, 2019). El periodo abarcado por la serie es desde 1959 a 2018 y posee una resolución temporal mensual. La serie temporal del SAM ha sido descargada del sitio web del *British Antarctic Survey* (*British Antarctic Survey*, 2019).

Índice climático: ENSO Multivariado (MEI)

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un fenómeno acoplado océano-atmósfera que causa la variabilidad climática global en escalas de tiempo interanuales. Aunque los efectos sobre los Andes Patagónicos Australes están en plena discusión, un evento Niño supondría un aumento en las precipitaciones sobre valores normales (Niña). Aquí se propone monitorear el ENSO mediante el Índice MEI definido por las seis principales variables observadas en el Pacífico tropical (Wolter y Timlin, 1998): presión a nivel del mar (P), componentes zonales (U) y meridionales (V) de la superficie del viento, temperatura de la superficie del mar (S), temperatura de la superficie del aire (A) y fracción total de nubosidad del cielo (C). Valores positivos del MEI indican fase Niño, mientras que valores negativos, Niña. La serie temporal del MEI ha sido descargada del sitio web del *Earth System Research Laboratory* (Reynolds et al., 2002). El periodo abarcado por la serie es 1950-2018 y posee una resolución temporal mensual.

Estaciones meteorológicas

La estación GPM se instaló en noviembre 1995 (Stuefer, 1999) en la costa suroeste del brazo Rico, a 500 m de distancia del frente del glaciar P. Moreno (para su ubicación ver Fig.1.4e) (50.489S, 73.046W, ~192 m.s.n.m.). El sensor de temperatura del aire (Vaisala HPM35 AC) fue montado en un poste a una altura de 2 m, registrándose un dato cada hora. En este trabajo se usaron los registros entre enero de 2001 y diciembre de 2013 publicados por Minowa et al. (2017).

La estación GD3 (para su ubicación ver Fig.1.4e) (49.277S, 72.997W, ~1233 m.s.n.m.) fue instalada en el verano de 2014 y registra los datos de la temperatura del aire (a 2 m sobre la superficie) y la temperatura del suelo (5 cm de profundidad) cada hora (Inventario Nacional de Glaciares, 2018). El sensor de aire es un Vaisala HMP155A, mientras que el sensor de temperatura del suelo es un termistor Campbell

107-L. En esta tesis se usaron los datos de temperatura registrados entre abril de 2014 y diciembre de 2016.

Metodología

Los índices MEI y SAM reflejan valores positivos y negativos respecto de una condición media o normal histórica, lo cual es conocido con el término de anomalías. Por lo tanto, para la adecuada comparación de estos índices con los registros de temperatura atmosférica (GPM y GD3) fue necesario expresar estas últimas en términos de anomalías. A fin de eliminar el sesgo estacional lógico de la temperatura atmosférica en altas latitudes, las anomalías estimadas fueron desestacionalizadas. Para la estimación de las anomalías mensuales desestacionalizadas, se eliminó el ciclo anual medio a largo plazo (Depetris & Pasquini, 2000). Para ello, cada valor desestacionalizado $T_{(y)}$ fue obtenido por la sustracción de la respectiva media histórica de cada mes $T_{(hm)}$ a cada uno de los valores mensuales $T_{(m)}$. Así, por ejemplo, en marzo de 2014 la estación GD3 registró una temperatura media de $-0,2$ °C, mientras que la media mensual histórica de marzo fue de $4,3$ °C, en efecto, $T_{(y-marzo2014)} = -4,5$ °C.

Análisis de los resultados

La serie temporal del índice SAM mostró una fase negativa durante el periodo 1957-1980, lo cual supondría mayor cantidad de precipitaciones debido al desplazamiento hacia el norte de los vientos del oeste. Entre 1980 y 1993 tuvo lugar un periodo de transición: de fases negativas hacia la preponderancia de fases positivas, que a partir de 1994 fueron casi constantes (Figura 4.2). Según Gong y Wang (1999), una intensa fase positiva se traduciría en la reducción de la precipitación. Sin embargo, los registros obtenidos hasta el momento han reportado parcialmente esa señal (Weidemann et al., 2018; Lenaerts et al., 2014).

Por su parte, el índice MEI tuvo un comportamiento distinto al SAM, fundamentalmente por su progresión a lo largo del tiempo. En éste, se descarta una tendencia temporal hacia el establecimiento de fases positivas o negativas. Por el contrario, se detectó una alternancia no periódica entre fases negativas y positivas. Sin embargo, es evidente que las fases negativas más fuertes se produjeron entre 1955 y 1975, mientras que las fases positivas más intensas se registraron a partir de 1975, con un máximo en septiembre de 1997 (ver Figura 4.2). En cuanto a la correlación entre los dos índices, no se observó relación alguna reflejada por el

coeficiente de correlación $R = 0,04$ (más detalles sobre la estimación del coeficiente de correlación en el capítulo 7, sección “Materiales y métodos”).

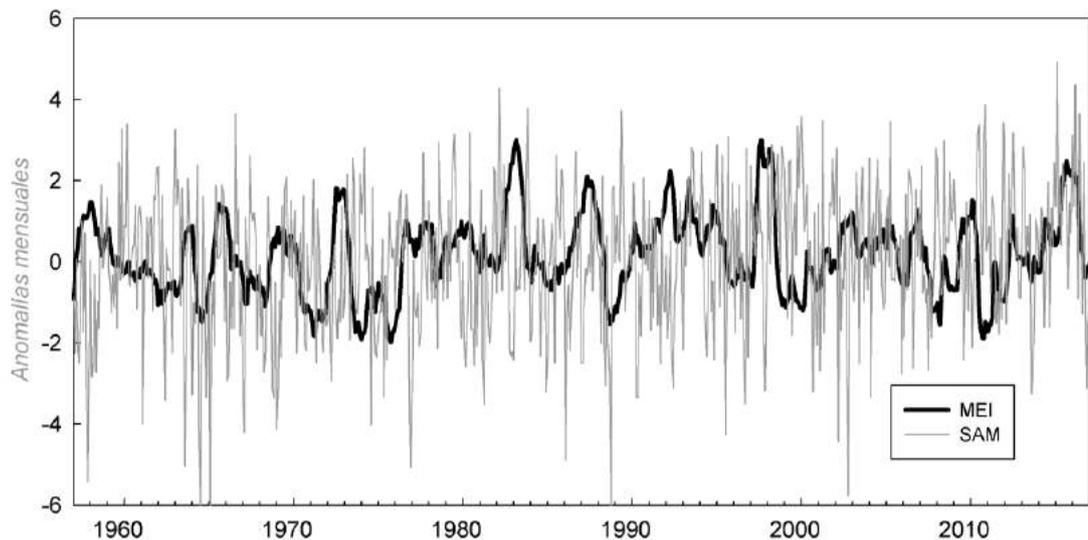


Figura 4.2. Serie temporal de los índices SAM y MEI (ENSO) durante el periodo 1959-2018. La serie temporal del SAM ha sido descargada del sitio web del British Antarctic Survey (British Antarctic Survey, 2019). La serie temporal del MEI ha sido descargada del sitio web del Earth System Research Laboratory (Reynolds et al., 2002). El periodo abarcado por la serie es 1950-2018.

En relación a los índices y las dos estaciones analizadas, se descartó cualquier tipo de vínculo, se reportaron coeficientes de correlación inferiores a 0,1 (Figura 4.3). De este análisis surge entonces el interrogante si esos patrones atmosféricos a gran escala tienen un efecto verdaderamente generalizado en toda la región. De acuerdo con los análisis preliminares efectuados, parecería que la respuesta es negativa. Sin embargo, las anomalías observadas en la estación GD3 durante parte de los años 2014 y 2016 se ajustaron satisfactoriamente al índice SAM.

Entonces, ¿cuál es la razón por la que durante los años 2014 y 2015 no se observó una vinculación entre ambas? A partir de este interrogante se observa que estudios con mayor profundidad y con un perfil netamente climatológico son necesarios. Al mismo tiempo, es importante considerar y revalorizar la importancia de las condiciones locales del sitio, sobre todo por la tendencia generalizada de efectuar extrapolaciones en grandes regiones a partir de observaciones puntuales. En ese sentido, es importante recalcar la necesidad de considerar una red de estaciones meteorológicas con alta densidad espacial que permitan conocer fehacientemente las particularidades de cada sitio y detectar rasgos en común entre ellos.

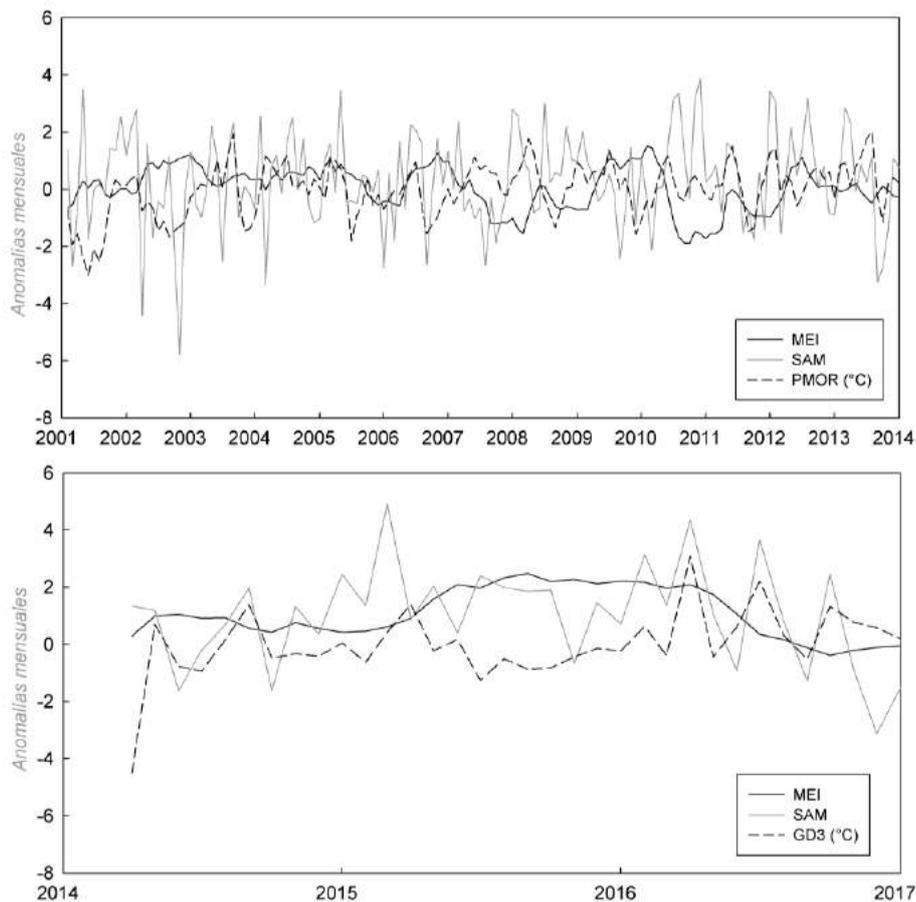


Figura 4.3. Serie temporal de los índices MEI y SAM vs. las anomalías mensuales desestacionalizadas de las estaciones PMOR y GD3 La serie temporal del SAM ha sido descargada del sitio web del British Antarctic Survey (British Antarctic Survey, 2019). El periodo abarcado por la serie es desde 1959 a 2018 y posee una resolución temporal mensual. La serie temporal del MEI ha sido descargada del sitio web del Earth System Research Laboratory (Reynolds et al., 2002). El periodo abarcado por la serie es 1950-2018, y posee una resolución temporal mensual. La estación GPM se encuentra en la costa suroeste del brazo Rico, a 500 m de distancia del frente del glaciar P. Moreno y en este trabajo se usaron los registros entre enero de 2001 y diciembre de 2013, publicados por Minowa et al. (2017). La estación GD3 se localiza en las inmediaciones del glaciar De Los Tres y en este estudio se usaron los registros entre 2014 y 2016 (Inventario Nacional de Glaciares, 2018).

Síntesis

- ❖ Las condiciones atmosféricas de la vertiente pacífica son opuestas a las de la vertiente atlántica; esta situación es expuesta por la cantidad de días con nubes a lo largo de un año. En la vertiente pacífica hay hasta cuatro veces más de días nublados.
- ❖ La vertiente pacífica recibe mayor cantidad de energía de onda larga, mientras que la atlántica de onda corta. Las diferencias en la frecuencia diaria de cobertura nubosa son traducidas en el balance energético de los glaciares.

- ❖ Existe un gradiente oeste-este de la precipitación extremadamente marcado; mientras que en la divisoria de aguas las precipitaciones alcanzan los 10000 mm/año, en El Calafate (localizado a menos de 100 km al este) los registros alcanzan los 200 mm/año.
- ❖ La Oscilación Anular del Sur (SAM) sugiere ser quien mayor contribución presenta en la variabilidad de las precipitaciones en la región de los Andes Patagónicos Australes.

CAPÍTULO 5. Variaciones de nivel del sistema lacustre Argentino-Viedma

Introducción

El Sistema Lacustre Argentino-Viedma (SLAV) está compuesto por los dos cuerpos de agua continentales más grandes de la República Argentina, que en conjunto acumulan un área de ~2619 km² (área estimada mediante imagen satelital LANDSAT correspondiente para enero de 2017). Este sistema, a través del río Santa Cruz, drena toda la escorrentía derivada de la fusión nivoglacial ocurrida en la CRS (Figura 5.1). Geomorfológicamente, los lagos Argentino y Viedma son definidos como lagos proglaciales y sus orígenes están relacionados con las morrenas de retroceso de la Última Glaciación y Tardiglacial (Rabassa y Coronato, 2002) que permitieron el represamiento del agua de fusión de la cuenca alta. La existencia del SLAV ha condicionado directamente la historia y dinámica glacial de la CRS.

En términos geomorfométricos, el SLAV combina dos ambientes contrastantes. Por un lado, la mitad occidental está caracterizada por extensos valles inundados que se internan en lo profundo del relieve de la alta montaña en dirección a los glaciares que descienden desde el CHPS. Y, por el otro lado, la mitad oriental forma una amplia y regular depresión, poco profunda, que se extiende entre llanuras y terrazas de origen glacifluvial. Este cambio morfológico abrupto es acompañado por un fuerte gradiente meteorológico y de vegetación (Richter et al., 2016). La profundidad media del lago Argentino es de 150 m, sin embargo, profundidades cercanas a los 500 m y 600 m ha sido mensuradas en el lago Viedma y canal Upsala, respectivamente (Sugiyama et al., 2016).

El lago Argentino sufre importantes variaciones del nivel de agua que actúan con distintos periodos. Richter et al., (2016), observaron que la oscilación más frecuente tiene un periodo anual y una amplitud de 1,2 m entre el máximo (marzo) y el mínimo (octubre). Este ciclo anual tiene un desplazamiento/retraso de 2 a 3 meses respecto de la estacionalidad de las temperaturas del aire (Richter et al., 2016). Ese mismo retraso fue observado entre las temperaturas superficiales del hielo del CHPS y los caudales del río Santa Cruz (Lo Vecchio et al., 2019), estos últimos estrechamente relacionados con los niveles del lago Argentino (Pasquini y Depetris, 2011). Además, Richter et al., (2016) detectaron cambios diarios en el orden de los centímetros (sincronizados con los fuertes vientos del oeste) y variaciones asociadas

con las mareas (en el orden de los milímetros). En efecto, concluyeron que los cambios en los niveles del lago Argentino (anual, diario e instantáneo) son el reflejo de los múltiples procesos naturales que actúan sobre éste.

Por lo tanto, considerando la dependencia que los de glaciares de *calving* tienen con el espesor de la columna de agua con la cual interactúan (Doyle et al., 2018; Naruse y Skvarca, 2000; Truffer y Motyka, 2016), el objetivo de este capítulo es reconstruir las variaciones de nivel del lago Argentino y detectar patrones de comportamiento sistemáticos y anómalos. La detección de periodos anómalamente positivos puede significar la ruptura del equilibrio entre las fuerzas hidroestáticas y crioestáticas, lo que estimula la flotación del frente glacial y, en efecto, lo desestabiliza (Benn y Evans, 2010). Queda en evidencia que los resultados derivados de este capítulo serán un insumo fundamental para los posteriores análisis en vinculación con la dinámica glacial (capítulo 7, 8, 9 y 10).

Materiales y métodos

Datos

El análisis y la caracterización de las oscilaciones del nivel de agua del SLAV fue realizado mediante el registro diario del limnógrafo ubicado en Punta Bandera, lago Argentino, provisto por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de La Nación (Figura 5.1). A pesar de la existencia de un segundo limnógrafo ubicado en el brazo Rico (lago Argentino), se descartó su utilización debido a que Richter et al., (2016) observaron que ambas estaciones reportaron similar comportamiento. Además, cuando el glaciar Perito Moreno represa el brazo Sur del lago Argentino (aislando el brazo Rico del canal de los Témpanos), el registro del nivel del brazo Rico se ve alterado por esta suba, la cual no es observada en el resto del lago Argentino hasta tanto se produce la ruptura del dique de hielo.

Metodología

Debido a la ausencia de datos en la serie temporal diaria se transformaron los datos a resolución mensual. Su estimación fue llevada a cabo mediante promedios mensuales. Finalmente, dos estrategias de análisis fueron empleadas: anomalías mensuales desestacionalizadas y tendencias temporales.

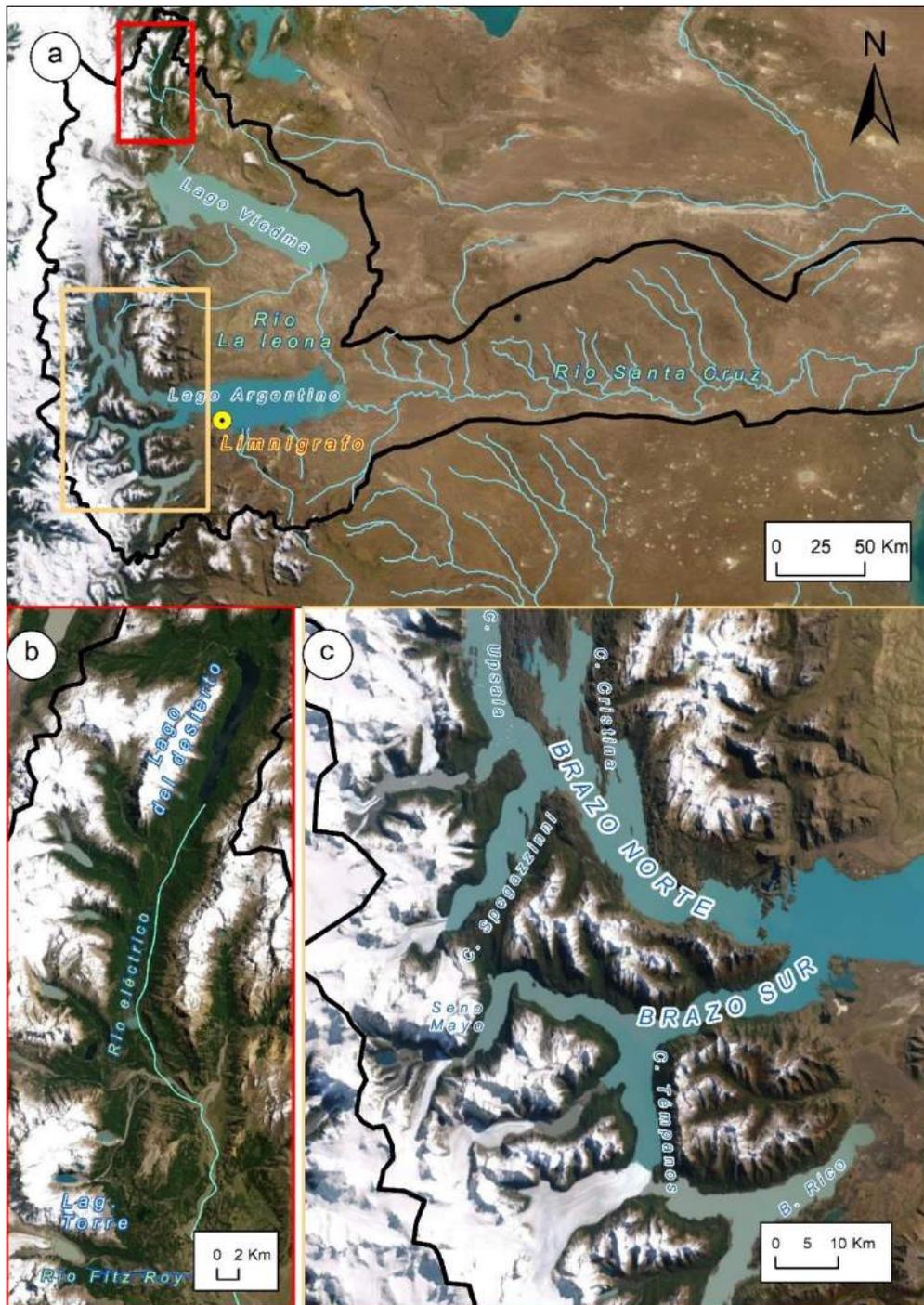


Figura 5.1. Sistema lacustre Lago Argentino-Viedma (SLAV). a) situación regional de la red hidrográfica de la CRS compuesta por los lagos Viedma y Argentino y rios perennes y estacionales. Los rios estacionales corresponden a todos aquellos afluentes al río Santa Cruz aguas abajo del lago Argentino. b) porción norte del sistema hidrográfico CRS, compuesto por el lago Del Desierto, fuente del río Las Vuelvas junto con el río Eléctrico. En las cercanías a la localidad de El Chaltén, el río Las Vuelvas confluye con el Fitz Roy, proveniente del lago Torre. A partir de ahí, continúa como río Las Vueltas hasta aportar sus aguas al lago Viedma. c) valles de origen glacial inundados por agua de fusión glacial. Dos brazos principales se extienden hacia el oeste del cuerpo principal del lago Argentino: brazo norte y sur. El brazo norte es quien mayor número de glaciares de descarga concentra, encontrándose el Upsala, Onelli, Bolados, Agazzis y Spegazzini. Por su parte, el brazo sur posee a los glaciares Mayo, Ameghino, Perito Moreno y Frias. El brazo Rico es quien frecuentemente se ve represado por el avance del glaciar P. Moreno, produciendo elevaciones de su cota de hasta 28 m respecto de su nivel normal (Liss, 1970).

Para la estimación de las anomalías mensuales desestacionalizadas se eliminó el ciclo anual medio a largo plazo (Depetris y Pasquini, 2000). Para ver el detalle acerca de su estimación ver el capítulo 4 (“Materiales y métodos”). El análisis de tendencias temporales se llevó a cabo mediante la implementación del test de Mann-Kendall (Kendall, 1975; Mann, 1945). El test mencionado calcula, mediante una función no paramétrica, un coeficiente que representa la fuerza y la dirección de una tendencia para datos igualmente espaciados (Gocic y Trajkovic, 2013). Tradicionalmente, para la estimación de líneas de tendencia se ha utilizado el método de regresión lineal. Sin embargo, este método pierde confiabilidad cuando las series temporales son cortas (> 100 años) y ruidosas (Miró et al., 2015). En ese sentido, el test de Mann-Kendall mantiene la confiabilidad con un bajo número de muestras y presenta alta tolerancia al ruido en la serie. Para la valoración de la fiabilidad en la estimación de correlaciones y/o tendencias es importante considerar el grado de significancia estadística. La significancia estadística es definida por el valor p , quien establece el intervalo de confianza de acuerdo con el α establecido. Se consideró $\alpha = 0,05$, lo que supone un intervalo de confianza del 95%.

Análisis de los resultados

Las variaciones de nivel del lago Argentino se caracterizaron por un ciclo anual, con máximos estivales y mínimos invernales. El 78% de las veces los máximos se registraron entre marzo y abril (final del periodo de fusión), de los cuales el 73% ocurrieron en marzo. De hecho, en marzo de 2018 ocurrió el máximo de toda la serie, 5,8 m. Por su parte, el mínimo mensual histórico ocurrió durante septiembre de 2000, alcanzando una altura de 2,3 m. El 46% de las veces los mínimos ocurrieron ese mes, mientras que el 33% en octubre. El cotejo entre los niveles medios mensuales históricos y las temperaturas superficiales del hielo medias mensuales históricas del CHPS (Lo Vecchio et al., 2019) mostraron un coeficiente de correlación de $R = 0,99$ con un retardo de tres meses de los primeros respecto de las temperaturas (Figura 5.2).

En términos de anomalías, se observó que hasta el año 2003 hubo un predominio de anomalías negativas (70%), situación que se revirtió e intensificó paulatinamente alcanzando la máxima anomalía positiva en marzo de 2018 (1,3 m). Comparativamente, las anomalías negativas tuvieron menos variabilidad interna que las positivas, siendo su desviación estándar $\pm 0,15$ m y $\pm 0,23$ m, respectivamente (Figura 5.3). Por su parte, el test de Mann-Kendall reveló una tendencia estadísticamente significativa al incremento de la anomalía igual a 1 mm mes^{-1} . La

tendencia aquí encontrada tiene dos aspectos intrínsecamente relacionados que deben ser considerados:

- 1) el consecuente aumento de los caudales del río Santa Cruz
- 2) el efecto de ese aumento sobre la dinámica glacial.

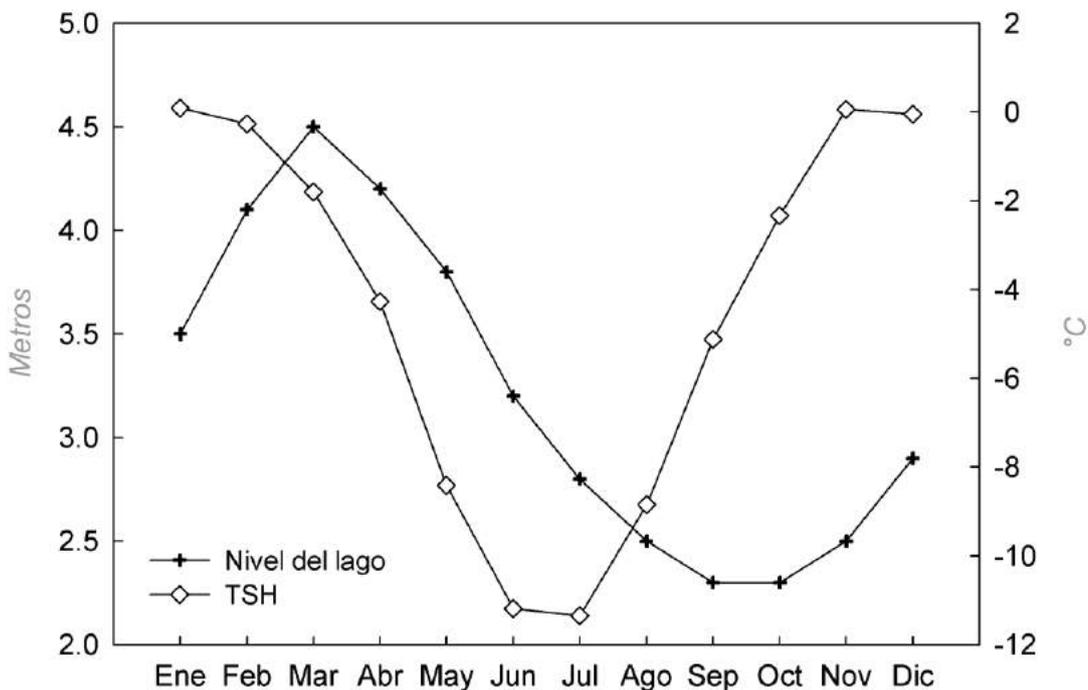


Figura 5.2. Valores medios mensuales históricos de altura del lago Argentino y Temperatura Superficial del Hielo. Los registros medios mensuales históricos del nivel del lago Argentino han sido derivados del limnígrafo localizado en la seccional del Gda. Parques Punta Bandera (Figura 5.1). Por su parte, los registros medios mensuales de temperatura superficial del hielo han sido extraídos de la publicación de Lo Vecchio et al., (2019)., quienes los derivaron de información satelital provista por la plataforma MODIS TERRA.

Es sabido que cambios en la profundidad del cuerpo del agua pueden desatar eventos masivos de *calving*, sin embargo, depende exclusivamente de la relación entre esa profundidad y el espesor del hielo (ver relaciones en los capítulos 7, 8, 9 y 10). En otras palabras, aumentos en el orden de los centímetros serán más o menos relevantes dependiendo los dos aspectos recién mencionados. De aquí se desprende que determinados glaciares puedan mostrar una fuerte respuesta a estos cambios, mientras que otros permanezcan invariables.

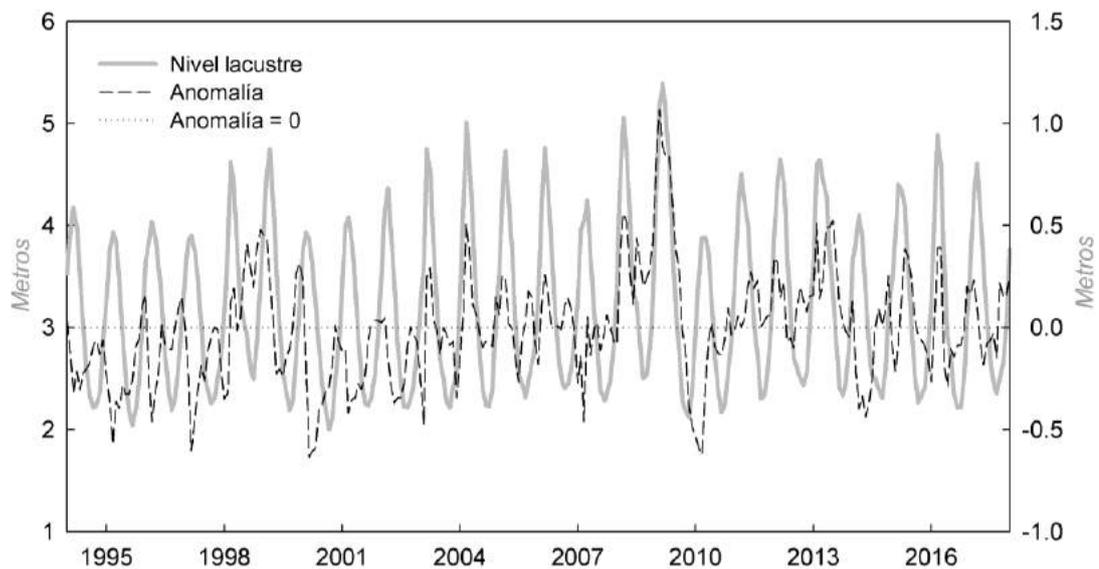


Figura 5.3. Medias mensuales del nivel lacustre del lago Argentino y sus anomalías mensuales desestacionalizadas (periodo 1994-2018). La serie temporal del nivel del lago Argentino ha sido derivada del limnígrafo localizado en la seccional del Gda. Parques Punta Bandera (Figura 5.1).

Síntesis

- ❖ El ciclo anual de los niveles lacustres está vinculado al ciclo anual de las temperaturas superficiales del hielo, denotando la impronta de la fusión en ese proceso de fluctuación estacional. Existe un desfase de tres meses entre el pico máximo de temperaturas y el de los caudales.
- ❖ Las anomalías positivas de los niveles lacustres muestran una frecuente asociación con los represamientos del glaciar P. Moreno. Sin embargo, existen otras anomalías positivas y negativas que aún no han sido asociadas a ningún proceso glaciológico.
- ❖ Todas las variaciones del nivel lacustre son traducidas indefectiblemente a los caudales del río Santa Cruz, observados estación Charles Fuhr.

CAPÍTULO 6. Litología del lecho glacial

Introducción

Cuando un glaciar se desplaza remueve, transporta y sedimenta material detrítico de diverso origen. Sin embargo, el lecho glacial es una de las fuentes más importantes de ese material. En el proceso erosivo, las características mecánicas de las rocas y/o sedimentos limitan el impacto del paso glacial. Se reconocen tres mecanismos por los cuales los glaciares erosionan la superficie a través de la cual transitan, la abrasión y arranque glacial son los principales (Benn y Evans, 2010). El tercer mecanismo es denominado erosión por fusión glacial y ocurre particularmente en glaciares que producen abundante agua de fusión y poseen una red de drenaje subglacial bien desarrollada (Bennett y Glasser, 2009).

La abrasión es proceso de desgaste del lecho glacial a partir del movimiento de las partículas de roca transportadas en la base del glaciar; efecto que puede compararse al ejercido por el papel de lija sobre la madera. El tipo y la forma del sedimento basal son importantes en el impacto final del paso glacial. Glaciares con sedimentos basales provenientes de rocas duras serán más efectivos que otros con rocas relativamente débiles. La condición más propicia para su ocurrencia es cuando detritos de rocas duras fluyen sobre un lecho de rocas más débiles. En una situación inversa, la abrasión será preferentemente en los clastos transportados por el hielo y no sobre el lecho glacial.

Por su lado, la erosión por arranque es el medio por el cual un glaciar remueve los trozos y fragmentos más grandes de su lecho. Esto contempla dos procesos separados: la fractura o trituración del lecho rocoso bajo el glaciar y el arrastre de esta roca fracturada o triturada. Cabe destacar que la propagación de fracturas dentro del lecho rocoso es fundamental para que este proceso exista. En este sentido, fracturas vinculadas a la estructura geológica son sitios de debilidad y favorecen a la erosión (Figura 2.4d). De hecho, muchas geoformas derivadas de la erosión glacial están controladas por los patrones de discontinuidad y planos de debilidad (Bennett y Glasser, 2009).

Como respuesta a la abrasión y arranque glacial, la manera en que el hielo fluye está relacionada con el modo en que los fragmentos rocosos incrustados al hielo basal interactúan con el lecho (Benn y Evans, 2010). Por lo tanto, la velocidad

de los glaciares está modulada por las características del lecho glacial (Paterson, 1972). Muchos glaciares están sustentados por sedimentos no litificados o rocas sedimentarias poco consolidadas que pueden deformarse en respuesta a las tensiones impuestas por el hielo sobrepuesto (Benn y Evans, 2010). Lechos glaciales blandos se deforman a relativamente bajas tensiones y juegan un rol importante en el control de las velocidades de flujo glacial. Por ejemplo, el 90% del avance del glaciar Breidamerkurjokull (sudeste de Islandia) podría deberse a la deformación del lecho subglacial (Glasser y Bennett, 2009).

En ese sentido, diversos estudios han mostrado la significancia del conocimiento de las características lecho glacial como moduladoras de la dinámica glacial. En Svalbard, Jiskoot y colaboradores (1998) observaron que los glaciares localizados sobre esquistos y lutitas con elevadas pendientes superficiales tuvieron las mayores probabilidades de producir eventos *surges*. Por otro lado, Krabbendam (2016) observó que los lechos duros e impermeables favorecieron desplazamientos basales en glaciares con alta concentración de escorrentía subglacial. Una simulación computarizada del desplazamiento glacial sobre litologías duras y blandas reafirmó la idea de erosión diferencial, recalcando la formación de estrechos y profundos canales tallados sobre rocas frágiles (Harbor, 1995).

En la CRS, la erosión diferencial ha generado profundos valles glaciales que en la actualidad se encuentran inundados (ver Capítulo 5). Las profundidades máximas halladas en los frentes de los glaciares Upsala (~600 m), Viedma (~500 m) y P. Moreno (~250 m) (Skvarca y De Angelis 2002; Sugiyama et al., 2016) son el reflejo de esa erosión. En efecto, el objetivo de este capítulo es mapear y caracterizar las diversas litologías aflorantes en la cuenca del glaciar Upsala, específicamente en aquellos sectores que fueron abandonados por el hielo desde la Pequeña Edad de Hielo hasta la actualidad. A partir del mapeo resultante se propone un análisis morfométrico por cada tipo de litología mediante el uso de Modelos Digitales de Elevación (MDE). A través de éstos se analiza el vínculo entre las litologías aflorantes y rasgos particulares de altura y pendientes, asociados con el proceso erosivo. Este análisis fue validado mediante inspección de campo, la cual permitió relevar y caracterizar rasgos geomorfológicos vinculados con este proceso.

Para este estudio, se eligió al glaciar Upsala debido a que es el único de los grandes glaciares de la CRS que expone extensas superficies recientemente abandonadas por el hielo glacial. Esto resulta relevante dado que en el capítulo 9 se analiza la fluctuación espacio-temporal de los frentes glaciales en relación a la existencia de esas superficies rocosas.

Materiales y métodos

Mapeo y caracterización de litologías

El mapeo de las litologías aflorantes se efectuó mediante la aplicación de técnicas de sensoramiento remoto. Para ello se hizo uso de una imagen LANDSAT 7 (ETM+) (30 m de resolución temporal), que posee ocho bandas espectrales localizadas en las porciones del visible, infrarrojo cercano, medio y termal del espectro electromagnético (Paruelo et al., 2014). La imagen utilizada corresponde a la fecha del 20-03-2001 (ID: LE72310952001079EDC02) y fue seleccionada teniendo en cuenta la ausencia de cobertura nubosa y nieve estacional capaz de ocultar afloramientos rocosos.

El proceso metodológico de detección se llevó a cabo mediante los siguientes pasos: **i)** Corrección radiométrica, **ii)** Eliminación de coberturas sin interés, **iii)** Estimación del Índice de Factor Óptimo (FIO por sus siglas en inglés), **iv)** Cálculo del índice Z (IZ), **v)** Clasificación no supervisada, y **vi)** Muestreo litológico in situ, vinculación con IZ y validación. A continuación, se retoman los principales aspectos de ese proceso. Sin embargo, un detalle exhaustivo se encuentra disponible en Lo Vecchio et al., (2016), publicación científica derivada del proceso de investigación de esta tesis doctoral (Anexo I).

(i) La corrección radiométrica consta de la eliminación de distorsiones de reflectancia en los píxeles de la imagen satelital original (Chuvienco, 2006). Para ello, es necesario eliminar ruidos atmosféricos que puedan alterar la señal original reflejada por la superficie terrestre. En efecto, se aplicó el método de objetos oscuros (Chavez, 1988) que consiste en asumir que las cubiertas de fuerte absortividad (agua y sectores en sombra) deben presentar una radiancia o reflectancia espectral muy próxima a cero. En la práctica esto no ocurre, lo cual es atribuido al efecto de dispersión atmosférica (Chuvienco, 2006). En consecuencia, el valor mínimo distinto de cero es sustraído a cada píxel de la imagen.

(ii) Eliminación de coberturas sin interés: desde una perspectiva estadística, valores extremos en una serie de datos pueden generar sesgos o cambios en las medidas de tendencia central y dispersión (Ebdon, 1982; Mena, 2016). En este estudio, superficies como nieve, hielo y agua abarcan los extremos de reflectancia, produciendo sesgos estadísticos en la imagen. Considerando que se desea resaltar las diferencias y similitudes radiométricas entre afloramientos, se eliminaron de la imagen todos aquellos píxeles que no correspondieran con afloramientos rocosos. Para la identificación y posterior eliminación, se usaron

índices y cocientes de bandas. Además, se eliminaron zonas con sombra producto de la interacción de la topografía con la posición del sol al momento de la captura. Para ello, la distribución de las zonas en sombra se determinó a partir de una simulación de luminosidad mediante el uso del MDE (SRTM 30m - <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> -) y las coordenadas solares del momento de la captura (Lo Vecchio et al., 2016).

(iii) Índice de Factor Óptimo: en imágenes multiespectrales se pueden realizar combinaciones RGB (Red Green Blue) asignando bandas espectrales a los canales rojo, verde y azul. Esto permite generar imágenes en color natural y falso color, denominadas como composición color o falso color, respectivamente. Cada composición mostrará una coloración distinta dependiendo de la respuesta espectral de cada superficie en las distintas bandas. Diversos estudios geológicos han utilizado la combinación de bandas para la detección de rasgos en superficies (Marchionni y Cavayas, 2014; Mazzoni y Rabassa, 2010; Pérez et al., 2010), cuya selección se realizó por pruebas empíricas y/o recomendaciones en publicaciones de referencia. Sin embargo, existen procedimientos estadísticos capaces de identificar las composiciones de bandas de mayores contrastes. Uno de ellos es el denominado Índice de Factor Óptimo (FIO, por sus siglas en inglés), basado en la varianza y coeficiente de correlación (Chavez et al., 1982). De su aplicación se resolvió que la composición 541 fue la que mayor información aportó, entregando el 50% más de información que la composición de menor aptitud (321). Para mayor información acerca de su estimación ver Lo Vecchio et al., (2016) (Anexo I).

(iv) Índice Z: es un indicador de desigualdad y jerarquización sin limitación temática y que permite integrar los valores de reflectancia de las tres bandas seleccionadas por el FIO en una sola. El uso de índices radica en la posibilidad de reducir el volumen de datos, trabajar con cifras sintéticas y, además, facilitar las comparaciones en el tiempo y el espacio. Para mayor información acerca de su estimación ver Lo Vecchio et al., (2016) (Anexo I).

(v) Clasificación no supervisada: la imagen resultante del paso anterior fue reclasificada a través del algoritmo de cortes naturales o de Jenks (Mena, 2016). Este criterio fue adoptado ya que permite establecer umbrales de corte a partir de los saltos gráficos existentes en el histograma (Ebdon, 1982), los cuales están íntimamente vinculados al comportamiento espectral de cada cubierta. Dicha clasificación permitió una primera discretización de la información espectral, y en efecto, una aproximación a la variedad de litologías existentes.

(vi) Muestreo litológico in situ, vinculación con IZ y validación: a partir de los datos obtenidos, se realizó la vinculación de los datos IZ clasificados con los levantamientos litológicos de campo. Dicha vinculación se llevó a cabo mediante un muestreo georreferenciado sobre 10 afloramientos rocosos con una superficie \geq a 22,5 km² cada uno. Esa condición supuso que cada afloramiento relevado significara en imagen un área compuesta por 25 o más pixels. El cotejo de los afloramientos y la imagen IZ permitió asignar a cada muestra un determinado valor de IZ. Esa vinculación dio lugar a un mejor ajuste y, por lo tanto, una reclasificación de la clasificación preliminar.

Una vez ajustado el modelo de distribución de litologías, el último paso supuso la validación de éste. Para ello, un nuevo e independiente muestreo litológico (sobre 16 sitios) fue realizado bajo idénticas condiciones del caso anterior. Cada muestra lítica fue geoposicionada en un entorno SIG y, a través de una matriz de confusión, se evaluó el grado de coincidencia entre lo predicho y la realidad (Paruelo et al., 2014). Este análisis arrojó un grado de confianza del 81,25%. Para mayor información acerca de su estimación ver Lo Vecchio et al., (2016) (Anexo I).

Análisis morfométrico

Una vez que las litologías fueron identificadas y caracterizadas se procedió a su análisis morfométrico. Éste análisis permitió observar comportamientos singulares entre las diversas tipologías detectadas. En particular, se extrajo información acerca de las alturas y pendientes más frecuentes en los distintos tipos de litología. A priori, se espera que dependiendo el tipo de litología el relieve resultante del paso glacial varíe. Para este análisis se utilizó el MDE SRTM de 30 m de resolución temporal.

Análisis de los resultados

El procesamiento de la imagen satelital LANDSAT 7 arrojó un detallado mapa de la distribución de las litologías en el entorno inmediato del límite actual del glaciar Upsala (Figura 6.1). Cuatro tipologías de rocas fueron reportadas, las cuales mostraron expresiones geomorfológicas particulares según el tipo.

En efecto, las litologías detectadas y mapeadas fueron: **A)** Pizarras 1: originalmente pelitas de color gris oscuro, masivas, con alternancias de areniscas gris verdoso (Formación Cerro Toro) (Figura 6.2). En ellas se identificaron varios niveles portadores de fauna asignados al Cretácico superior (Figura 6.3) (Kraemer y Riccardi, 1997); **B)** Pizarras 2: inicialmente pelitas laminadas de color gris oscuro a negro con fisilidad marcada y abundantes bancos calcáreos intercalados de color

pardo rojizo (Figura 6.4). Además, se caracterizan por presentar una abundante fauna de cefalópodos correspondientes a distintos pisos del Cretácico inferior, cuya Formación de referencia es Río Mayer (Kraemer y Riccardi, 1997; Richiano et al., 2012).

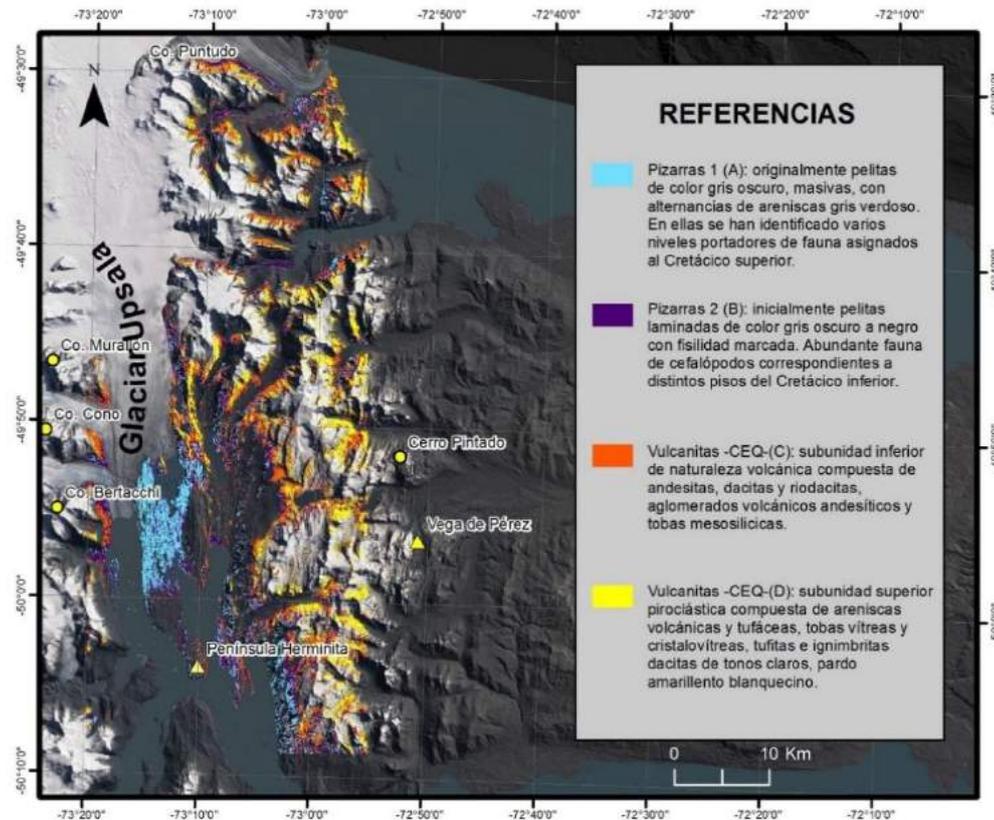


Figura 6.1. Distribución espacial de las litologías aflorantes en el entorno del glaciar Upsala. Extraído de Lo Vecchio et al., (2016).

Además, Lo Vecchio et al., (2016) reconocieron dos tipologías más, las cuales han sido asociadas al Complejo vulcano-sedimentario El Quemado (CEQ) (Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo et al., 1978): **C**) subunidad inferior de naturaleza volcánica compuesta de andesitas, dacitas y riolacitas, aglomerados volcánicos andesíticos y tobas mesosilicicas (Figura 6.5 y 6.6) y **D**) subunidad superior piroclástica compuesta por areniscas volcánicas y tufáceas, tobas vítreas y cristalovítreas, tufitas e ignimbritas dacitas de tonos claros, pardo amarillento blanquecino (Figura 6.7) (Kraemer y Riccardi, 1997). Un aspecto que debe ser salvado es la concentración de vulcanitas en los faldeos de los cerros Bertacchi, Cono y Murallón. En esos casos las rocas detectadas son parte de las morrenas laterales del glaciar Upsala y no de afloramientos rocosos.

En términos espectrales, las clases A y B mostraron gran similitud, al punto de confundirse en algunos sitios. Esto se debe fundamentalmente al parecido composicional y granulométrico, a excepción de las areniscas grisáceas presentes

en aquellas vinculadas a la Formación Cerro Toro. Por su parte, las clases C y D, asociadas al Complejo El Quemado, mostraron un rango en el índice Z mayor que el de cualquier otra clase; situación directamente vinculada a la diversidad en composición química de las litologías presentes.



Figura 6.2. Anticlinal y sinclinal en litologías pertenecientes a la Fm. Cerro Toro junto con la incipiente formación de taludes y conos de derrubios.



Figura 6.3. Detalle de la presencia de Belemnites en las rocas de la Fm. Cerro Toro.

Además, en términos de superficie abarcada, se observó un claro predominio de pizarras en detrimento de otras litologías. Esta situación es un elemento clave para entender la geomorfología actual del área de estudio. La baja dureza y la fácil remoción de las pizarras dio lugar a la formación de un amplio valle glacial, el cual se habría ensanchado hasta tanto no se hizo presente el cordón subandino al este, caracterizado por la alta frecuencia de vulcanitas del CEQ (Lo Vecchio et al., 2016).



Figura 6.4. Afloramiento de litologías vinculadas con la Fm. Mayer, la cual se observa con un claro basculamiento.

El trabajo de campo permitió observar propiedades físicas de las litologías tales como los patrones de diaclasas, fisilidad y tendencia a la remoción (Figura 6.8). Esa evidencia mejoró el entendimiento de los procesos diferenciales de erosión y sedimentación. De hecho, en los casos donde afloraron litologías relativamente débiles, como Pizarras 1 y 2, fueron frecuentes las zonas con caída de rocas, conos de derrubios e incluso de sinclinales vaciados por el paso glacial (Figura 6.2 y 6.9)

Por su parte, aquellas litologías vinculadas a la actividad volcánica jurásica mostraron otro patrón erosivo. Se detectaron rasgos asociados con la abrasión y, en menor medida, con el arranque glacial, evidencia de la relativa dureza y/o mejor cohesión de este tipo de roca. La Figura 6.7 muestra un extenso afloramiento con orientación norte-sur vinculado a las litologías vulcano-sedimentarias. En éstas, un rasgo característico fue la formación de conos de derrubios en sus flancos y frecuentes depósitos vinculados a las avalanchas de rocas y los desplomes. En cuanto a la tipología de mayor dureza de las cuatro aquí detectadas (subunidad inferior del CEQ), su estructura carece de diaclasamiento pronunciado, esto dificulta los procesos de arranque glacial (Figura 6.5 y 6.6). La Figura 6.10 es un claro ejemplo

del rasgo morfométrico más característico de esta litología, donde un fuerte trabajo de abrasión por parte del glaciar Viedma ha dado como resultado superficies pulidas y redondeadas conocidas como rocas aborregadas.



Figura 6.5. Panorama general del aspecto de aquellas litologías correspondientes a la subunidad inferior del Complejo El Quemado: Andesitas, Dacitas y Riodacitas.

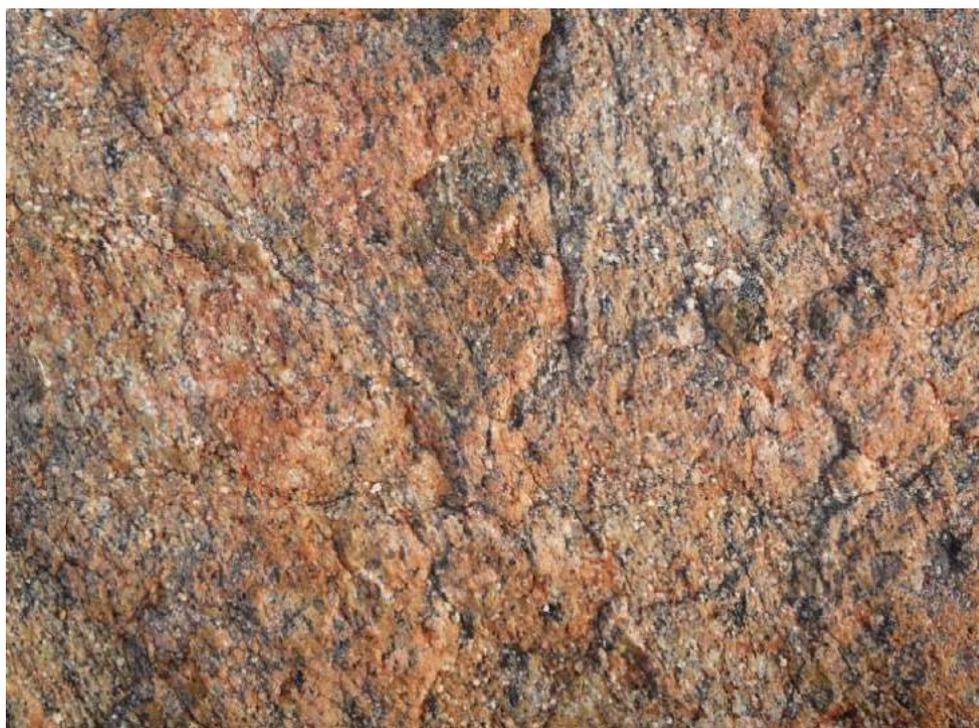


Figura 6.6. Detalle de la Figura 4.8 observándose la ausencia de un intenso diaclasamiento



Figura 6.7. Secuencia estratigráfica correspondiente a la secuencia vulcano-sedimentaria del Complejo El Quemado.



Figura 6.8. Detalle de la fisilidad y diaclasamiento de las pizarras de la Fm. Cerro Toro. La coloración en tonos pardos corresponde a fluidos provenientes del interior rocoso vinculado con la presencia de núcleos ferruginosos.



Figura 6.9. Sinclinal vaciado en las adyacencias del lago Guillermo, inmediaciones al glaciar Upsala.

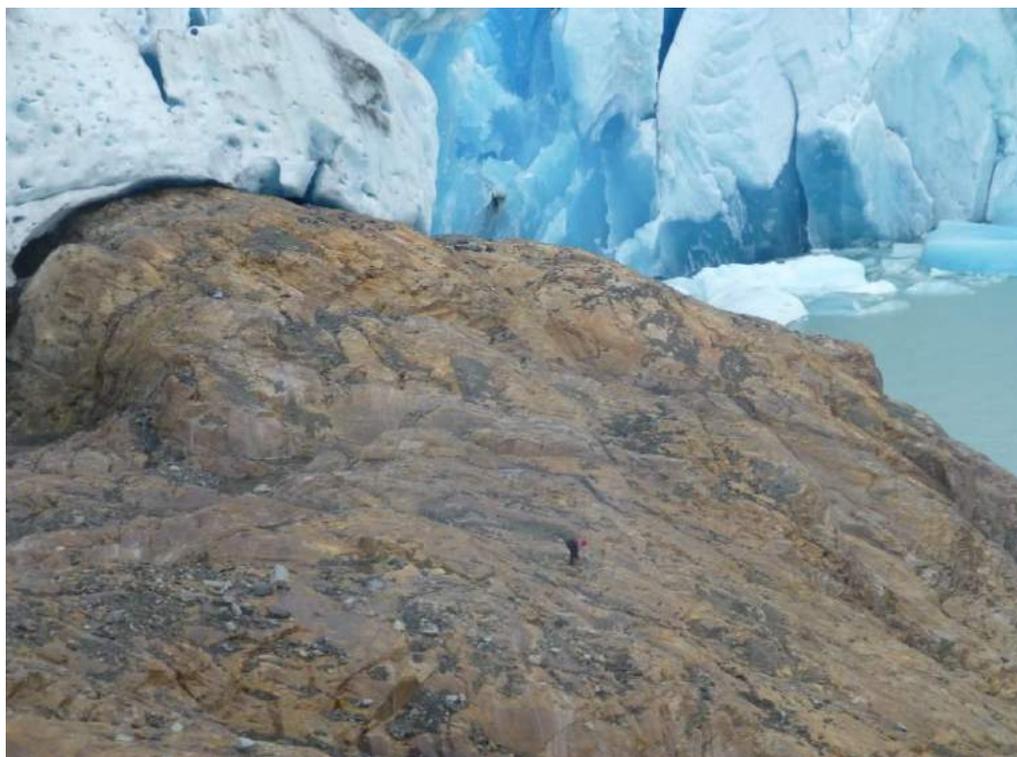


Figura 6.10. Morfometría de vulcanitas de la subunidad inferior del Complejo El Quemado en las adyacencias del glaciar Viedma. Fotografía cortesía: Esteban Lannutti.

En cuanto a la relación entre el tipo de litología aflorante y sus propiedades morfométricas, se observó que la altura promedio de aquellas vinculadas al CEQ fue de 803 m.s.n.m., mientras que en el caso de las pizarras fue de 629 m.s.n.m. La correlación pixel a pixel mostró la misma tendencia que los valores medios (Figura 6.11): cómo los cambios litológicos en superficie fueron acompañados de cambios topográficos. En los dos perfiles propuestos se repitió el mismo patrón: las litologías de mayor debilidad siempre se asociaron a bajas alturas y viceversa.

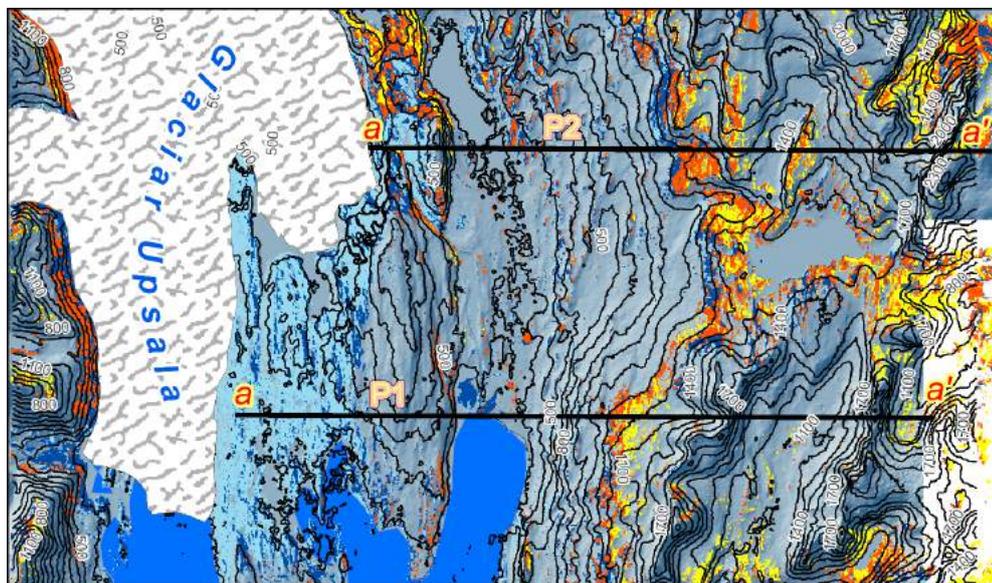


Figura 6.11 Relación entre litologías aflorantes y topografía. La imagen ilustra los cambios de la topografía en función de la litología presente en las diversas porciones de los perfiles P1 y P2.

Síntesis

- ❖ En las adyacencias del glaciar Upsala existe un fuerte predominio de pizarras provenientes de la Fm. Mayer y Cerro Toro.
- ❖ La relativa debilidad de esas rocas frente a aquellas del Complejo vulcano-sedimentario El Quemado habría estimulado la profundización de los valles glaciales.
- ❖ Existe un vínculo entre los sitios de mayores altitudes y la presencia de rocas duras (CEQ).
- ❖ El tipo de litología componente del lecho glacial configura la topografía final resultante del paso glacial. En efecto, se pueden formar depresiones capaces de almacenar agua subglacial, que luego jugará un rol fundamental en las aceleraciones de flujo de los glaciares.

CAPÍTULO 7. Temperatura Superficial Glaciar y Lacustre

Introducción

Temperatura Superficial del Hielo (TSH)

La temperatura de un glaciar está en constante dinamismo. Ésta evoluciona en respuesta al balance entre el ingreso y la salida de energía en la superficie y base glacial y, además, por el calor generado dentro del glaciar debido a su movimiento (Bennett y Glasser, 2009). La suma de todos los flujos de energía sobre un intervalo de tiempo es conocida como balance energético y es usado para calcular la evolución de las temperaturas superficiales y las tasas de ablación. Los principales componentes del balance energético son la radiación solar (onda corta); la radiación terrestre y atmosférica (onda larga); los intercambios de calor sensible con la atmósfera; la transferencia de calor latente durante los procesos de condensación, evaporación y sublimación; el calor suministrado por lluvias y el flujo geotermal; el calor usado para el cambio de temperatura del hielo; el calor latente consumido o liberado durante la fusión y el congelamiento, respectivamente (Benn y Evans, 2010).

Existe una relación directa entre la Temperatura Superficial del Hielo (TSH) y la basal: una caída de 1 °C en la superficie causa una caída idéntica en la temperatura del hielo basal (Bennett y Glasser, 2009). De ello se desprende que la temperatura del hielo y su distribución espacio-temporal tienen un profundo efecto en diversos procesos glaciales. Entre ellos, la fusión, la escorrentía supraglacial, englacial y subglacial, los desplazamientos y en los patrones de erosión y depositación glacial son los más importantes (Cuffey y Paterson, 2010).

En glaciares con temperaturas cercanas al punto de fusión, los eventos masivos de fusión y la consecuente escorrentía estimulan intensamente la dinámica glacial (Sugiyama et al., 2011). La temperatura de fusión del hielo glacial decrece al mismo tiempo que el hielo está sometido a mayores presiones, específicamente a una tasa de 0,072 °C por millón de Pascales (MPa). Dicho de otro modo, mientras que en la superficie glacial la fusión ocurre a temperaturas cercanas a los 0 °C, en la base de un glaciar de 2000 m de espesor (presión ~17,6 MPa) ocurrirá a ~-1,27 °C. En efecto, el punto de fusión del hielo es referido como Punto de Fusión a Presión (PFP). Sin embargo, el punto de fusión también es influenciado por la presencia de

impurezas tales como solutos. De hecho, el punto de congelamiento del agua de mar depende de su salinidad, y frecuentemente es alrededor de los $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Benn y Evans, 2010).

De lo dicho anteriormente, se desprende que los glaciares poseen una estructura termal que varía de acuerdo a las condiciones ambientales del sitio en donde están emplazados (Sagredo y Lowell, 2012). Actualmente, se reconocen tres grandes categorías, glaciares templados, fríos y politermales. De acuerdo a la estructura térmica de un glaciar será la dinámica experimentada por éste. En glaciares donde su base está congelada y adherida al lecho glacial, la escorrentía subglacial es pobre o nula; por lo tanto, los deslizamientos basales también. En contraste, otros glaciares tienen su base en permanente estado de fusión, de esta manera se estimula la lubricación de la facie hielo-lecho glacial y, en consecuencia, los desplazamientos basales (glaciares templados y politermales) (Bennett y Glasser, 2009). En consecuencia, resulta evidente la importancia de explorar estas tipologías:

Fríos

Ocurren donde las fuentes de calor superficial, englacial y subglacial son muy pequeñas para elevar la temperatura del hielo a su PFP. Estos glaciares se encuentran exclusivamente en ambientes fríos y áridos donde la acumulación de nieve es pequeña (Benn y Evans, 2010). Sin embargo, la fusión parcial de la base glacial puede ocurrir en estos glaciares, específicamente en el periodo estival (Cuffey y Paterson, 2010).

Templados

Existen únicamente donde la onda fría del invierno es completamente eliminada por el verano siguiente. Frecuentemente se desarrollan donde las nevadas invernales y la fusión del verano son elevadas (Benn y Evans, 2010). En estos glaciares todo el hielo está cercano al PFP excepto por la capa superficial ($\sim 15\text{ m}$) que varía estacionalmente (Cuffey y Paterson, 2010). Glaciares templados son más frecuentes en ambientes marinos de clima templado con altas tasas de precipitación y veranos cálidos. Ejemplo de ellos se encuentran en la costa oeste de Norte América, oeste de Noruega, el sur de Islandia, Nueva Zelanda y la Patagonia chilena (Benn y Evans, 2010).

Politermales

Son los más generalizados geográficamente entre los tres tipos y exhiben un amplio rango de estructuras termales. Como condición general se destaca la existencia de hielo cálido en la base glacial, factible de alcanzar el PFP. Sin embargo, diferentes tipos de patrones de temperatura pueden encontrarse en diferentes partes

de un mismo glaciar (Cuffey y Paterson, 2010). Debido a sus sutiles diferencias, los glaciares politermales han sido convenientemente descritos como predominantemente fríos (Figura 7.1a-c) y predominantemente cálidos (Figura 7.1d-f) (Benn y Evans, 2010).

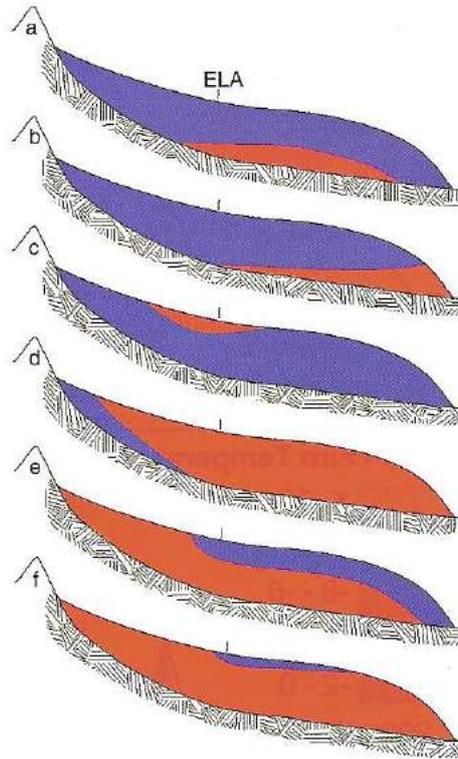


Figura 7.1. Clases de glaciares politermales. Existen aquellos que se encuentran en ambientes fríos, donde las tasas de fusión superficiales son pequeñas. En estos, todo el hielo formado es frío pero su temperatura puede elevarse a su PFP por el calor generado por el desplazamiento por deformación (Figura 7.1a y b). Otro tipo ocurre donde el paquete de nieve es calentado en la parte baja de la zona de acumulación debido al calor liberado por recongelamiento del agua de fusión (Figura 7.1c). Por su parte, otra variante de glaciares politermales está compuesta por cuerpos donde el hielo frío está únicamente confinado a las altas cumbres de las cuencas glaciares, como ocurre en los Alpes occidentales (Figura 7.1d). Además, otros dos subtipos dentro de la categoría politermales han sido reconocidos: aquellos donde hielo cálido es creado en la zona de acumulación por recongelamiento del agua de fusión durante la primavera. Sin embargo, durante el invierno una capa de hielo frío cubre todo el glaciar (Figura 7.1e). La mayor parte de ellos se encuentran en climas marítimos polares. Sin embargo, si las tasas de ablación son altas, la capa fría del invierno es removida de la zona de ablación durante el verano, dando lugar a la última tipología hasta ahora descrita (Figura 7.1f). Extraído de Benn y Evans (2014).

En el CHPS, y en efecto en la CRS, existe una ausencia de estudios detallados acerca de la distribución espacio-temporal de la temperatura del hielo y la estructura termal de los glaciares. La única evidencia de este estilo corresponde a las observaciones hechas por Lliboutry (1956) en los glaciares del CHPS con vertiente pacífica, que fueron clasificados como templados. Curiosamente, esa idea ha sido extrapolada y asumida para todo el CHPS (Warren y Sugden, 1993). Esta

asunción generalizada, probablemente incorrecta, podría ser una de las barreras acerca del conocimiento estricto que hay sobre los glaciares del CHPS.

Temperatura Superficial Lacustre (TSL)

La temperatura de los cuerpos de agua donde los glaciares de *calving* terminan juegan un rol importante en la dinámica de éstos (Minowa, 2017). Sin embargo, los estudios focalizados en el impacto de la temperatura del agua en las tasas de fluctuación frontal han tomado relevancia recientemente. De hecho, el primer trabajo de este estilo para la región del CHPS fue publicado en 2016 por Sugiyama y colaboradores. Luego, los trabajos de Minowa et al., (2017) y Moffat et al., (2018) profundizaron el conocimiento sobre esta estrecha relación. Entre los principales hallazgos encontrados en esos trabajos se destaca que el inicio de los eventos de *calving* suele asociarse con el aumento de la temperatura del aire y/o la del agua. En ese sentido, McNabb y Hock (2014) investigaron las posiciones frontales de 50 glaciares de Alaska terminados en aguas de mar entre los años 1984 y 2012, y encontraron que el rápido retroceso de los glaciares coincidió con una anomalía positiva en la temperatura del océano.

La tasa de fusión en la línea de agua (facie hielo-agua-aire), o por debajo de ella (facie hielo-agua), comúnmente excede a aquella ocurrida en la porción glacial en contacto con la atmósfera (facie hielo-aire). Esto puede explicarse debido a la transferencia eficiente de energía del agua caliente en circulación (Minowa et al., 2017). El derretimiento se localiza comúnmente cerca de la línea de agua debido a la presencia de una capa flotante de agua más caliente, aunque en algunas situaciones, la erosión del agua proveniente del derretimiento puede ocurrir a mayores profundidades (Sugiyama et al., 2016). La interfaz de contacto entre la atmósfera, el cuerpo de agua y el hielo glacial da por resultado a una línea de fusión conocida como *Notch*, producto de la termo-erosión (Benny Evans, 2014) (Figura 7.2, 7.3, 7.4, 7.5, 7.6 y 7.7). El derretimiento subacuático erosiona progresivamente los acantilados de hielo en las zonas terminales, aumentando los desequilibrios de fuerza en los márgenes. La termo-erosión en los glaciares que terminan en lagos y mares presenta típicamente ciclos estacionales (Cuffey y Paterson, 2010).

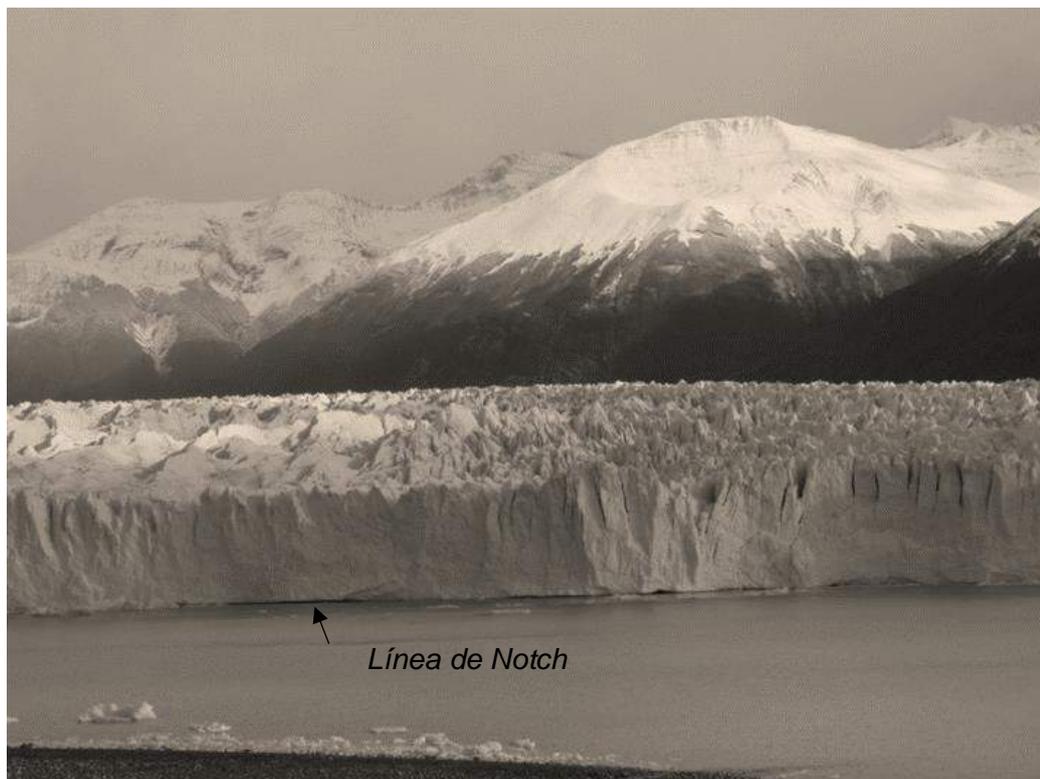


Figura 7.2. Línea de Notch en el glaciar P. Moreno vista desde el brazo Rico. La línea de Notch y su profundidad, varían con el tiempo y el espacio.

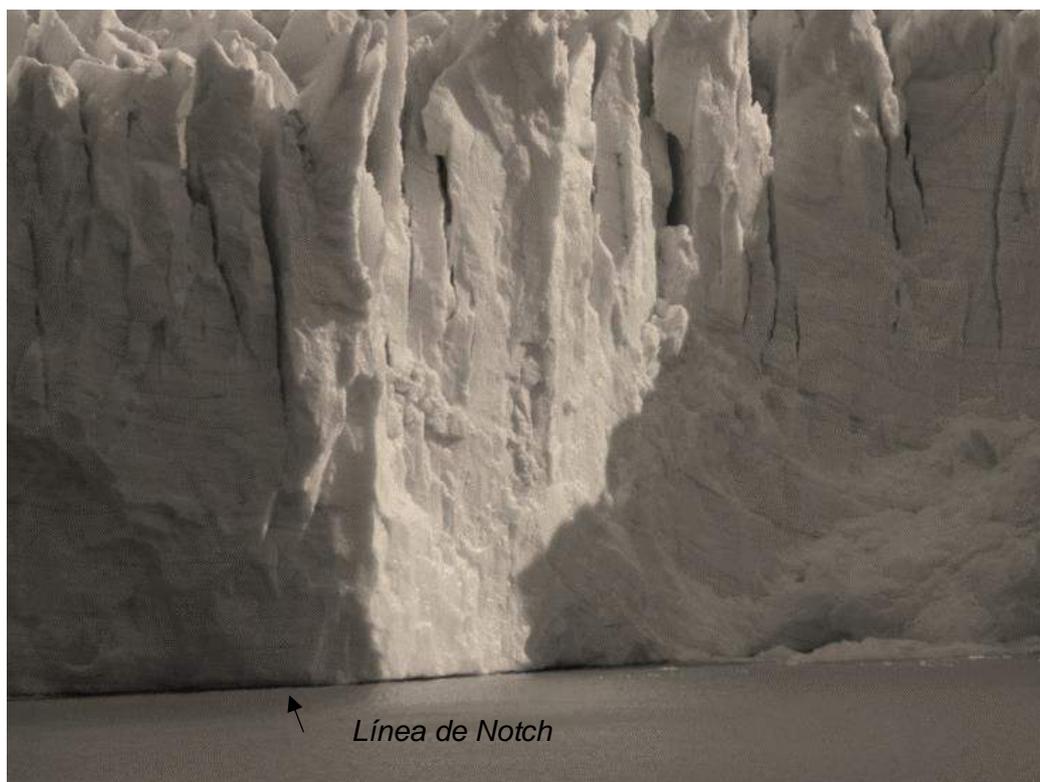


Figura 7.3. Primer plano de la línea de Notch en el glaciar P. Moreno. Vista desde el brazo Rico.

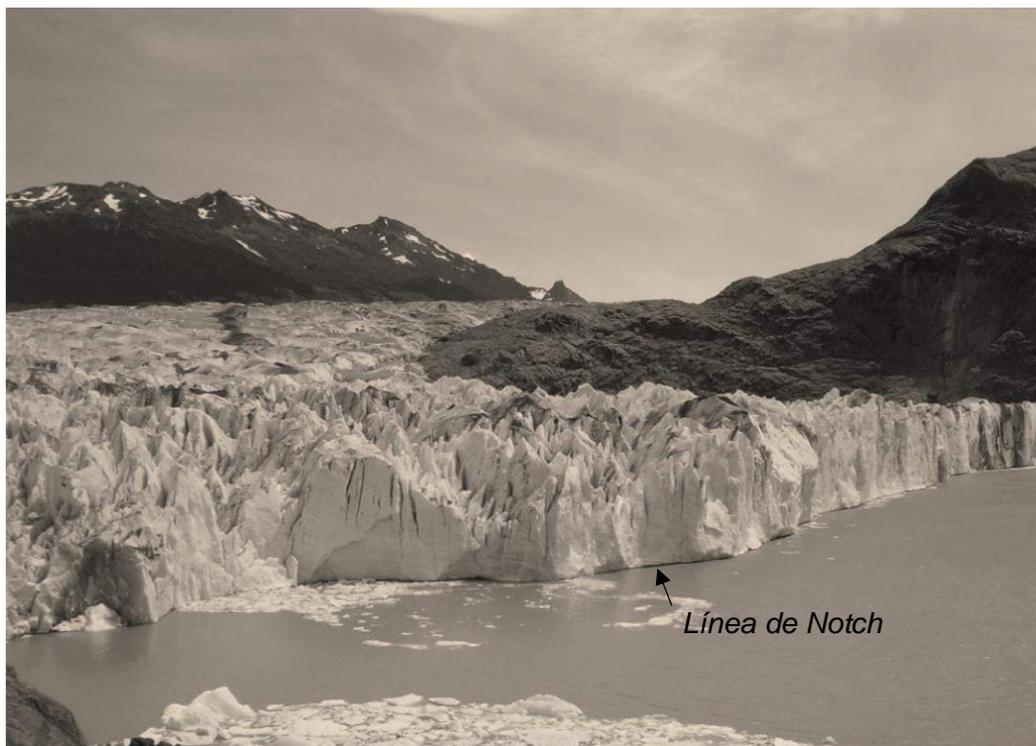


Figura 7.4. Línea de Notch en el glaciar Viedma vista desde la margen sur. Su impacto sobre el frente del glaciar Viedma varía a lo largo de éste. Mientras que en el flujo central su aparición es notoria, hacia los márgenes su impronta desaparece.



Figura 7.5. Primer plano de la línea de Notch en el glaciar Viedma. Vista desde el margen Sur. Foto: Esteban Lannutti.

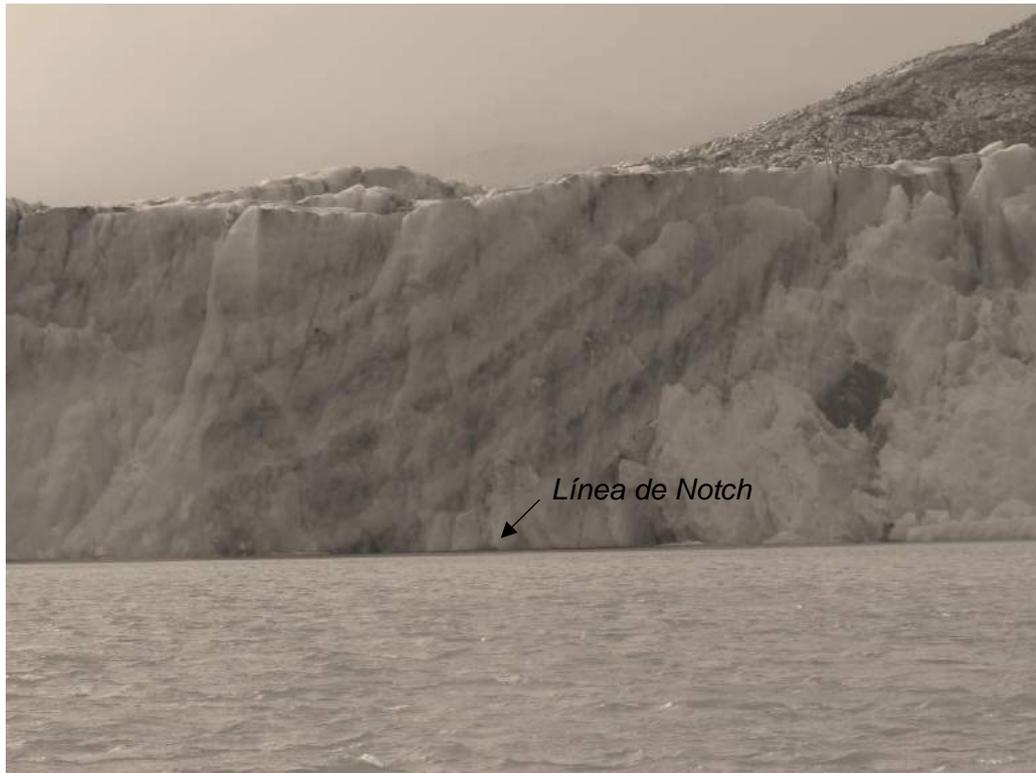


Figura 7.6. Línea de Notch en el glaciar Upsala.



Figura 7.7. Línea de Notch en el glaciar Bertacchi, tributario del Upsala. Foto: Esteban Lannutti.

La profundización de la línea de *Notch* dispara eventos de caída de pilares de hielo por pérdida de sustento (*calving* subaéreo). Por lo tanto, la tasa de *calving* depende, entre otras cosas, de las propiedades del cuerpo de agua tales como temperatura, densidad y patrones de circulación (Benny Evans, 2014). En efecto, la intensidad del *calving* difiere según el frente de glaciar termine en aguas dulces (agua de ablación nivo-glacial) o en aguas de mar (alta concentración salina) (Sakakibara y Sugiyama, 2014).

Una vez descargada el agua de fusión glacial en el cuerpo de agua (lago o mar), su comportamiento es controlado por la diferencia de densidad existente entre ambas (Sugiyama et al., 2016). La densidad de un líquido está definida por la temperatura y el contenido de sales por parte del agua (Pozo Rodriguez et al., 2018). En agua dulce, la flotabilidad que actúa sobre la descarga subglacial es mucho menor que la del agua de mar ya que la diferencia de densidad es pequeña; por esta razón, es poco probable que se produzcan plumas convectivas e intercambios de calor eficientes en la interfaz agua-hielo. Es importante notar que la fuente de calor de los cuerpos de agua dulce y salinos es diferente. En el caso de los lagos, la radiación solar es la fuente de calor más importante, mientras que en los fiordos hay abundante calor disponible por convección desde el mar abierto (Moffat et al., 2018).

A pesar de los escasos estudios de la relación entre las temperaturas de los lagos y la dinámica glacial en la CRS (Sugiyama et al., 2016; Minowa 2017; Minowa et al., 2017), los resultados han permitido obtener una primera aproximación al entendimiento de dicha interacción. Entre los principales hallazgos se destaca la caracterización de la estructura térmica lacustre en las adyacencias a los frentes de los glaciares P. Moreno (canal de Los Témpanos y brazo Rico), Upsala (canal Upsala) y Viedma (lago Viedma) (Sugiyama et al., 2016), descrita a continuación:

Canal de Los Témpanos y Brazo Rico (P. Moreno)

La temperatura del agua en las adyacencias al frente glacial es uniforme y relativamente caliente, mayor a 5 °C. La ausencia de una estratificación térmica fue explicada por la mezcla vertical producida por los fuertes y persistentes vientos patagónicos, favorecidos por la poca profundidad de las aguas allí localizadas. En este punto cabe resaltar que la profundidad media observada del brazo Rico y del canal de los Témpanos no superó los 100 m. Esto favoreció a que la influencia de los vientos del oeste alcance todo el espesor de la columna de agua. Sin embargo, una fina capa de agua fría y turbia (gran carga de contenido sedimentario) ha sido localizada en el fondo del lago y atribuida a escorrentía subglacial (Figura 7.8a y b).

Canal Upsala

La capa de agua comprendida por los primeros 100 m fue entre 2 y 3 °C más fría que el resto de los sitios censados (~4 °C). Esto es consistente con la gran cantidad de témpanos producidos por el glaciar Upsala y su posterior derretimiento. Además, fue observada una espesa capa de agua fría (~1 °C) sobre el lecho lacustre vinculada a los aportes de la escorrentía subglacial (Figura 7.8c).

Lago Viedma

Entre los principales hallazgos se destaca la estratificación clara de dos capas a los ~120 m de profundidad. Esa estratificación estuvo controlada esencialmente por la densidad del agua y modulada por la elevada concentración de sedimentos en la capa inferior. Adicionalmente, la temperatura también mostró un cambio significativo a esta misma profundidad. A diferencia del P. Moreno y el Upsala, el frente glacial está en contacto con el cuerpo principal del lago Viedma, siendo la capa superior de este lago la que mostró las máximas temperaturas (~8 °C). Debido a que la mitad inferior del frente glacial estuvo en contacto con agua cercana al punto de congelamiento, la fusión fue muy leve en esa interfaz y, por lo tanto, la contribución de la fusión subacuática (Figura 7.8d).

En ninguno de los cuerpos de agua analizados, Sugiyama y sus colaboradores detectaron plumas convectivas que ascendieran desde la base glacial hacia la superficie, esto sugiere que existe una gran diferencia a lo observado habitualmente en glaciares de *calving* terminados en aguas marinas (Moffat et al., 2018).

Como consecuencia de lo expuesto en los apartados “Temperatura Superficial del Hielo” y “Temperatura Superficial Lacustre”, el objetivo de este capítulo es reconstruir y caracterizar el comportamiento espacio-temporal de las TSH y TSL durante el periodo 2001-2016. En particular, se propone llevar a cabo una identificación de propiedades estacionales y evolutivas en términos de temperaturas para contribuir a la categorización térmica de los glaciares de la CRS.

Debido a la naturaleza de la TSH como variable central para la existencia y dinámica de un glaciar, y considerando que la transferencia de energía calórica de un punto a otro no distingue de límites; se propuso un análisis multiescalar. En este sentido, se efectuaron análisis a escala del CHPS, CRS y local, refiriéndose en esta última a cuencas glaciales como unidad de análisis. Por su parte, las TSL fueron testeadas en las zonas próximas a los frentes de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno, equivalente a lo realizado por Sugiyama et al., (2016).

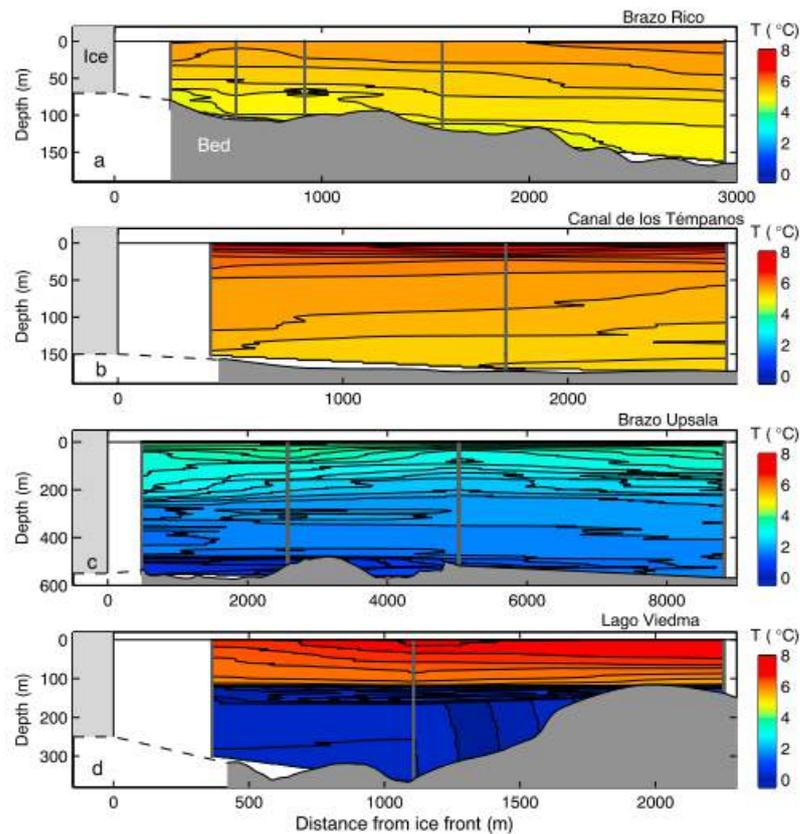


Figura 7.8. Estructura termal de los lagos Viedma y Argentino en las inmediaciones del glaciar P. Moreno (a y b), Upsala (c) y Viedma (d). Extraído de Sugiyama et al., (2016). El eje vertical del gráfico muestra la profundidad del cuerpo de agua en metros, mientras que el eje horizontal muestra la distancia al frente glaciar en metros. En colores se indica la temperatura del agua en °C.

Materiales y métodos

Datos: MOD11A1

Para reconstruir la temperatura superficial de los glaciares (TSH) y lagos (TSL), se usó el producto térmico de MODIS del satélite Terra (MOD11A1). Nótese que no se incluyó el producto MODIS derivado del satélite Aqua debido al deficiente funcionamiento de una de las bandas espectrales (Aguirre et al., 2018). El producto MOD11A1 de ~1 km de resolución espacial utiliza la técnica de ventana partida o *Split Windows* con las bandas 31 y 32 de MODIS (10.78-11.28 μm y 11.77-12.27 μm , respectivamente) (Wan, 2013; Wan et al., 2002). Este producto proporciona dos valores de temperatura superficial por día (diurno y nocturno). En latitudes altas, estos valores se seleccionan de un número mucho mayor de mediciones diarias debido a la convergencia de las órbitas de los satélites (Østby et al., 2014). Las mediciones satelitales de TSH y TSL requieren cielos despejados, y las áreas

cubiertas por nubes son eliminadas a través de la máscara de nubes incluida en ese producto y derivada de nubes MOD35_L2 (Ackerman et al., 1998; Frey et al., 2008).

Debido a la similitud espectral que suelen presentar los glaciares y las nubes, pueden encontrarse pixels contaminados por nubes que no han sido eliminados por la máscara. Cuando existen estos pixels no detectados, las temperaturas del tope nuboso reemplazan a las TSH reales, lo que resulta en valores de temperatura mucho más bajos (Zhang et al., 2018). Este sesgo ocurre especialmente durante la noche, donde una proporción relativamente grande de nubes no son detectadas y filtradas debido a las deficiencias en el algoritmo de detección de nubes para las imágenes nocturnas (Ackerman et al., 1998; Østby et al., 2014; Zhang et al., 2016). Por lo tanto, se decidió utilizar imágenes diurnas, significando un total de 11510 imágenes correspondientes al período 2001-2016.

Construcción de imágenes (*rasters*) mensuales y corrección de desvíos térmicos por nubes

Las observaciones satelitales infrarrojas dependen del momento de la captura, de las condiciones atmosféricas y de las condiciones de iluminación de la superficie (Williamson et al., 2017). Como se mencionó en el capítulo 4, el CHPS presenta una alta cobertura nubosa (Garreaud, 2009; Sagredo y Lowell, 2012; Garreaud et al., 2014), por lo tanto, las escenas diarias de MOD11A1 a menudo cubren un área pequeña del CHPS. Para lograr una mejor densidad espacial, significancia de los datos y aumentar su utilidad, se requiere una conversión a mediciones más generalizadas, tales como medias mensuales, trimestrales o anuales. La elección de la resolución temporal de las nuevas imágenes dependerá del objetivo del estudio. Así, por ejemplo, para compensar la pérdida de datos causada por la cobertura nubosa, Zhang et al. (2018) optaron por construir *rasters* de medias mensuales de TSH. En efecto, y siguiendo esa propuesta, se construyeron *rasters* mensuales de TSH y TSL, denominadas de aquí en adelante como MOD11M.

Los *rasters* MOD11M permitieron obtener una visión térmica completa a través del tiempo. Sin embargo, algunos pixels de MOD11M pueden permanecer contaminados por pixels intrusos con nubes provenientes de MOD11A1. Para filtrarlos se aplicó una prueba estadística basada en la desviación estándar de cada píxel de MOD11M. Para ese caso, se asumió que en días vecinos (es decir, días del mismo mes), los valores de temperatura tomados bajo condiciones de cielo despejado y a la misma hora del día debieran ser similares y, en efecto, la desviación estándar de cada píxel MOD11M baja. Por el contrario, una desviación estándar alta

se interpretó como un píxel contaminado. Para definir los umbrales de corte de la desviación estándar se aplicó el test *t-student* siguiendo el método de detección de errores sugerido por Felicísimo (1994) con un nivel de significación de $\alpha = 0,05$. Para evitar sesgos estacionales, el análisis de las desviaciones se realizó mes a mes, obteniéndose 12 umbrales de corte. Éstos permitieron filtrar los *rasters* MOD11M y crear nuevos *rasters* mensuales (MOD11L). Para un detalle exhaustivo del procedimiento de corrección y obtención de las temperaturas filtradas ver el estudio realizado por Lo Vecchio et al., (2019), investigación realizada en el marco de esta tesis doctoral (Anexo 2).

Análisis espacio-temporal

Temperaturas Superficiales del Hielo

Las TSH fueron analizadas para detectar y caracterizar el comportamiento estacional histórico y su evolución temporal. En cuanto a la búsqueda de comportamientos estacionales, se puntualizó sobre la ciclicidad de las TSH a escala del CHPS, la CRS y el glaciar (Upsala, P. Moreno, Tyndall, Pio XI, O'Higgins y J. Montt). Es importante notar que el glaciar Viedma fue eximido de este análisis por presentar ausencia de datos. En referencia a la evolución temporal, se estudiaron los siguientes ítems a saber: el comportamiento de las medias mensuales a lo largo del tiempo (periodo 2001-2016); sus anomalías desestacionalizadas y las tendencias a largo plazo de estas últimas. Para ello se utilizó el test de Mann-Kendall ($p \leq 0,05$). Para mayor detalle sobre la estimación del cálculo de anomalías y tendencias temporales, ver el capítulo 4 y 5, respectivamente (Materiales y métodos).

Con el objetivo de caracterizar la similitud o discrepancia de las variaciones de TSH de cada glaciar respecto de los otros se propuso un análisis de correlación. Un análisis de correlación aporta una medida del grado de determinación/asociación conjunta entre dos variables cuantitativas y es determinada por el coeficiente de correlación (R). El cálculo de correlación planteado está basado en el grado de ajuste entre los pares de series de datos a partir de funciones polinomiales que logren la mejor aproximación de acuerdo al criterio de mínimos cuadrados, donde $\alpha = 0,05$ (Mena, 2016).

Temperaturas Superficiales Lacustres

En referencia a las Temperaturas Superficiales Lacustres, se analizó su comportamiento estacional histórico y su evolución temporal en las inmediaciones a los glaciares P. Moreno (canal de Los Témpanos y brazo Rico), Upsala (brazo Upsala) y Viedma. A partir de la reconstrucción de la serie temporal de TSL para cada

uno de los sitios, se realizó el análisis de anomalías mensuales desestacionalizadas, a las cuales se les aplicó con posterioridad el test de Mann-Kendall para determinar la existencia de tendencias temporales al aumento o disminución de las TSL (para más información sobre la estimación de Anomalías desestacionalizadas y el test de Mann-Kendall, ver capítulo 4 y 5, respectivamente).

Análisis de los resultados

Temperatura Superficial del Hielo: estacionalidad

La TSH media mensual histórica del CHPS para el periodo 2001-2016 mostró una marcada estacionalidad con máximos en los meses de diciembre y enero (-0,5 °C) y mínimos en los meses de junio y julio (-11,4 °C). Entre los meses de verano (enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre) se observó que la pendiente térmica entre sí fue comparativamente menor (0,8 °C/mes) que la observada entre los meses de invierno (4 °C/mes) (mayo, junio, julio, agosto y septiembre).

La comparación de las TSH medias mensuales históricas de los glaciares más representativos del CHPS (incluidos los de la CRS), arrojó que en el 50% de las veces el glaciar Pio XI tuvo las TSH más bajas, específicamente entre los meses abril-septiembre. El 50% restante fueron observadas en el glaciar Tyndall entre los meses enero-marzo y octubre-diciembre, respectivamente. En referencia a las máximas, el 100% de las veces se registraron en el glaciar J. Montt (Tabla 7.1 y Figura 7.9). De la Tabla 7.1 se desprende que todos los glaciares analizados fueron más fríos que el CHPS, con excepción del glaciar J. Montt que en el 66% de las veces fue más cálido que éste (Tabla 7.2).

En términos espaciales, la TSH evidenció una fase estival (entre los meses de octubre-abril) y otra invernal (mayo-septiembre), desestimando la idea de estaciones intermedias. El concepto de una fase estival y una invernal en lugar de cuatro estaciones fue sustentada en el rápido y generalizado traspaso de temperaturas altas a bajas en el CHPS (Figura 7.10 y 7.11). Durante la fase estival el CHPS mostró TSH próximas a 0 °C, con excepción de las altas cumbres. En esos meses, las zonas terminales de los glaciares P. Moreno, Pio XI, Occidental y J. Montt mostraron TSH superiores a los 0 °C, denotando eventos de fusión. Por su parte, durante la fase invernal las TSH fueron muy inferiores a 0 °C en casi la totalidad del CHPS. En particular las TSH más frecuentes fueron entre -13 °C y -14 °C, con mínimas absolutas inferiores a los -20 °C localizadas en la cumbre del volcán Lautaro y en los cordones Pio XI, Mariano Moreno y Pietrobelli.

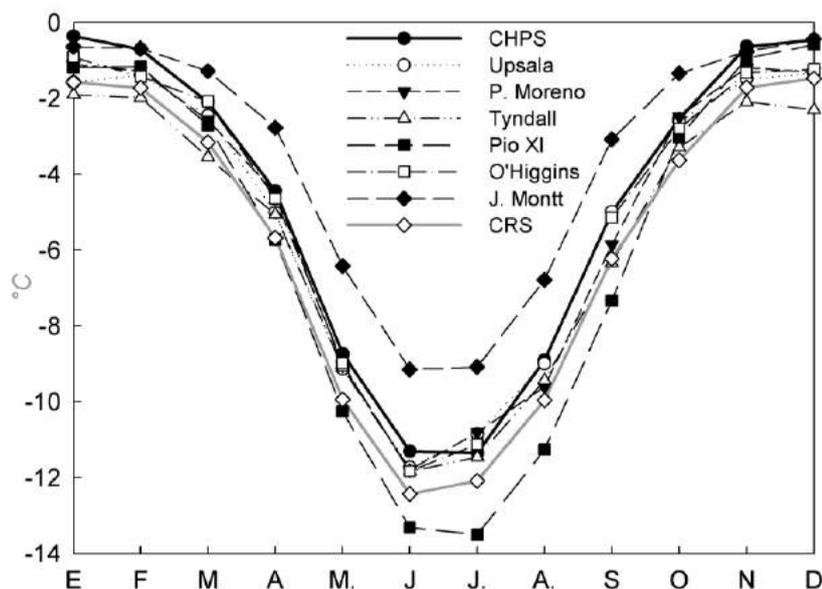


Figura 7.9. TSH media mensual histórica del CHPS, de la cubierta glacial de la CRS y los glaciares Upsala, P. Moreno, Tyndall, Pio XI, O'Higgins y J. Montt.

Tabla 7.1. TSH medias mensuales históricas (2001-2016) del CHPS, la cubierta glacial de la CRS y de los glaciares Upsala, P. Moreno, Tyndall, Pio XI, O'Higgins y J. Montt.

| Mes | CHPS | CRS | Upsala | P. Moreno | Tyndall | Pio XI | O'Higgins | J. Montt |
|-------------------|-------|--------|--------|-----------|---------|--------|-----------|----------|
| Enero | -0,4 | -1,57 | -1,58 | -1,11 | -1,9 | -1,18 | -0,91 | -0,64 |
| Febrero | -0,7 | -1,72 | -1,38 | -1,27 | -1,98 | -1,16 | -1,43 | -0,68 |
| Marzo | -2,1 | -3,15 | -2,45 | -2,57 | -3,55 | -2,71 | -2,08 | -1,28 |
| Abril | -4,4 | -5,68 | -5 | -4,5 | -5,06 | -5,72 | -4,64 | -2,77 |
| Mayo | -8,7 | -9,94 | -9,13 | -9,04 | -9,1 | -10,25 | -8,98 | -6,42 |
| Junio | -11,3 | -12,42 | -11,73 | -11,79 | -11,83 | -13,31 | -11,83 | -9,14 |
| Julio | -11,4 | -12,08 | -10,85 | -10,81 | -11,46 | -13,5 | -11,12 | -9,08 |
| Agosto | -8,9 | -9,95 | -8,99 | -9,6 | -9,43 | -11,25 | s/d | -6,78 |
| Septiembre | -5,0 | -6,22 | -4,99 | -5,86 | -6,34 | -7,33 | -5,14 | -3,08 |
| Octubre | -2,5 | -3,63 | -2,61 | -2,48 | -3,29 | -3,03 | -2,8 | -1,34 |
| Noviembre | -0,6 | -1,71 | -1,49 | -1,19 | -2,09 | -0,95 | -1,32 | -0,76 |
| Diciembre | -0,5 | -1,47 | -1,35 | -1,31 | -2,3 | -0,58 | -1,23 | -0,44 |
| Media anual hist. | -4,7 | -5,8 | -5,1 | -5,1 | -5,7 | -5,9 | -4,7 | -3,5 |

Por su parte, el área englazada de la CRS mostró una distribución espacial de las TSH heterogénea a lo largo de todo el ciclo anual, aunque con un menor contraste en el periodo estival. Durante este periodo se reconocieron tres zonas con regímenes termales distintos. El primero de ellos fue la zona del cordón Malaspina que en todo momento reportó temperaturas inferiores a los -5 °C; el segundo sector correspondió a la cuenca del glaciar Upsala que permaneció con temperaturas cercanas al PFP, entre -2 °C y -0,1 °C; y la tercera zona correspondió a la cuenca

baja del glaciar P. Moreno que sistemáticamente mostró una TSH por encima del PFP. Por su parte, durante el periodo invernal los sectores previamente reconocidos se mantuvieron, aunque con ciertos matices. En particular, se notó que en el glaciar Upsala la homogeneidad de las TSH observadas en verano fue sustituida por un gradiente térmico en función de la altura, alcanzando TSH inferiores a -15 °C en la cuenca alta. El cordón Malaspina se mantuvo como el sector más frío de toda la CRS con TSH inferiores a -15 °C en las altas cumbres y con un leve aumento hacia las zonas topográficamente más bajas. Finalmente, las zonas terminales de los glaciares P. Moreno y Upsala mostraron TSH próximas al PFP hacia el comienzo y fin del invierno.

Tabla 7.2. Diferencias de TSH entre cada individuo analizado en la Tabla 7.1 y el CHPS. Los valores resaltados en negritas corresponden a aquellos que reportaron un saldo positivo respecto a las TSH del CHPS. s/d: sin datos.

| Mes | CHPS | CRS | Upsala | P. Moreno | Tyndall | Pio XI | O'Higgins | J. Montt |
|------------|-------|------|------------|------------|---------|--------|-----------|------------|
| Enero | -0,4 | -1,2 | -1,2 | -0,8 | -1,5 | -0,8 | -0,6 | -0,3 |
| Febrero | -0,7 | -1,0 | -0,7 | -0,6 | -1,3 | -0,5 | -0,7 | 0,0 |
| Marzo | -2,1 | -1,1 | -0,4 | -0,5 | -1,5 | -0,6 | 0,0 | 0,8 |
| Abril | -4,4 | -1,2 | -0,6 | -0,1 | -0,6 | -1,3 | -0,2 | 1,7 |
| Mayo | -8,7 | -1,2 | -0,4 | -0,3 | -0,4 | -1,5 | -0,3 | 2,3 |
| Junio | -11,3 | -1,1 | -0,4 | -0,5 | -0,5 | -2,0 | -0,5 | 2,2 |
| Julio | -11,4 | -0,7 | 0,5 | 0,5 | -0,1 | -2,2 | 0,2 | 2,3 |
| Agosto | -8,9 | -1,1 | -0,1 | -0,7 | -0,5 | -2,4 | s/d | 2,1 |
| Septiembre | -5,0 | -1,2 | 0,0 | -0,9 | -1,4 | -2,3 | -0,1 | 1,9 |
| Octubre | -2,5 | -1,1 | -0,1 | 0,0 | -0,8 | -0,5 | -0,3 | 1,2 |
| Noviembre | -0,6 | -1,1 | -0,9 | -0,6 | -1,5 | -0,3 | -0,7 | -0,1 |
| Diciembre | -0,5 | -1,0 | -0,9 | -0,9 | -1,8 | -0,1 | -0,8 | 0,0 |

A partir de la distribución espacio-temporal histórica de las TSH se derivó la interpretación de la estructura termal de los glaciares. Esta estuvo basada en dos principios fundamentales de la distribución espacial de las temperaturas: 1) existe una relación directa entre las temperaturas superficiales y basales (Bennett y Glasser, 2009); 2) en glaciares templados y politermales las mayores temperaturas suelen encontrarse en la base debido a que la energía geotermal por fricción y deformación se concentran en la base o cerca de ella (Cuffey y Paterson, 2010). En efecto, la combinación de la evidencia aquí reportada (ver Figura 7.11) junto con los supuestos antes mencionados, sugiere que los glaciares de la CRS tienen temperaturas basales por encima del PFP y regímenes térmicos distintos al interior de un mismo glaciar. Por ello, la caracterización de los glaciares de la CRS como politermales pareciera ser la más adecuada.

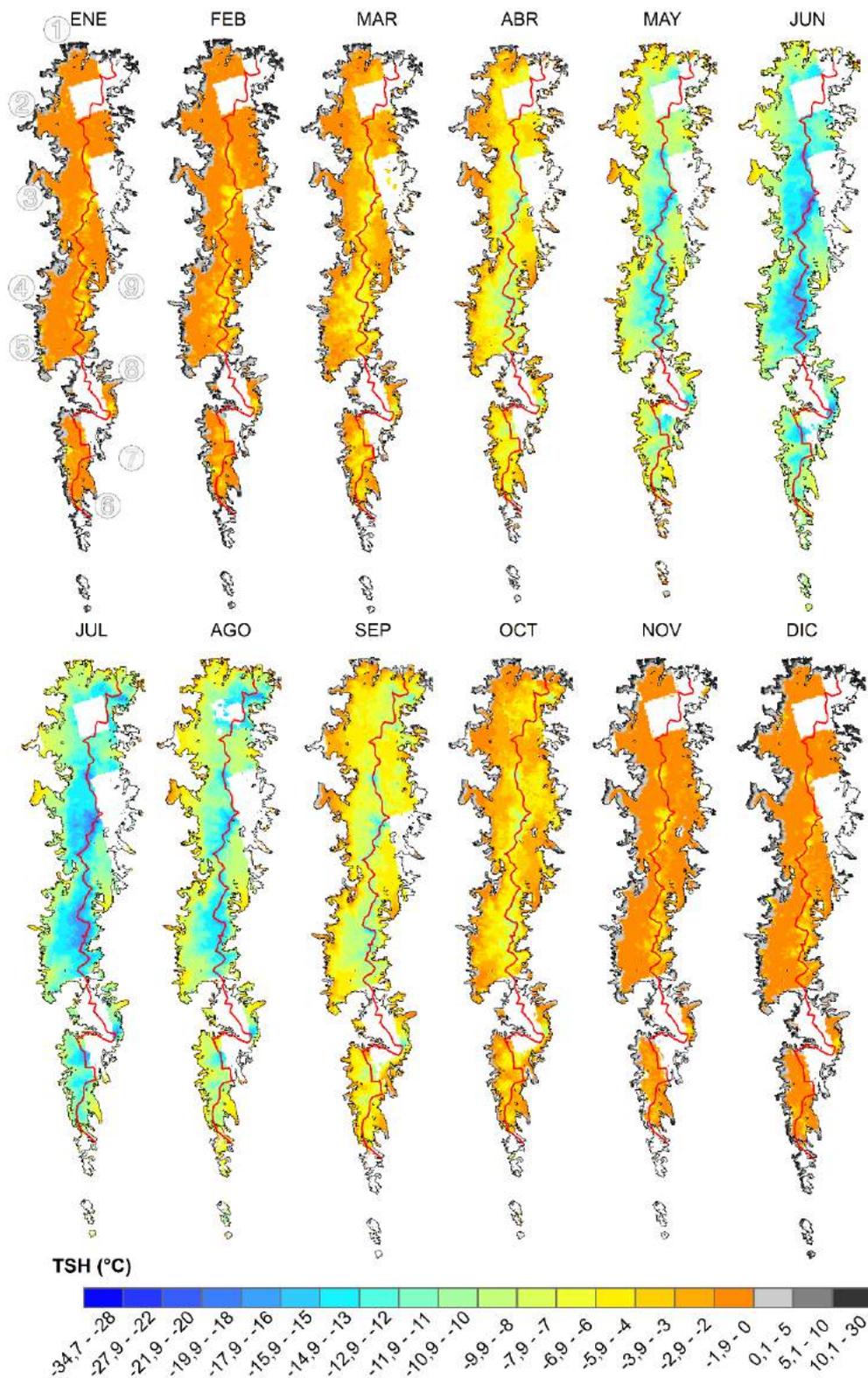


Figura 7.10. TSH media mensual histórica por pixel del CHPS. En línea roja se marca la divisoria de aguas. En la figura correspondiente al mes de enero “ENE”, se localizan los glaciares del CHPS mencionados en este capítulo: 1 (J. Montt), 2 (Occidental), 3 (Pio XI), 4 (Penguin), 5 (Europa), 6 (Tyndall), 7 (Grey), 8 (P. Moreno) y 9 (Upsala).

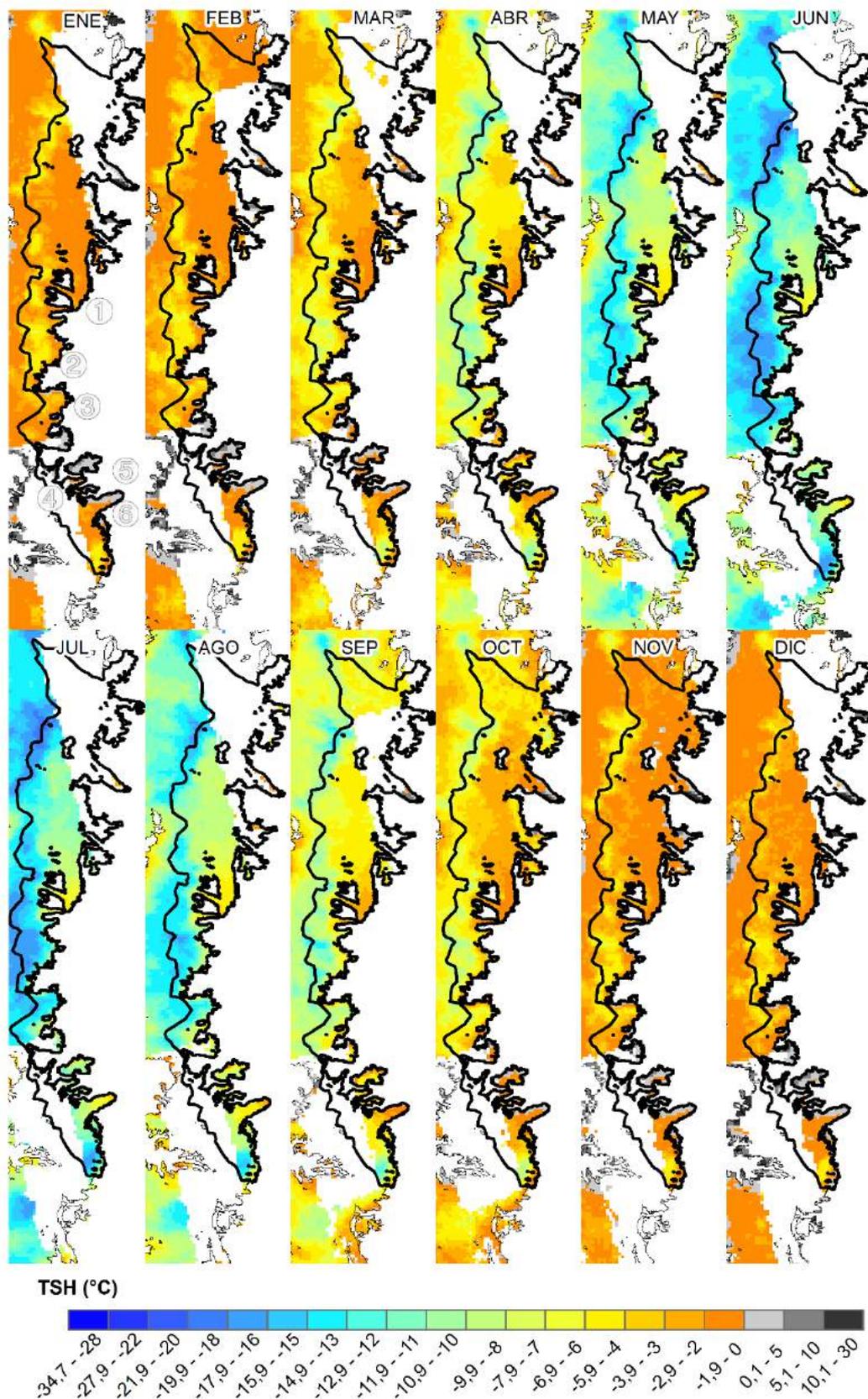


Figura 7.11. TSH media mensual histórica por pixel de la CRS. En línea negra se marca la los límites del área englazada correspondiente a la CRS. En la figura correspondiente al mes de enero “ENE”, se localizan los glaciares de la CRS abordados en este estudio: 1 (Upsala), 2 (Onelli), 3 (Spegazzini), 4 (Mayo), 5 (Ameghino) y 6 (P. Moreno).

Temperatura Superficial del Hielo: evolución temporal

La evolución temporal de la TSH media mensual reflejó, en primer lugar, un comportamiento cíclico y periódico (1 año). A excepción de los años 2001, 2007 y 2010, los máximos estivales mostraron valores de TSH por encima de los 0 °C, sugiriendo procesos generalizados de fusión supraglacial. En este sentido, se observó que luego de un invierno con TSH bajas se sucedió un verano con TSH altas; mientras que inviernos con TSH moderadas fueron seguidos por veranos con TSH moderadas (Figura 7.12). Por ejemplo, en el año 2001 la fase invernal del CHPS registró la mínima TSH media mensual (-13,8 °C) y fue seguido por la tercer TSH media mensual más cálida de toda la serie en enero del 2002 (0,4 °C). En concordancia, la TSH de la superficie englazada de la CRS mostró un comportamiento semejante al CHPS, pero con un desfase promedio de -1 °C. Esto supuso que únicamente las fases estivales de los años 2004 y 2013 superaron los 0 °C. Respecto a los glaciares que componen la CRS, se observó que la evolución de la TSH del glaciar P. Moreno se asemejó más a las de la CRS que las respectivas del glaciar Upsala. Esa diferencia se notó fundamentalmente en las TSH invernales del Upsala que en reiteradas ocasiones estuvieron por debajo de los reportes de la CRS.

Los glaciares Pio XI y J. Montt fueron los que mayores diferencias mostraron respecto de las TSH del CHPS y la CRS. En particular, el glaciar Pio XI se diferenció por presentar las TSH invernales más bajas de todas, superando en todos los casos las TSH mínimas mostradas por el CHPS y la CRS. En cuanto a las máximas, únicamente en los años 2001, 2002 y 2003 este glaciar superó a las observadas en la CRS, aunque en ningún caso fueron mayores a las del CHPS. En otras palabras, el glaciar Pio XI mostró la mayor amplitud térmica de todos los glaciares analizados. Al igual que el Pio XI, el glaciar J. Montt se diferenció de las TSH de la CRS y el CHPS por sus temperaturas mínimas, aunque en este caso por ser ampliamente superiores a las de éstos. En promedio las TSH mínimas fueron 2 °C superiores; sin embargo, la máxima diferencia se observó en el periodo invernal del año 2012 donde las diferencias fueron de 4,8 °C y 4,3 °C por encima de las observadas en el CHPS y la CRS, respectivamente.

A pesar de las variaciones de TSH propias de cada glaciar como respuesta a las condiciones particulares de cada sitio, el análisis de correlación entre ellos mostró coeficientes altos, entre 0,91 y 0,99 (Tabla 7.3). Los altos grados de correlación son un indicador del acople térmico existente entre los glaciares, específicamente en la

tendencia estacional al aumento y disminución de las TSH (Tabla 7.1). Sin embargo, esto no implica que térmicamente sean similares (ver Figura 7.12).

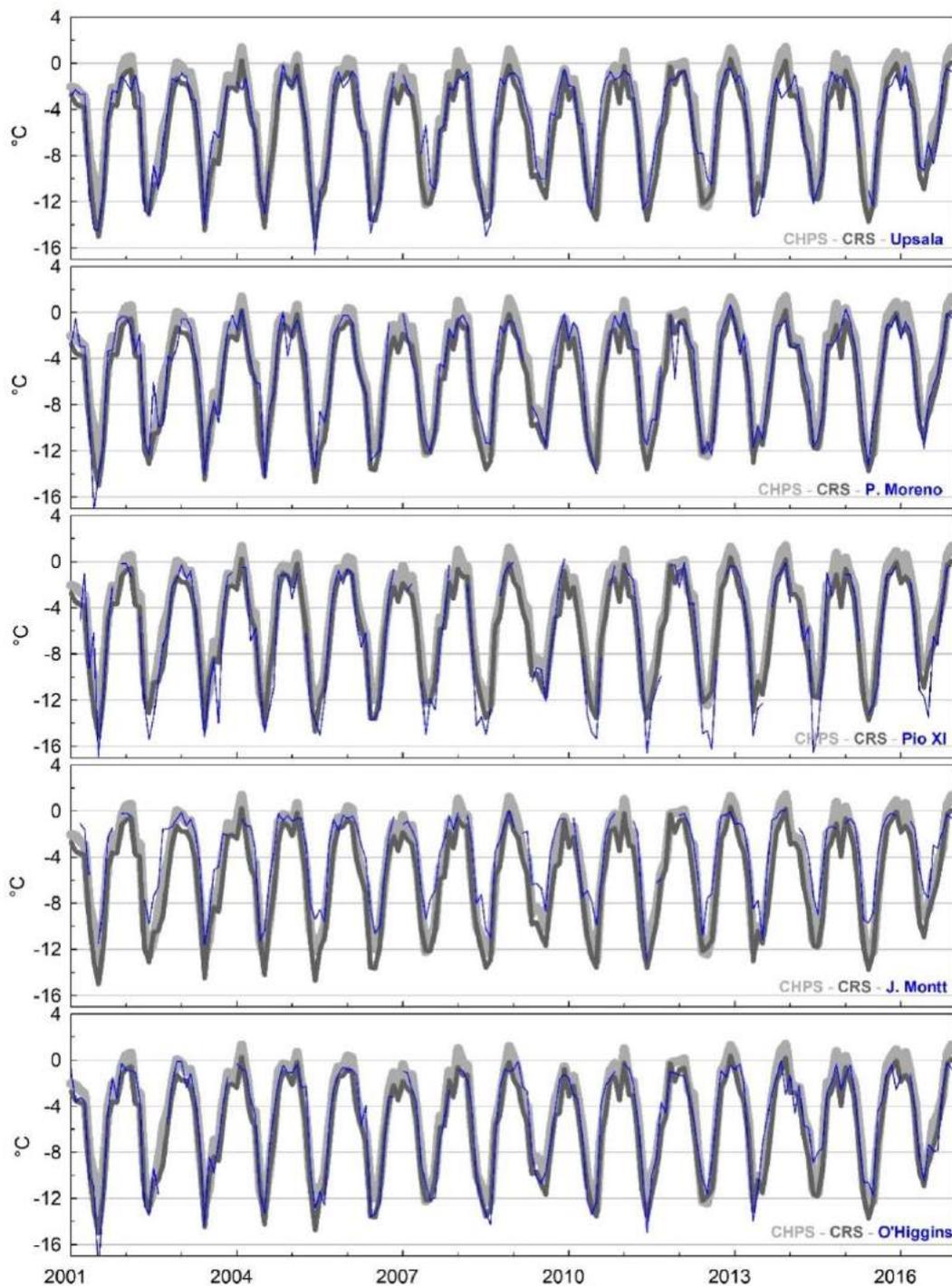


Figura 7.12. TSH medias mensuales del CHPS, CRS, y de los glaciares Upsala, P. Moreno, Pio XI, J. Montt y O'Higgins. La serie MOD11M representada en esta figura corresponde al periodo 2001-2016.

Tabla 7.3. Coeficientes de correlación lineal de TSH entre glaciares.

| | Tyndall | P. Moreno | Upsala | Pio XI | O'Higgins | J. Montt | CHPS | CRS |
|-----------|---------|-----------|--------|--------|-----------|----------|------|------|
| Tyndall | 1 | 0,95 | 0,91 | 0,93 | 0,91 | 0,92 | 0,95 | 0,95 |
| P. Moreno | 0,95 | 1 | 0,93 | 0,95 | 0,94 | 0,92 | 0,96 | 0,97 |
| Upsala | 0,91 | 0,93 | 1 | 0,91 | 0,95 | 0,91 | 0,93 | 0,95 |
| Pio XI | 0,93 | 0,95 | 0,91 | 1 | 0,93 | 0,94 | 0,97 | 0,96 |
| O'Higgins | 0,91 | 0,94 | 0,95 | 0,93 | 1 | 0,94 | 0,95 | 0,96 |
| J. Montt | 0,92 | 0,92 | 0,91 | 0,94 | 0,94 | 1 | 0,96 | 0,96 |
| CHPS | 0,95 | 0,96 | 0,93 | 0,97 | 0,95 | 0,96 | 1 | 0,99 |
| CRS | 0,95 | 0,97 | 0,95 | 0,96 | 0,96 | 0,96 | 0,99 | 1 |

Tabla 7.4. Coeficientes de correlación lineal de anomalías de TSH entre glaciares.

| | Tyndall | P. Moreno | Upsala | Pio XI | O'Higgins | J. Montt | CHPS | CRS |
|-----------|---------|-----------|--------|--------|-----------|----------|------|------|
| Tyndall | 1 | 0,64 | 0,44 | 0,5 | 0,44 | 0,47 | 0,60 | 0,67 |
| P. Moreno | 0,64 | 1 | 0,51 | 0,57 | 0,54 | 0,46 | 0,67 | 0,76 |
| Upsala | 0,44 | 0,51 | 1 | 0,41 | 0,69 | 0,47 | 0,52 | 0,66 |
| Pio XI | 0,50 | 0,57 | 0,41 | 1 | 0,52 | 0,61 | 0,77 | 0,68 |
| O'Higgins | 0,44 | 0,54 | 0,69 | 0,52 | 1 | 0,64 | 0,66 | 0,73 |
| J. Montt | 0,47 | 0,46 | 0,47 | 0,61 | 0,64 | 1 | 0,76 | 0,71 |
| CHPS | 0,60 | 0,67 | 0,52 | 0,77 | 0,66 | 0,76 | 1 | 0,91 |
| CRS | 0,67 | 0,76 | 0,66 | 0,68 | 0,73 | 0,71 | 0,91 | 1 |

La fuerte variación conjunta, o acople, de las TSH entre glaciares no fue evidente en términos de anomalías. Por el contrario, los resultados mostraron que frecuentemente las anomalías de TSH de cada glaciar variaron de forma independiente. De hecho, el análisis de correlación mostró vínculos débiles en la mayoría de los casos ($< 0,50$), alcanzando coeficientes relativamente elevados únicamente cuando las anomalías de los glaciares fueron comparadas con aquellas de la CRS y el CHPS (Tabla 7.4 y Figura 7.13).

Del análisis de tendencias temporales de las anomalías se observó que los glaciares Tyndall, Upsala, O'Higgins y J. Montt, junto con el CHPS y la CRS, reportaron tendencias positivas estadísticamente significativas ($0,0056$ °C/m, $0,0048$ °C/m, $0,044$ °C/m, $0,0031$ °C/m, $0,0042$ °C/m y $0,0053$ °C/m, respectivamente). Aunque los glaciares Pio XI y P. Moreno mostraron tendencias positivas, éstas no fueron estadísticamente significativas. Entonces, ¿Qué vínculos existen entre las tendencias de aumento de las anomalías y el comportamiento glacial? Cabe destacar que tanto el glaciar Pio XI como el P. Moreno poseen un comportamiento dinámico anómalo respecto del resto de los glaciares del CHPS: el Pio XI ha mostrado un avance de su frente y balances de masa positivos desde hace más de 2 décadas

(Foresta et al., 2018; Jaber et al., 2018; Wilson et al., 2015), mientras que el P. Moreno es reconocido por su estabilidad y periodos oscilatorios (Lenzano, et al., 2018).

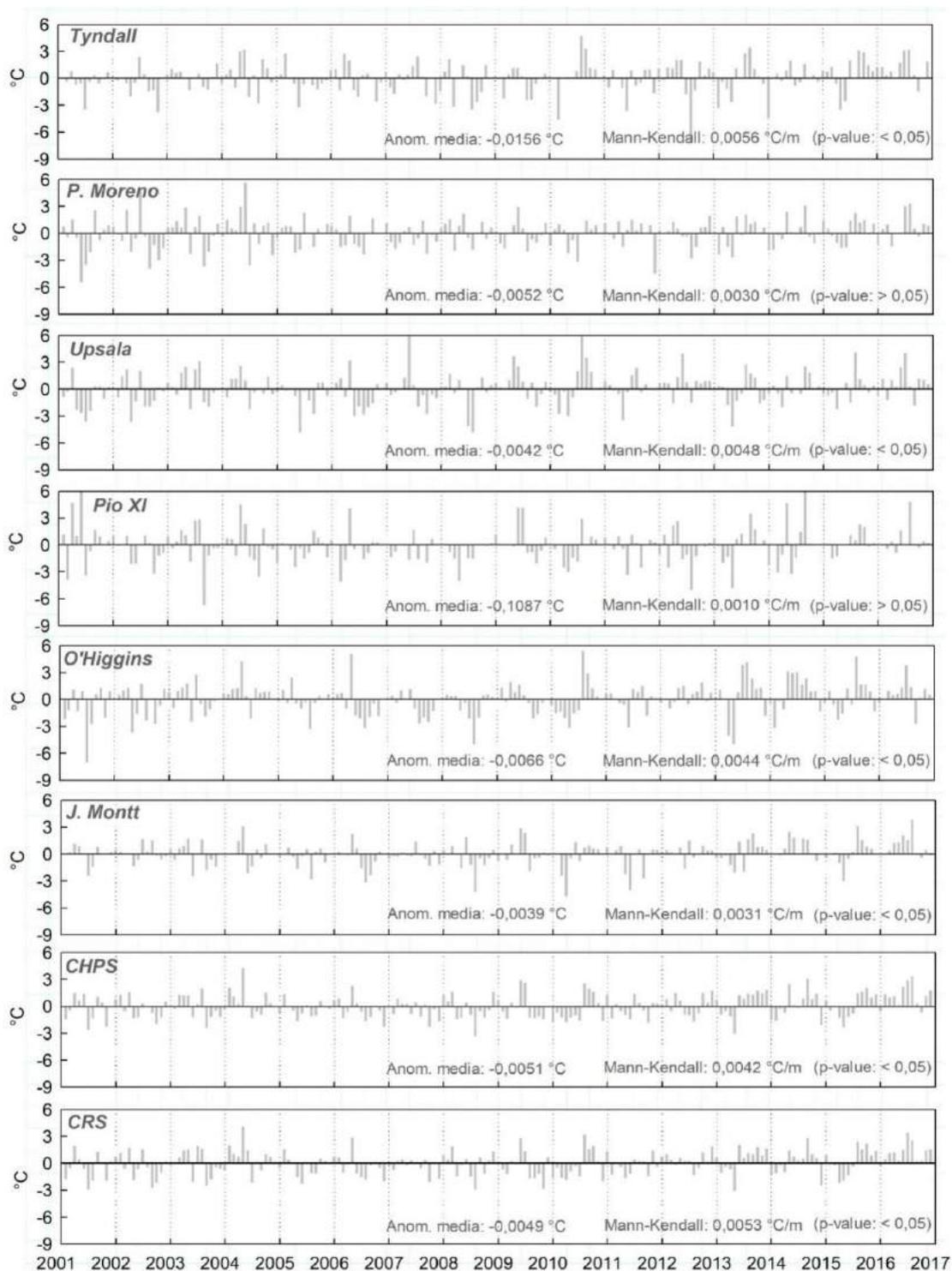


Figura 7.13. Anomalías medias mensuales del CHPS, CRS y de los glaciares Upsala, Tyndall, P. Moreno, J. Montt, Pio XI y O'Higgins.

Temperatura Superficial Lacustre: estacionalidad

La TSL media mensual histórica en cada una de las zonas adyacentes a los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno para el periodo 2001-2017 mostró un comportamiento dispar entre ellas, incluso en zonas próximas, como es el canal de los Témpanos y el brazo Rico. Mientras que las TSL en el brazo Upsala y el canal de los Témpanos manifestaron una marcada estacionalidad, en el brazo Rico y en el Viedma mostraron una leve estacionalidad (Tabla 7.5). Mayormente las máximas TSL ocurrieron en el mes febrero (entre 7 y 10 °C), mientras que las mínimas en septiembre en un rango de 0 y 4 °C (Figura 7.14). A esta situación se exceptúa al canal Upsala que mostró la mínima en el mes de julio, cercano a los -1 °C. De allí se desprende que tanto las máximas como las mínimas ocurrieron sistemáticamente un mes después que las TSH. En otras palabras, esto estaría reflejando una inercia térmica donde las máximas y las mínimas temperaturas observadas en la superficie del hielo se traducen al ambiente lacustre con un mes de posterioridad.

La comparación de las TSL medias mensuales históricas de las cuatro secciones lacustres analizadas mostró que las TSL máximas siempre se localizaron en las cercanías del glaciar Viedma y sobre el brazo Rico (P. Moreno -frente sur-). Por el contrario, las TSH medias mensuales históricas mínimas siempre se localizaron en proximidades al glaciar Upsala, esto refleja lo observado por Sugiyama et al., (2016), quienes atribuyen las bajas temperaturas del brazo Upsala al aporte subglacial de agua helada junto al enfriamiento de ésta por la continua producción de témpanos o *icebergs*.

Otro punto relevante para comparar y analizar estuvo relacionado con las marcadas diferencias observadas entre las TSL del brazo Rico y el canal de los Témpanos. En promedio el brazo Rico mostró TSL 1,5 °C más cálidas, con diferencias superiores a los 2,6 °C en el mes de junio. Estas diferencias podrían estar indicando que a pesar que ambos cuerpos de agua están conectados por un estrecho canal formado entre la península de Magallanes y el glaciar P. Moreno, mantienen cierta independencia. Es importante notar, que el brazo Rico constituye un cuerpo de agua considerablemente menor en superficie y en volumen que el canal de los Témpanos, el cual está unido al cuerpo principal del lago Argentino (de vasta extensión y profundidades superiores a los 600 m). Además, el canal de los Témpanos también recibe el agua de fusión de los glaciares Ameghino y Mayo. Este aporte no debiera ser despreciado si se considera que el glaciar Ameghino retrocedió más de 4 km durante la segunda mitad del siglo XX (López et al., 2010).

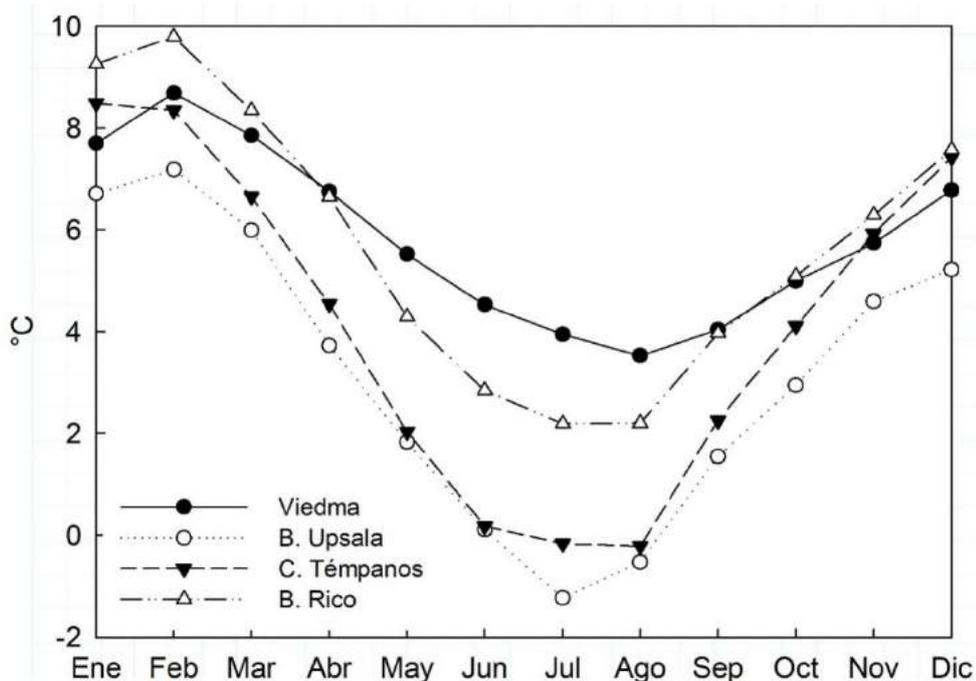


Figura 7.14. Temperaturas superficiales lacustres mensuales históricas (2001-2016) derivadas de la serie MOD11M.

Tabla 7.5. TSL medias mensuales históricas (°C) (2001-2016). Estos registros son representados en la Figura 7.14.

| | Viedma | Upsala | C. Témp. | B. Rico |
|-------------------|--------|--------|----------|---------|
| Enero | 7,7 | 6,71 | 8,48 | 9,26 |
| Febrero | 8,68 | 7,18 | 8,35 | 9,79 |
| Marzo | 7,85 | 5,99 | 6,65 | 8,34 |
| Abril | 6,75 | 3,73 | 4,54 | 6,65 |
| Mayo | 5,52 | 1,83 | 2,04 | 4,29 |
| Junio | 4,53 | 0,11 | 0,18 | 2,85 |
| Julio | 3,95 | -1,23 | -0,16 | 2,19 |
| Agosto | 3,53 | -0,52 | -0,21 | 2,2 |
| Septiembre | 4,04 | 1,55 | 2,26 | 3,97 |
| Octubre | 5 | 2,95 | 4,11 | 5,09 |
| Noviembre | 5,74 | 4,59 | 5,92 | 6,29 |
| Diciembre | 6,78 | 5,22 | 7,42 | 7,57 |

Temperatura Superficial Lacustre: evolución temporal

La evolución temporal de las TSL en el canal Upsala, lago Viedma, canal de Los Témpano y brazo Rico mostró que cada sitio tiene condiciones térmicas particulares y distintas a los demás (Figura 7.15). Mientras que las TSL próximas al

glaciar Viedma mostraron uniformidad y poca amplitud a lo largo del tiempo, las del canal Upsala fueron quienes mayores variaciones experimentaron. Por ejemplo, el canal Upsala registró el mínimo absoluto de toda la serie, alcanzó los $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en junio de 2011. Es importante notar que el periodo transcurrido entre los años 2009 y 2011 estuvo caracterizado por una fuerte retracción frontal del glaciar Upsala. En efecto, esas bajas temperaturas son el resultado de la permanente presencia de témpanos en el canal Upsala (capítulo 9). Por su parte, el canal de los Témpanos y brazo Rico mostraron comportamientos disímiles a pesar de su proximidad. En particular, las diferencias se notaron en las mínimas TSL. En este sentido, fue frecuente que las TSL mínimas del canal de Los Témpanos alcancen $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que el brazo Rico únicamente se registró TSL $\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el invierno de 2015. Esto puede estar reflejando lo expresado por Minowa (2017), quien observó que el frente del glaciar P. Moreno terminado sobre el canal de Los Témpanos produce más témpanos que el brazo Rico. Ese excedente de hielo y posterior fusión podrían dar respuesta a esas recurrentes menores temperaturas.

Tabla 7.6. Coeficientes de correlación lineal entre las series temporales de anomalías de TSL medias mensuales.

| | Viedma | Upsala | C. Témp. | B. Rico |
|-----------------|---------------|---------------|-----------------|----------------|
| Viedma | 1 | 0,58 | 0,74 | 0,81 |
| Upsala | 0,58 | 1 | 0,55 | 0,57 |
| C. Témp. | 0,74 | 0,55 | 1 | 0,86 |
| B. Rico | 0,81 | 0,57 | 0,86 | 1 |

En términos de anomalías, no se observaron comportamientos comunes a lo largo del tiempo entre cada una de las zonas. Particularmente, se notó que lago Viedma, el canal de los Témpanos y el brazo Rico tendieron a mostrar una alternancia de anomalías positivas y negativas de baja magnitud. Contrariamente, el canal Upsala reportó un gran periodo de intensas anomalías negativas (2009-2012), seguido de otro periodo de fuertes anomalías positivas (2012-2016) (ver Figura 7.16). Sin embargo, dos fases de anomalías positivas ocurridas en los años 2003 y 2016 fueron temporalmente un factor común para las cuatro zonas testeadas (Figura 7.16 y Tabla 7.6). De lo expuesto anteriormente surgen los interrogantes acerca de la diversidad de factores actuantes capaces de definir un patrón de comportamiento común para periodos cortos (año 2003), al mismo tiempo que la existencia de tendencias temporales disímiles entre cada una de las zonas testeadas.

Finalmente, y en términos de tendencias temporales, los cuatro cuerpos analizados reportaron tendencias positivas estadísticamente significativas; en el

Upsala y el canal de los Témpanos se observaron los mayores valores (0,0054 °C/m y 0,0056 °C/m, respectivamente). Entonces surgen interrogantes, ¿Son estas tendencias positivas presagios de aceleración en la retracción en los glaciares?

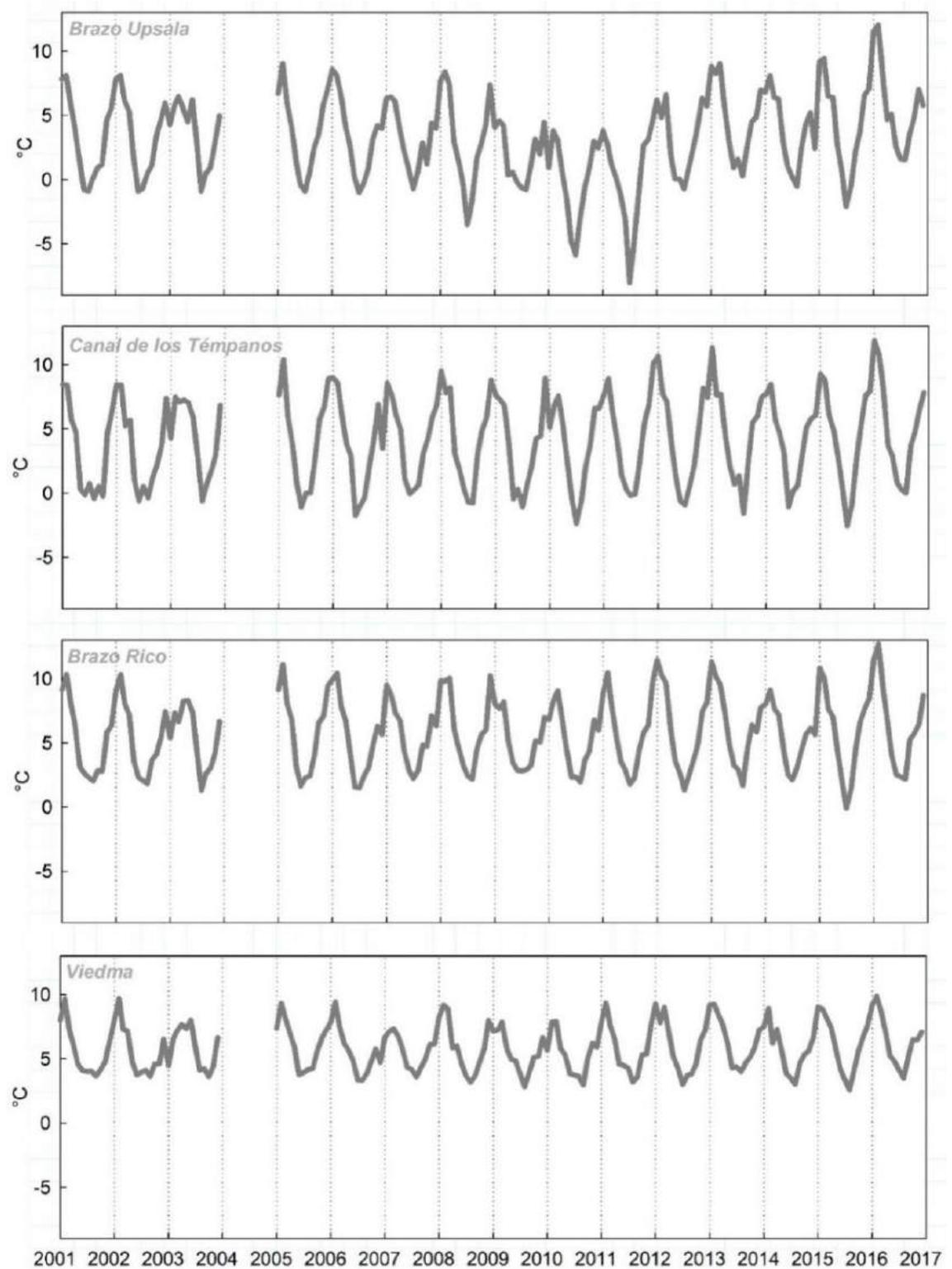


Figura 7.15. Series temporales de TSL medias mensuales de sectores aledaños a los frentes de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno (brazo Rico y canal de los Témpanos).

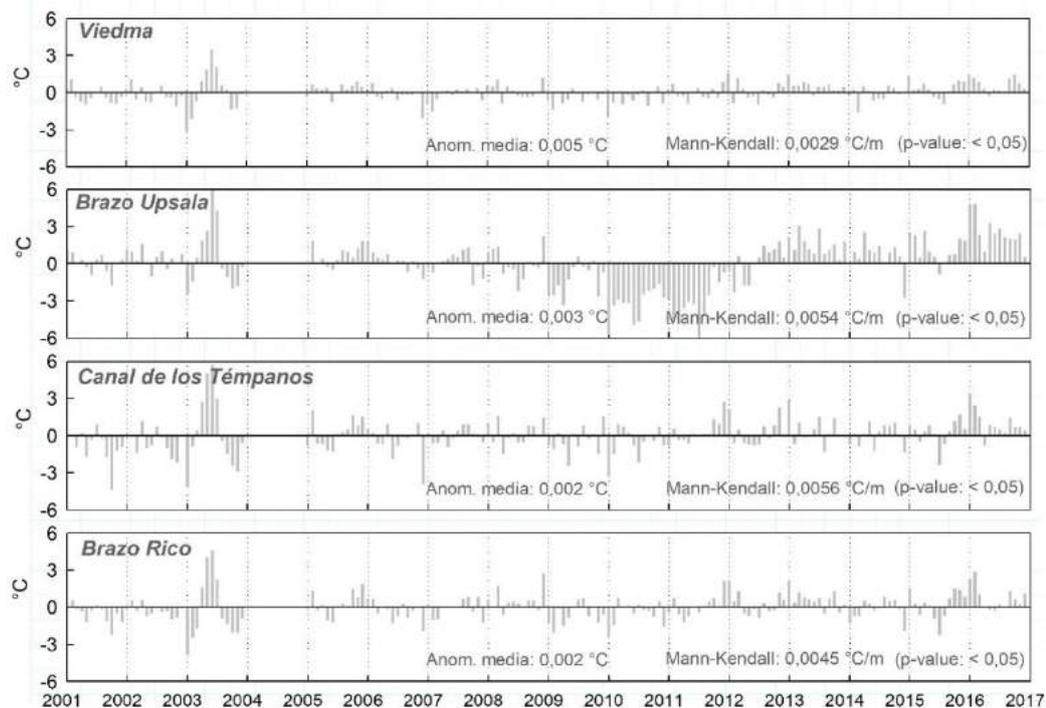


Figura 7.16. Anomalías medias mensuales del CHPS, CRS y de los glaciares Upsala, Tyndall, P. Moreno, J. Montt, Pio XI y O'Higgins.

Síntesis

- ❖ Las TSH poseen un ciclo estacional. El glaciar J. Montt es el único que mostró una estacionalidad con temperaturas superiores a las mostradas por el CHPS como conjunto. En contraposición, el glaciar Pio XI mostró las temperaturas superficiales del hielo más frías en comparación a todas las analizadas.
- ❖ Las anomalías térmicas a lo largo del periodo 2001-2016 mostraron la independencia de cada uno de los glaciares analizados. En ese contexto, el CHPS mostró una señal interpretada como el resultado de la integración de condiciones térmicas muy dispares propias de las múltiples subcuencas que lo componen.
- ❖ Las TSL del canal Upsala fueron las más frías de todos los sitios analizados (Viedma, brazo Rico y canal de Los Témpanos), situación estimulada por la continua producción de témpanos. Por el contrario, las TSL próximas al glaciar Viedma fueron las más altas. Además el ciclo anual de éstas fue el que menor amplitud térmica reportó.
- ❖ Las anomalías de TSL del brazo Rico mostraron una relación significativa con las del canal de Los Témpanos. Dicha relación puede explicarse debido a su cercanía y conexión. Sin embargo, los grados de asociación para el resto de los sitios

testeados fueron bajos, sugiriendo la independencia térmica entre los diversos sectores del sistema lacustre SLAV.

- ❖ El periodo 2003-2004, compuesto por anomalías negativas-positivas-negativas fue el único momento donde todos los sitios testados reportaron un comportamiento similar.



SECCIÓN III:
Dinámica



glacial

23 km

CAPÍTULO 8. Eventos de fusión supraglacial

Introducción

La fusión glacial ocurre cuando un cristal de hielo y/o nieve cambia su estado de agregación de sólido a líquido. En todos los casos, ese cambio de estado está impulsado por una adición de energía calórica capaz de superar el PFP (capítulo 7). La fusión puede ser supraglacial, englacial o subglacial. Sin embargo, la fusión supraglacial es la que más agua de fusión aporta (Bennet y Glasser, 2009).

En el CHPS, los eventos de fusión a lo largo de un ciclo hidrológico es una consecuencia de múltiples factores presentados en la Sección II. De manera intuitiva, la TSH pareciera ser la causa directamente asociada (Capítulo 7), lo cual es cierto; sin embargo, no debe despreciarse el efecto de las otras causas previamente desarrolladas, sobre todo porque aún existe un vacío en el conocimiento acerca de todos los factores que influyen en la fusión glacial del CHPS. Así, por ejemplo, resulta evidente que la ocurrencia de un evento eruptivo de características explosivas puede modificar instantáneamente los patrones de fusión modulados por la TSH.

Existe un fuerte consenso en que la fusión y su patrón espacio-temporal tienen un fuerte impacto en diversos aspectos de la evolución de un cuerpo glacial (Chylek, McCabe, Dubey, y Dozier, 2007; Liu, Wang, y Jezek, 2005; McCabe, Chylek, Dubey, y McCabe, 2011). El agua ingresa al sistema de drenaje glacial mediante la fusión de nieve y/o hielo en la superficie, en la base o en el interior del mismo. Adicionalmente, otras fuentes de agua como la lluvia o agua subterránea pueden ser estímulos importantes. En efecto, los patrones espacio-temporales de fusión pueden variar significativamente (Benn y Evans, 2010).

El entendimiento de la hidrología glacial es importante por diversas razones (Bennett y Glasser, 2009): **1)** en muchos glaciares el agua de fusión es el principal producto de la ablación, representando un importante recurso económico en diversas partes del mundo (agua para consumo humano y salud, irrigación de cultivos y generación de energía hidroeléctrica); **2)** la hidrología glacial ejerce un importante control en la dinámica glacial. La escorrentía a través de los glaciares está íntimamente relacionada a procesos tales como desplazamiento basal, ablación, transferencia de calor, *calving* y flotación de zonas terminales; **3)** el repentino drenaje de los reservorios de agua de fusión sobre el glaciar, o en sus márgenes, puede

significar una amenaza para poblados aguas abajo (capítulo 1); **4**) el agua de fusión remueve detritos localizados sobre el glaciar, en su interior o en la base de éste, transportándolos más allá de sus límites y, posteriormente, depositándolos. En muchas partes del mundo (norte y centro de Europa, Canadá y norte de Estados Unidos) el relieve formado por estos depósitos ha dado lugar a extensas zonas fértiles para el desarrollo de bosques, formación de acuíferos y uso agrícola (capítulo 1 y 11).

La forma en que el agua de fusión interactúa con los procesos dinámicos mencionados es a través de la hidrología glacial, la cual puede diferenciarse en supraglacial, englacial y subglacial (Figura 8.1). La contrastante permeabilidad de la nieve y el hielo supone que el drenaje supraglacial será diferente. Cuando la fusión comienza en una cubierta de nieve, el agua rápidamente percola debido a la porosidad de la nieve. Si la base del paquete de nieve se encuentra por debajo del punto de fusión a presión, el agua de fusión puede recongelarse dando lugar a la formación de hielo sobreimpuesto. Eventualmente, esta capa de hielo funciona como barrera, formando pequeños acuíferos subsuperficiales (Benn y Evans, 2010). Por otro lado, cuando la fusión comienza sobre hielo descubierto la percolación es casi nula, fundamentalmente por la impermeabilidad natural del hielo glacial. En efecto, la escorrentía producida tiene lugar en superficie y, eventualmente, ingresa al sistema englacial y subglacial a través del sistema de drenaje interconectado (Figura 8.2, 8.3, 8.4 y 8.5).

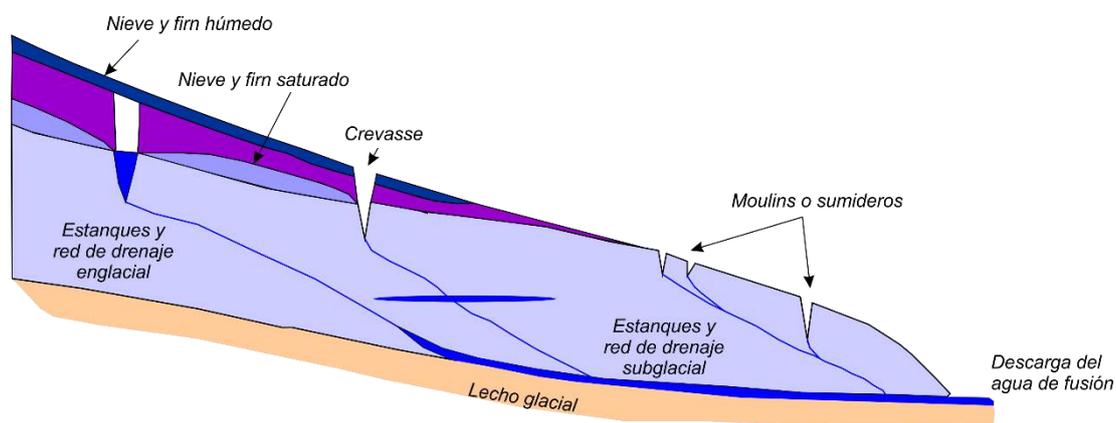


Figura 8.1. Esquema de la hidrología glacial de glaciares templados y politermales. Adaptado de Bennett y Glasser, 2011.



Figura 8.2. Crevasses en la superficie del glaciar Viedma, quienes actúan como sumideros o Moulins que captan la escorrentía supraglacial y la ingresan al sistema englacial y subglacial. Los andinistas que transitan el glaciar sirven de escala para dimensionar los rasgos en superficie de la topografía supraglacial. Fotografía: Silvana Moragues.



Figura 8.3. Grieta (crevasse) de más de 50 m de profundidad y 0,5 m de ancho. Fotografía tomada desde la margen sur del glaciar Viedma en octubre de 2014.



Figura 8.4. Sumidero o Moulin, que captura la escorrentía superficial y la dirige hacia el sistema englacial y subglacial. Fotopografía correspondiente al glaciar Viedma.



Figura 8.5. Estanque supraglacial marginal en el glaciar Viedma. Fotografía capturada en abril de 2016.

En glaciares temperados y politermales de estilo cálido, el sistema de drenaje englacial puede transmitir el agua de fusión supraglacial hacia el sistema subglacial. Aquí, la acumulación de agua de fusión en lagunas o depresiones subglaciales pueden disparar repentinos desplazamientos de hielo por mecanismos basales. El sistema de drenaje englacial consiste en una red interconectada de fracturas y tuberías de diverso origen, frecuentemente asociadas a *crevasses* a partir de los cuales el agua de fusión incide, erosiona, profundiza y desarrolla el sistema de drenaje englacial (Figura 8.6, 8.7 y 8.8). Otro plano por el cual el agua de fusión estructura la red de drenaje englacial es a partir secciones de hielo glacial saturadas en detritos, los cuales son lentamente removidos por el agua de fusión (Benn y Evans, 2010). Es importante notar que el agua de fusión no solo fluye a través del glaciar, sino que también se almacena en cavidades englaciales. Esos estanques internos están asociados a antiguas secciones de la red englacial que han sido estranguladas por la presencia de *crevasses* o por la deformación del hielo producto de su movimiento (Bennett y Glasser, 2009).



Figura 8.6. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en témpano del glaciar P. Moreno observado sobre el canal de los Témpanos.



Figura 8.7. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en témpano del glaciar Viedma observado en las adyacencias de su frente en un mega evento de calving.



Figura 8.8. Evidencia de la densa y compleja red de drenaje englacial en el margen del glaciar Upsala en la denominada “bajada al hielo”, laguna Azul. Fotografía: Esteban Lannutti.

La hidrología subglacial es una de las ramas más importantes de la glaciología debido a la profunda influencia en la dinámica glacial. En ese sentido, la Presión de Agua Subglacial (PAS) ejerce control directo sobre la Presión Normal Efectiva (PNE) (Bennett y Glasser, 2009). La PNE es la fuerza por unidad de área impuesta verticalmente por el glaciar sobre su base, en efecto, columnas de hielo de elevado espesor ejercen mayor presión que aquellas más delgadas (Ecuación 8.1).

$$PNE = pgh \text{ (Ec. 8.1)}$$

Donde ρ es la densidad del hielo, g la aceleración debido a la gravedad y h el espesor del hielo.

Sin embargo, si el lecho glacial presenta agua, la PNE es reducida por una cantidad igual a la PAS. Dicho de otro modo, cuanto mayor es la PAS, mayor es la capacidad de soportar el peso del glaciar y reducir así la PNE que actúa sobre el lecho (Bennett y Glasser, 2009). En efecto (ecuación 8.2):

$$PNE = pgh - PAS \text{ (Ec. 8.2)}$$

En términos generales, la PAS es controlada por cuatro variables (Bennett y Glasser, 2009): 1) Espesor del hielo; 2) El caudal de entrada al sistema subglacial; 3) El caudal de salida del sistema subglacial; 4) La naturaleza de la geología subyacente, lechos rocosos permeables o impermeables (Figura 8.9 y 8.10).

Un estudio reciente en el glaciar P. Moreno (CRS) arrojó que cerca del 95% de la PNE impuesta por el glaciar fue soportada por la PAS, estimulando los desplazamientos basales (Sugiyama et al., 2016). Esos resultados se mostraron en sintonía con lo observado previamente por Stuefer (1999), quien estimó que el 90% de los desplazamientos totales o superficiales se correspondieron a movimientos basales. Esa misma influencia de la PAS sobre la dinámica glacial también ha sido observada para el resto del CHPS por Mouginit y Rignot (2015). Mediante la ley de flujo de Glen (Cuffey y Paterson, 2010), ellos estimaron que, considerando un espesor medio de hielo de ~700 m en la cuenca alta y reducidas pendientes topográficas, las velocidades superficiales no deberían ser superiores a 50 ma^{-1} . Sin embargo, registraron velocidades de $\sim 500 \text{ ma}^{-1}$, imposibles de ocurrir bajo esas condiciones al menos que desplazamientos basales estuviesen presentes.

A pesar de la innegable importancia de los eventos de fusión sobre el CHPS y su impacto en la dinámica glacial, hay una ausencia de trabajos que aborden este tópico de forma íntegra, tanto en términos espaciales como temporales. Posibles respuestas a este vacío pueden deberse a la dificultad de obtener información al respecto. La revisión bibliográfica arrojó que únicamente tres trabajos han abordado en mayor o menor medida este tópico, aunque en todos los casos de forma parcial (Forster et al., 1996; Bravo et al., 2019; Lo Vecchio et al., 2019).



Figura 8.9. Cavity subglacial en el glaciar Viedma y evidencia de estanque subglacial. Fotografía: Silvana Moragues.

En orden cronológico, fue el trabajo de Forster et al., (1996) quien mostró por primera vez en los glaciares Pio XI y Viedma la presencia de nieve húmeda e indicios de fusión mediante imágenes Radar (SIR-C/X-SAR). Por su parte, Bravo et al., (2019) infirieron tasas de fusión en sitios específicos del CHPS a partir de una red de estaciones meteorológicas transversal al CHPS (desde el glaciar Occidental hasta el glaciar O'Higgins). El último y más reciente trabajo que abordó parcialmente la fusión supraglacial fue el de Lo Vecchio et al., (2019,) que, a partir de imágenes térmicas MOD11A1 en conjunto con imágenes ópticas de alta resolución, logró detectar estanques supraglaciales en los glaciares Tyndall, Upsala, Pío XI y P. Moreno.

Aunque los esfuerzos comentados han mostrado inicialmente aspectos de la fusión, la reducida superficie abarcada como así también el acotado rango temporal estudiado hacen necesario un trabajo que aborde integralmente la fusión bajo un

concepto multiescalar, tanto espacial como temporal. En ese sentido, en este capítulo se propone estudiar y caracterizar los eventos de fusión sobre el CHPS durante el periodo 2001-2016 mediante el uso del producto térmico satelital MOD11A1 (capítulo 7). Considerando que el CHPS tiene un área $\sim 13000 \text{ km}^2$ y la resolución espacial del producto es de 1 km^2 , es factible detectar cambios térmicos con el suficiente detalle para encontrar zonas propensas a la fusión supraglacial (1 pixel representa 0,0076% del área total del CHPS).

Finalmente, como corolario del capítulo, se propone el apartado “Correlación y Discusión”, en donde se retoman las variables analizadas en la Sección II y se las contrastan, en este caso, con los ciclos de fusión reportados en este capítulo y la bibliografía temática preexistente.



Figura 8.10. Cavity subglacial y evidencia de escorrentía englacial aportando su flujo a la escorrentía subglacial. Glaciar Viedma.

Materiales y métodos

Datos

Para la detección y caracterización de los ciclos de fusión se usó el producto diario de MODIS TERRA denominado MOD11A1. Un detalle del producto puede

encontrarse en el Capítulo 7 y en la publicación de Lo Vecchio et al., (2019), la cual forma parte del proceso de investigación de esta tesis doctoral (Anexo 2).

Metodología

La reconstrucción de la superficie en fusión se realizó a partir de la metodología propuesta por Hall et al. (2013; 2018), donde todo pixel con una temperatura (TSH) $\geq -1^{\circ}\text{C}$ es considerado en fusión. Varios estudios han demostrado que puede haber un sesgo frío en el derivado de MODIS temperatura de la superficie, por lo que ese umbral tiene el fin de compensar ese desvío (capítulo 7) (Wan et al., 2002; Hall et al., 2008; Koenig y Hall, 2010; Østby et al., 2014).

En términos de procesamiento, cada imagen MOD11A1 fue sometida al umbral antes mencionado, dando por resultado una imagen binarizada (0 y 1), donde aquellos pixels que pasaron la condición (tener una temperatura $\geq -1^{\circ}\text{C}$) fueron reclasificados con el valor 1, mientras que aquellos que no cumplieron con esta premisa se reclasificaron con 0. En efecto, cada imagen binarizada mostró los pixels en fusión para ese día, pudiéndose estimar el área en fusión y los sectores donde ocurrió. Debido a la alta tasa de nubosidad que caracteriza al CHPS (capítulo 4), fundamentalmente en los meses estivales, algunas consideraciones debieron ser tenidas en cuenta al momento de analizar los resultados. Un detalle de los aspectos considerados y las estrategias de análisis es dado a continuación.

La frecuente presencia de nubes sobre el CHPS supuso que en numerosas imágenes MOD11A1 éste se mostrara parcialmente cubierto. Por lo tanto, momentos donde extensas superficies del CHPS fueron afectadas por fusión pueden haber sido omitidas debido a la presencia de la cubierta nubosa, cuantificándose únicamente aquellas áreas sin nubes (subestimación de pixels en fusión). De hecho, una imagen invernal desprovista de nubes podría reportar la misma cantidad de pixels en fusión “detectados”, o incluso mayor, que aquella de verano.

Para minimizar este sesgo se propuso la estandarización de las superficies en fusión. El resultado fue una probabilidad de ocurrencia de los primeros respecto de los segundos (de ahora en adelante **Pm**). Para arribar a Pm:

1) se construyeron imágenes mensuales sumando las imágenes diarias binarizadas por el umbral de $\geq -1^{\circ}\text{C}$. Éstas reflejaron la cantidad de días en fusión pixel a pixel a lo largo de cada mes (Figura 8.11). 2) Las imágenes MOD11A1 fueron binarizadas considerando presencia o ausencia de datos pixel a pixel (sin discriminar su estado: fusión o no). Luego, se construyeron imágenes mensuales sumando las imágenes diarias binarizadas. Las mismas reflejaron la cantidad de días a lo largo de

cada mes en la que cada pixel registró un dato (Figura 8.11). Finalmente, se hizo el cociente, pixel a pixel, entre la cantidad de días en fusión y la cantidad de días con datos (Figura 8.11).

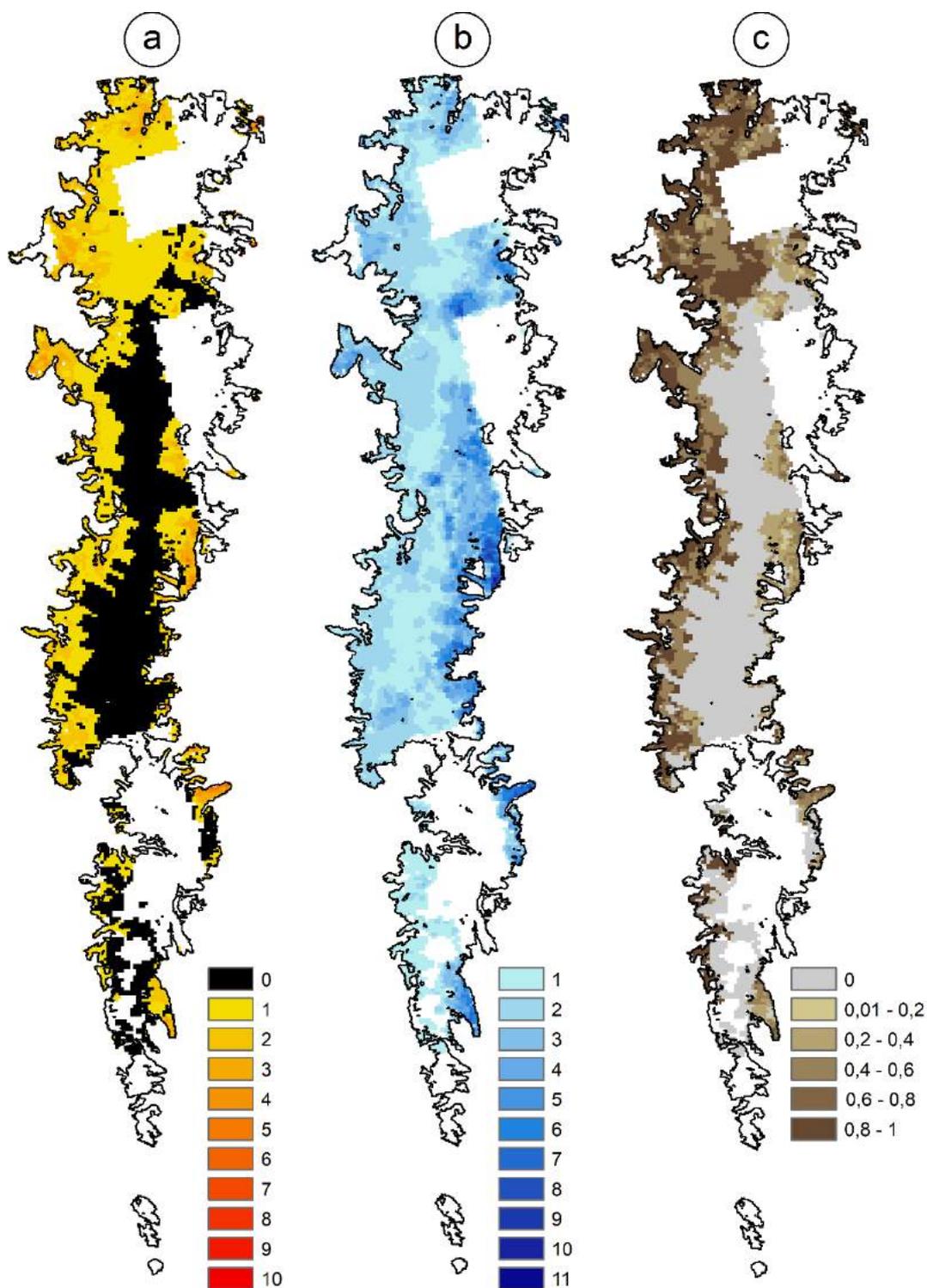


Figura 8.11. Ejemplo realizado para el mes de noviembre de 2009. a) cantidad de días en fusión por pixel ($TSH > -1$ °C). b) cantidad de días con datos por pixel (en fusión o congelado). c) probabilidad de ocurrencia de un pixel en fusión (P_m) (cociente entre a y b). Datos derivados de la serie temporal de imágenes MOD11A1.

Análisis de los datos

Con el fin de observar comportamientos espacio-temporales de Pm se plantearon diversas estrategias analíticas. En particular este estudio se focalizó en la detección de conductas estacionales y de tendencias temporales. En efecto, se estimó y analizó **a)** el promedio histórico de días en fusión para cada mes, pixel a pixel y **b)** la probabilidad de ocurrencia de fusión (Pm), mes a mes, a lo largo de toda la serie (2001-2016) a escala CHPS y CRS. A partir del punto **b)** se estimaron anomalías y tendencias temporales mediante el test de Mann-Kendall: un detalle conceptual y bibliografía de referencia de ambas estrategias puede verse en el capítulo 4 y 5, respectivamente.

Resultados

Estacionalidad

El promedio histórico de días en fusión indicó una marcada estacionalidad de estos eventos. Debido a que éstos están intrínsecamente vinculados a las TSH, la mayor cantidad de días en fusión ocurrieron durante el periodo estival. En ese sentido, las principales diferencias entre la fase invernal y estival se observaron en las cuencas bajas de los glaciares de descarga y en las altas cumbres. Por el contrario, las zonas intermedias parecen amortiguar ambos extremos, manteniendo una cierta estabilidad a lo largo del año (Figura 8.12).

Respecto de lo anterior, las cuencas bajas de los glaciares Pío XI, Upsala, P. Moreno, Tyndall, O'Higgins y J. Montt fueron las que mostraron mayores cambios entre la fase estival e invernal. Durante la fase estival, estos glaciares mostraron sitios con ocho días, o más, en fusión en un mismo mes. El máximo histórico alcanzó un promedio de catorce días en el frente del P. Moreno durante el mes de marzo. El progresivo avance hacia la fase invernal se vio caracterizada por la disminución de los días en fusión sobre tales sectores, incluso alcanzando la nulidad de eventos de fusión durante los meses de junio y julio.

Por su parte, las altas cumbres mostraron similar comportamiento que las zonas bajas, pero con magnitudes menores: durante la fase estival se observó un predominio entre uno y dos días en fusión, con máximos de cuatro días en la cuenca alta del glaciar Pío XI. En cambio, durante el periodo invernal una generalizada expansión de sectores sin días en fusión fue el rasgo más distintivo (Figura 8.13).

Evolución temporal

Del análisis comparativo de Pm entre CRS y CHPS se observó un desfase de dos meses entre el pico máximo de fusión de la CRS y el del CHPS (Figura 8.14). Esto refleja patrones de fusión disímiles al interior del CHPS, sustentado en el hecho que las diversas vertientes (Pacífica y Atlántica), las orientaciones y el factor topográfico configuran ambientes locales únicos. A lo largo de toda la serie se notó que durante el periodo estival el 50%, o más, de los pixels de la CRS estuvieron en fusión (con máximos del 75% en el verano del 2013). En el caso del CHPS ese umbral fue de 72%, denotando una mayor propagación de los eventos de fusión. Durante la fase invernal en la CRS se ausentaron los eventos de fusión; eventos que si ocurrieron en el CHPS. De hecho, en promedio, el 26% de esa superficie se mantuvo con eventos de fusión año tras año. Sin excepción, ese remanente de días en fusión se localizó en las zonas terminales de los grandes glaciares de descarga, fundamentalmente en aquellos orientados al norte como el J. Montt.

Por otro lado, el análisis comparativo de las anomalías de Pm de la CRS y del CHPS arrojó un bajo grado de correlación entre ambas ($R= 0,11$). Esto refuerza la idea que la CRS tiene singularidades respecto del CHPS como unidad. Otro aspecto que diferenció a ambas unidades espaciales fue la intensidad de las anomalías, siendo siempre más intensas en el CHPS (tanto positivas como negativas). En el CHPS y la CRS, frecuentemente las anomalías de un mismo signo se mantuvieron en el tiempo por periodos menores a seis meses. Sin embargo, una fase de anomalías positivas de trece meses de duración fue registrada entre julio de 2012 y julio de 2013 en la CRS, y de doce meses (entre junio de 2013 y mayo de 2014) en el CHPS. A excepción de los casos mencionados, en ningún otro momento se volvieron a observar largos periodos de anomalías de un mismo signo (Figura 8.15). Lo anteriormente expresado se vio reflejado en las tendencias temporales reportadas por el test de Mann-Kendall, donde el CHPS no mostró una tendencia estadísticamente significativa. Aunque la CRS si mostró una tendencia estadísticamente significativa, el incremento de Pm fue de 0,00018 por mes. Esto supone que de mantenerse esa tasa incremental durante los próximos 50 años, se produciría una suba de un décimo de punto de Pm, por ejemplo, de 0,2 a 0,3.

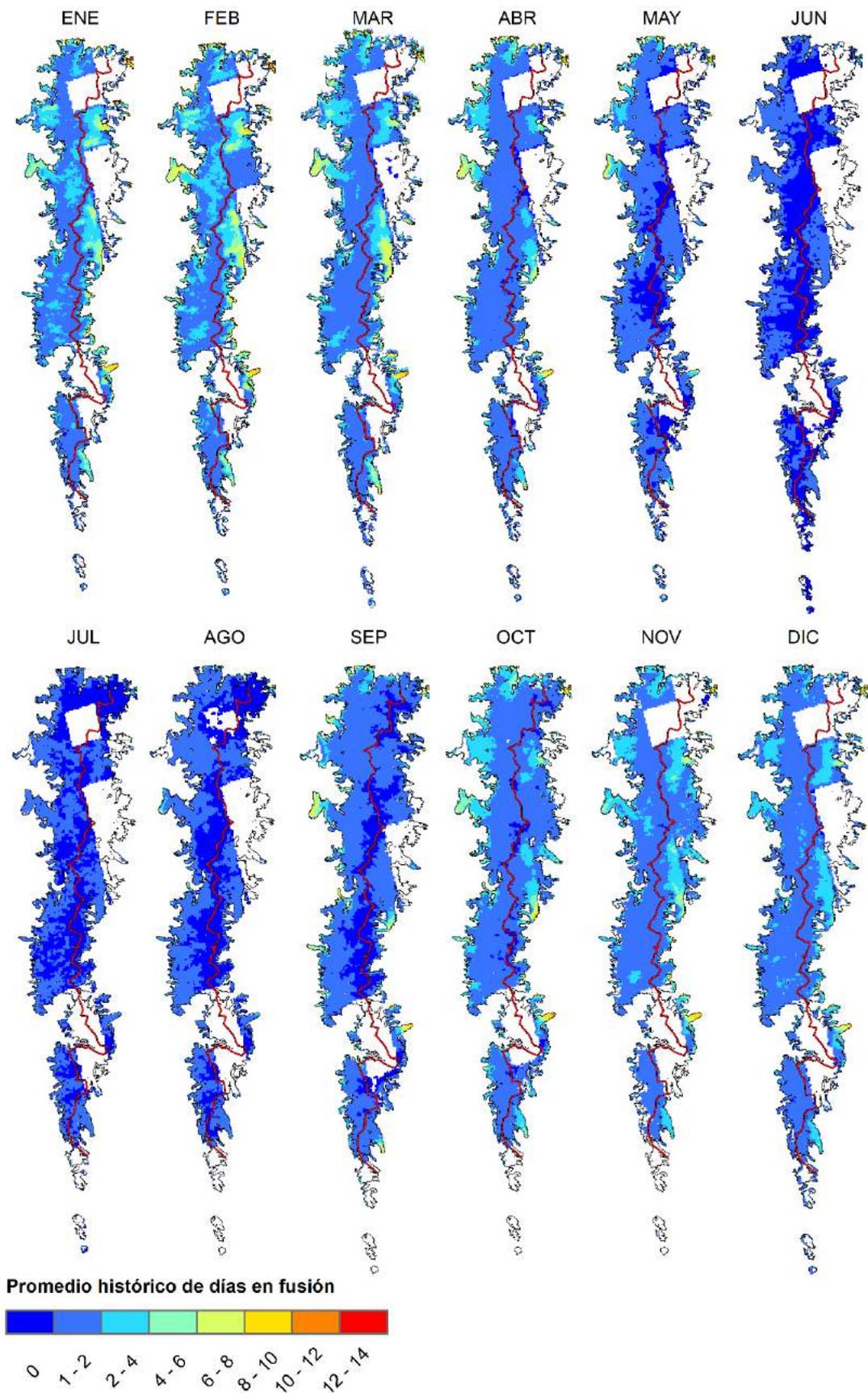


Figura 8.12. Distribución espacial del promedio histórico de días en fusión para cada uno de los meses del año sobre el CHPS. En línea roja se indica la divisoria de aguas.

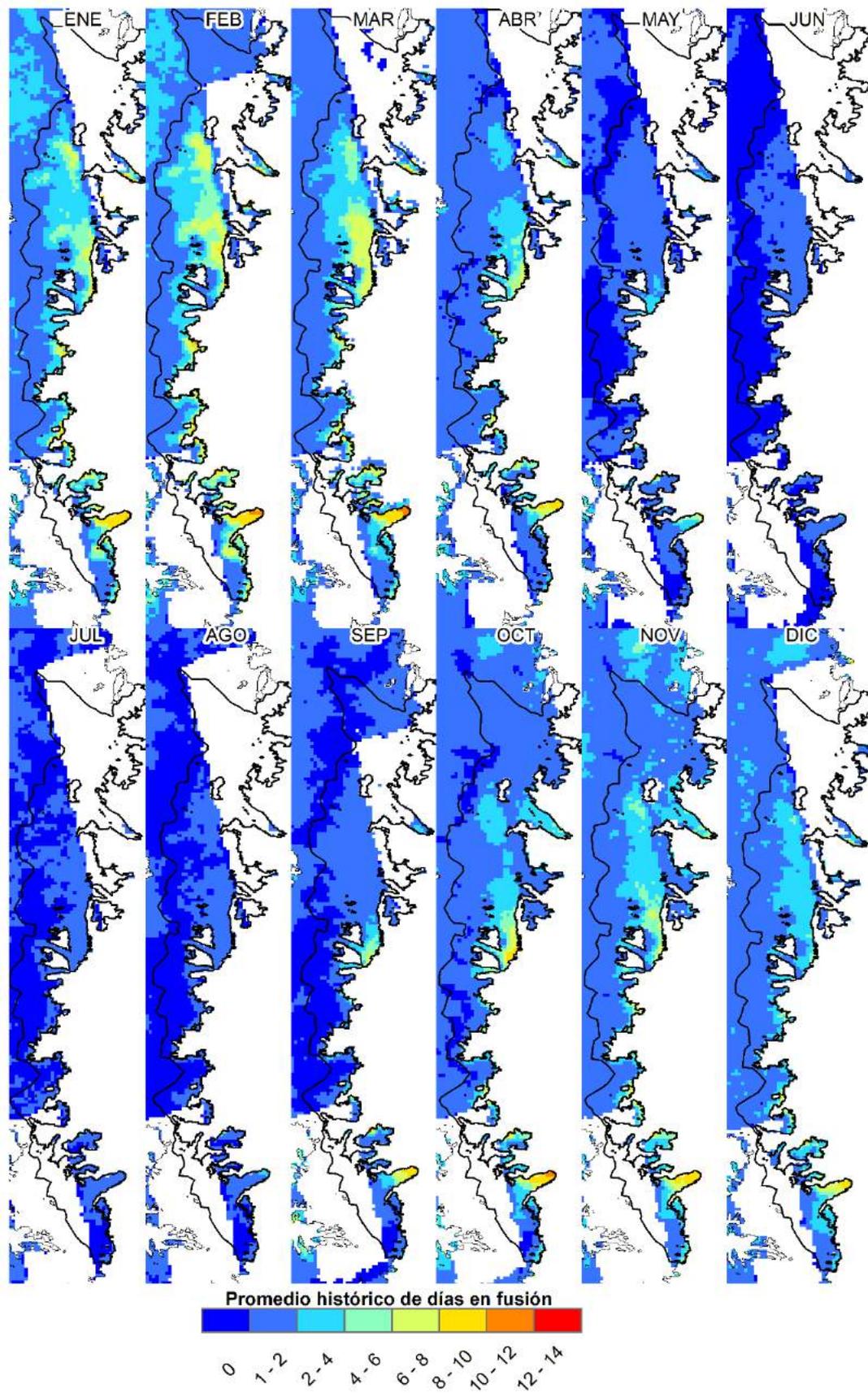


Figura 8.13. Distribución espacial del promedio histórico de días en fusión para cada uno de los meses del año sobre la CRS. En línea negra se indica los límites de la CRS.

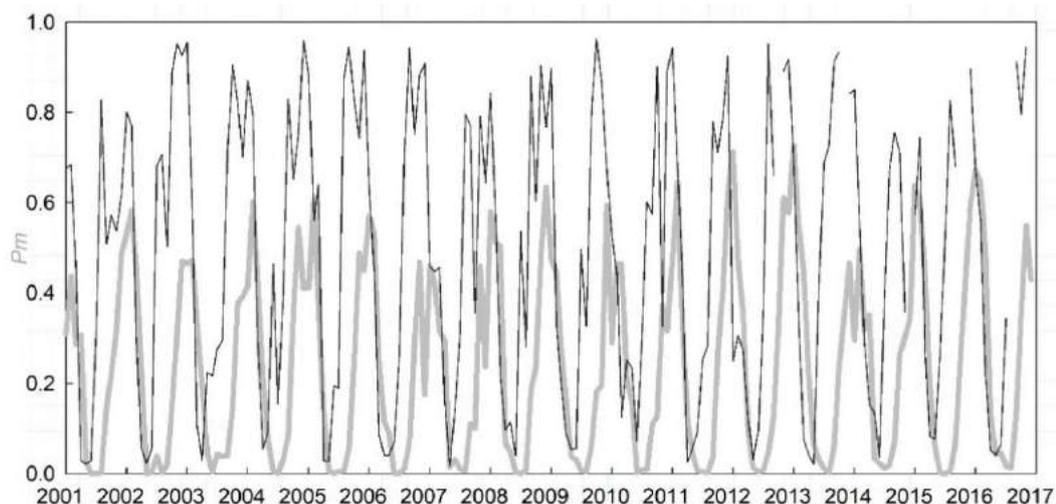


Figura 8.14. Serie temporal de Pm para el CHPS (línea negra) y la CRS (línea gris).

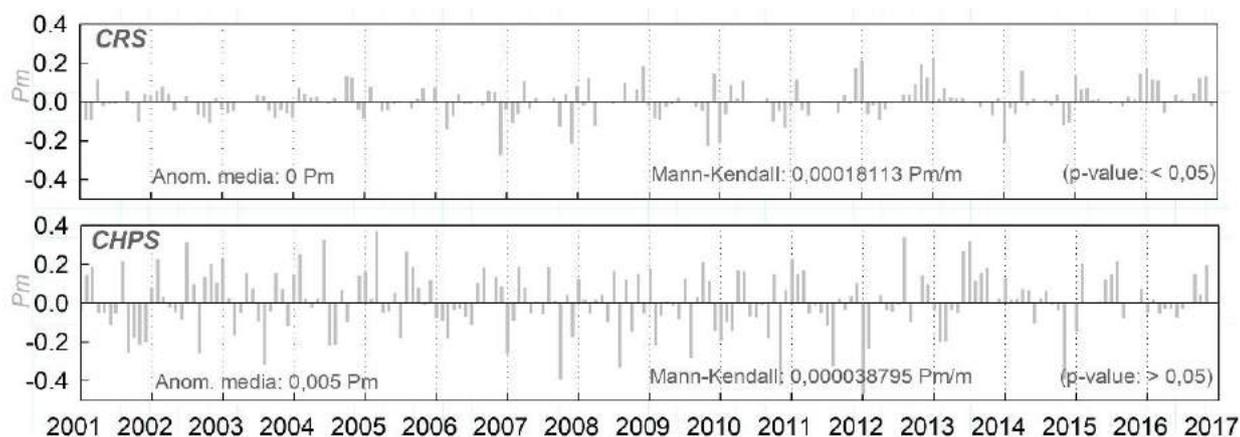


Figura 8.15. Distribución de anomalías de Pm para la CRS y CHPS.

Correlación y Discusión

Pm vs. TSH

En primer lugar, la correlación entre las TSH y Pm CHPS/CRS mostró un fuerte vínculo. En la CRS la correlación fue más intensa, alcanzado un $R= 0,92$, mientras que para el CHPS de $0,85$. Sin embargo, en la CRS el vínculo entre ambas variables es considerablemente menos disperso y más significativo que en el CHPS (Figura 8.16a). En ambos casos, la mejor correlación y ajuste de los pares de datos correspondió a una función determinada por un polinomio de segundo grado. De ello se desprende que por cada $^{\circ}\text{C}$ que se aumenta, la superficie en fusión se duplicará. En efecto, es posible crear hipótesis acerca de umbrales de TSH que disparen eventos masivos de fusión. De hecho, en la CRS solo se reportaron eventos generalizados de fusión ($Pm > 0,6$) solo cuando la TSH fue superior a -4°C (Figura 8.16a).

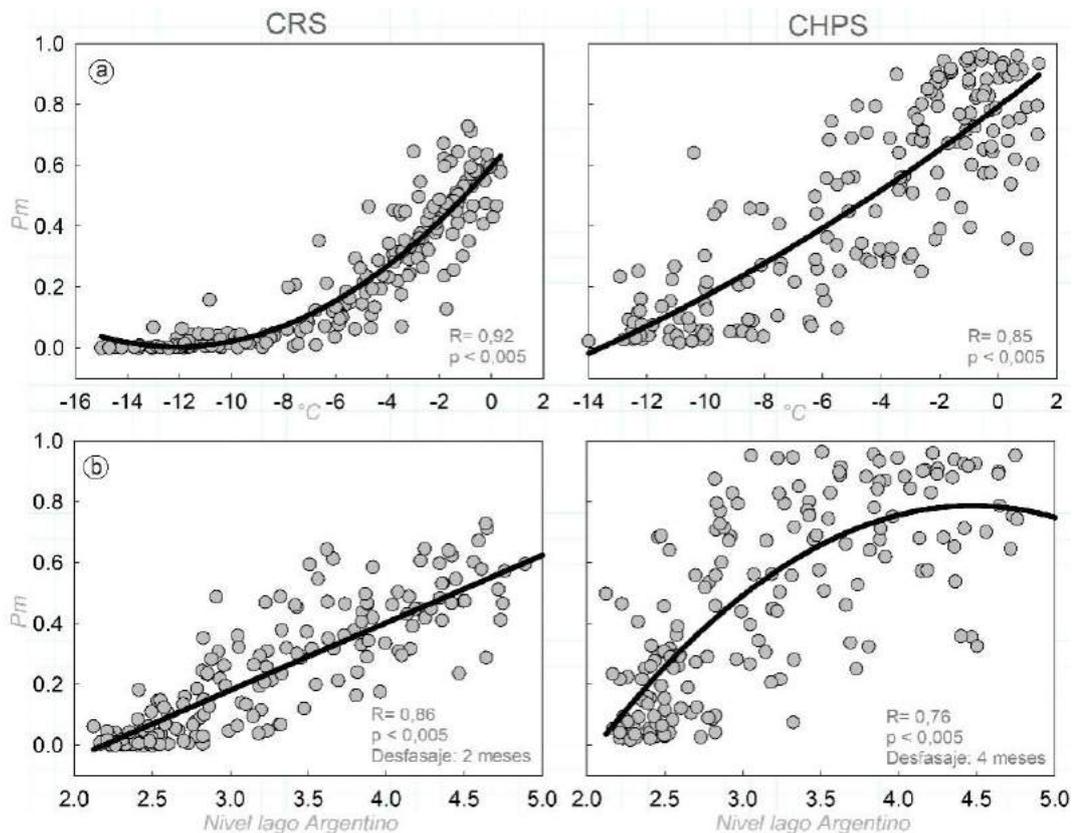


Figura 8.16. a) Correlación entre Pm y TSH ($^{\circ}\text{C}$) tanto para la CRS como para el CHPS. b) Correlación entre Pm y Niveles del lago Argentino (m) tanto para la CRS como para el CHPS.

Pm vs. Niveles lacustres

Una consecuencia natural de los eventos de fusión son los caudales y los cambios en los niveles lacustres. Este es un ejemplo donde un factor considerado como dinámico actúa como factor causante. Esa relación teórica fusión-caudales-niveles lacustres se vio reflejada estadísticamente en los datos aquí analizados. Entre Pm CRS y los niveles del lago Argentino se observó un $R = 0,86$, descrito por una relación lineal, mientras que entre Pm CHPS y los niveles del lago Argentino $R = 0,76$, descrito por un polinomio de segundo grado (Figura 8.16b). El menor grado de correlación del CHPS en comparación con CRS puede explicarse debido a que este primero incluye la señal de la CRS y, también, del resto de las cuencas que lo componen.

Otro aspecto importante para destacar fue el desfasaje/retardo temporal de los niveles lacustres respecto de Pm. En el caso de CRS fue de dos meses, mientras que para el CHPS de cuatro meses. Esto supone que hay un retardo entre el evento de fusión y su impacto en los niveles del lago. De acuerdo con Richter et al., (2016) este desfasaje podría deberse a un sistemático y paulatino corrimiento de ~ 1 mes de las fases de acumulación/ablación desde hace al menos 18 años. Sin embargo, en

esta tesis y bajo fundamentos glaciológicos propios de los glaciares temperados y politermales (Benn y Evans, 2010), el desfase observado es interpretado como el resultado del efecto ejercido por la red de drenaje englacial y subglacial. Entonces, ese desfase puede entenderse debido a que la mayor eficiencia de los sistemas de drenajes es alcanzada con posterioridad del máximo de fusión (Bennet y Glasser, 2009). Esto implica que durante los meses de máxima fusión el agua es almacenada en el interior y base glacial, y progresivamente, hacia el final de la época estival, el sistema de drenaje alcanza su máximo desarrollo y capacidad de drenado, traduciéndose en una suba del nivel de lacustre y de los caudales.

Pm vs. Índices climáticos (SAM y MEI)

A pesar de los reportes hechos por Garreaud, (2009); Garreaud et al., (2013) y Weidemann et al., (2018) acerca de la influencia de SAM y ENSO en la variabilidad interanual de precipitaciones y temperaturas; en esta tesis no se observaron correlaciones significativas entre éstos y Pm ($R < 0,2$). De lo anterior, surge la idea que estos índices tengan preponderancia en la configuración de las precipitaciones y no en los ciclos de fusión. De hecho, el efecto primario del SAM es el desplazamiento norte-sur del cinturón de los vientos del oeste, cuya fluctuación influye en la fuerza y posición de los frentes fríos y los sistemas de tormentas de latitud media (Gong y Wang, 1999).

Estudio de caso: represamientos del P. Moreno

Finalmente, y a modo de ejemplo de estudio a escala local, se evaluó la vinculación entre los represamientos del glaciar P. Moreno, las anomalías de Pm en la CRS y las anomalías de TSL en el canal de Los Témpanos y brazo Rico (capítulo 7). Para ello, las fechas de represamiento y ruptura de dicho glaciar publicadas en Lenzano et al., (2018), fueron cotejadas con el signo de las anomalías observadas para esas mismas fechas.

De su análisis se observó que, con excepción del represamiento ocurrido entre octubre de 2003 y marzo de 2004, el resto de los eventos ocurrieron cuando las anomalías de las TSL fueron positivas por más de dos meses consecutivos y sobre umbrales superiores a los 1,5 °C (Figura 8.17). De esta condición necesaria surgió el interrogante de porqué entre los meses de febrero y julio de 2003 no hubo un represamiento, siendo que se registraron las mayores anomalías de toda la serie. De cualquier manera, el represamiento se produjo, aunque con un desplazamiento de dos meses respecto de la fase de anomalías positivas.

En cuanto al rol de las anomalías de Pm CRS, se notó que, durante todos los procesos de represamiento y ruptura, excepto el mencionado anteriormente, hubo anomalías positivas. Sin embargo, éstas ocurrieron independientemente de los eventos de represamiento. En efecto, los resultados aquí expuestos se alinean con los reportados por Minowa et al., (2017) donde las TSL y sus variaciones son responsables y dinamizadoras del glaciar P. Moreno.

En términos glaciológicos las anomalías positivas de TSL son consideradas como desencadenantes de eventos desplazamiento basal y *calving*. Mayores temperaturas del agua en contacto con el hielo glacial incrementará la fusión y ese excedente de escorrentía reducirá la PNE. Además, la reducción del espesor de hielo por fusión puede reducir la PNE. En ambos casos, tanto un stress longitudinal producto de campos de velocidades diferenciales como también la inestabilidad del frente a causa del adelgazamiento de éste, son aspectos subyacentes a la idea aquí planteada. De hecho, Minowa et al., (2017) reportaron una correlación $R= 0,95$ entre la temperatura del agua y la tasa de ablación frontal en el reciente estudio realizado en el glaciar P. Moreno.

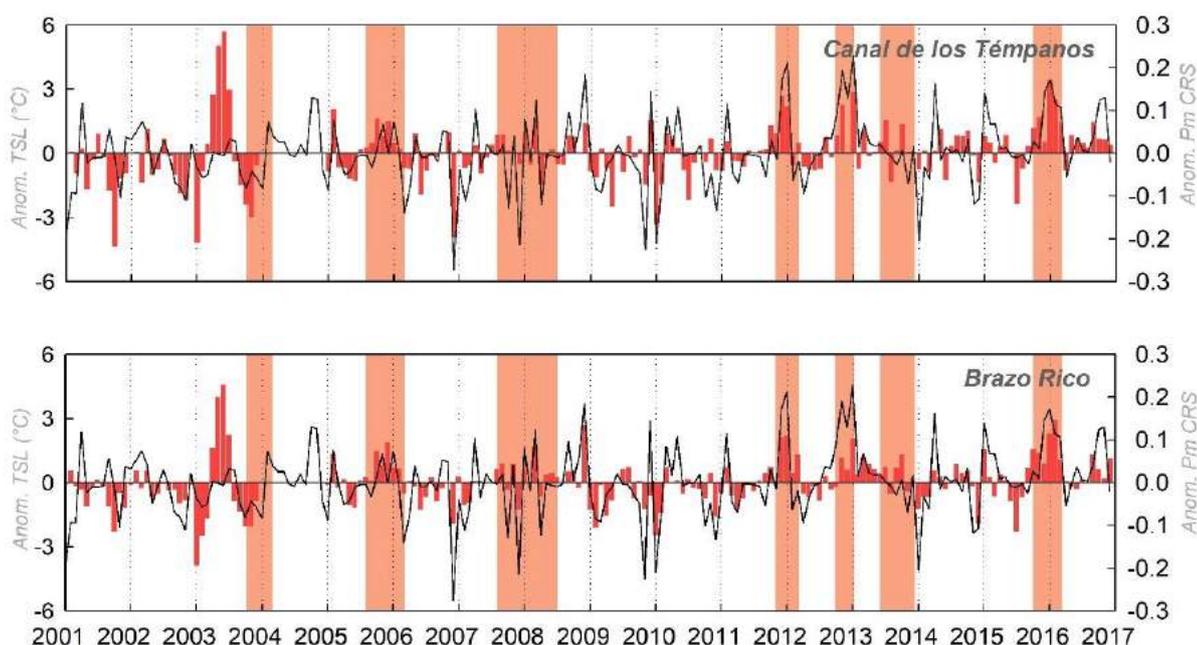


Figura 8.17. Anomalías mensuales de Pm CRS (línea negra) y anomalías mensuales de TSL (barras rojas) en el Canal de los Témpanos y brazo Rico. Las fajas verticales naranjas indican el periodo de duración de los represamientos generados por el glaciar P. Moreno durante el S XXI.

Síntesis

- ❖ Los eventos de fusión tienen un ciclo estacional marcado, los cuales dependen de la temperatura superficial del hielo. Esta última está estrechamente asociada a las elevaciones, en efecto, observándose un gradiente altitudinal de los eventos de fusión.
- ❖ La zona terminal del glaciar P. Moreno ha sido quien mayor número de días en fusión ha registrado a lo largo de un mismo año.
- ❖ Las anomalías de los eventos de fusión del CHPS y la CRS han reportado una leve tendencia al incremento de las superficies en fusión a lo largo del tiempo.
- ❖ Las anomalías positivas de los eventos de fusión mostraron una débil relación con los represamientos del brazo Rico por parte del glaciar P. Moreno.
- ❖ Existe una fuerte relación ($R=0,86$) entre los eventos de fusión y los niveles del lago Argentino; un desfase de dos meses es registrado entre el máximo de fusión y el máximo nivel lacustre.

CAPÍTULO 9. Fluctuación frontal de largo plazo

Introducción

Los glaciares terminados en cuerpos de agua y en tierra responden de diversas maneras a los cambios ambientales. Esas diferencias pueden observarse en términos de tiempo, magnitud e inclusive en el sentido del cambio de la posición frontal. Los ciclos de avance y retroceso de los glaciares de *calving* tienden a ser asimétricos, con periodos de paulatino avance y otros de rápido retroceso (Benn y Evans, 2010). La dinámica glacial es un proceso complejo resultante de la interacción de diversos mecanismos que se retroalimentan entre sí (Cuffey y Paterson, 2010). En efecto, es difícil comprender un aspecto de la dinámica sin comprender el resto de los elementos, otorgando la cualidad de procesos dependientes. Así, por ejemplo, el desmembramiento frontal (*calving*) es influenciado por la velocidad del flujo del hielo. Al mismo tiempo, esa velocidad es sensible a los cambios en la posición del frente (Benn et al., 2007).

Los glaciares de los Andes patagónicos están retrocediendo rápidamente desde el fin de la Pequeña Edad de Hielo (~1870 D.C) (Glasser et al., 2011; Davies y Glasser, 2012). Sin embargo, al interior del CHPS y la CRS es evidente el comportamiento asincrónico de las fluctuaciones frontales de los glaciares de *calving*. De hecho, mientras que el glaciar Pío XI avanzó ~10 km entre 1945 y 1983 (Rivera et al., 1997; Warren y Rivera, 1994), el glaciar Upsala retrocedió continuamente desde 1978, con máximos de retracción de ~700 m únicamente durante el año 1994 (Naruse et al., 1997). Un ejemplo paradigmático de la disonancia existente en las fluctuaciones frontales de los glaciares de la CRS involucra al P. Moreno y Ameghino. Las zonas de acumulación de ambos glaciares limitan, e incluso están igualmente orientados, al este. Estas similitudes y cercanía geográfica desestiman cualquier posibilidad de que las condiciones climáticas de cada sitio sean distintas. Sin embargo, la dinámica frontal de uno y otro ha sido completamente opuesta. Mientras que el glaciar P. Moreno mantuvo estable la posición de su frente entre 1999 y 2012; el glaciar Ameghino retrocedió más de 700 m en ese mismo periodo (Minowa et al., 2017).

De los ejemplos anteriores se desprende la imposibilidad de extender una caracterización fehaciente de las fluctuaciones frontales de la CRS, a partir de un

solo cuerpo. Sin embargo, la mayoría de los trabajos reportados en la zona de estudio respecto de este tópico han preferido un análisis a escala glaciar, aislando la fluctuación del cuerpo seleccionado respecto del comportamiento de la cuenca y toda la región (Tabla 9.1). Durante el S XXI esta tendencia parece haber comenzado a revertirse mediante la realización de investigaciones con un perfil holístico (López et al., 2010; Sakakibara y Sugiyama, 2014).

Tabla 9.1. Publicaciones científicas referidas a las fluctuaciones frontales de glaciares del CHPS. Con el símbolo * en la columna de “Año de publicación” se indica aquellos trabajos que involucran glaciares de la CRS.

| Autores | Año publicación | Escala | Zona | Tema |
|-----------------------|------------------------|---------------|----------------------|---|
| Warren y Rivera | 1994 | Glaciar | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Skvarca et al., | 1995* | Glaciar | Upsala | Cambio de espesor y fluctuación glaciar |
| Warren et al., | 1995* | Glaciar | Upsala | Fluctuación glaciar |
| Naruse et al., | 1997* | Glaciar | Upsala | Cambios de espesor y fluctuación glaciar |
| Rivera et al., | 1997 | Glaciar | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Rivera et al., | 1997 | Glaciar | Pio XI | Fluctuación glaciar |
| Wenzens | 1999* | Regional | Andes Australes | Fluctuación glaciar |
| Naruse y Skvarca | 2000* | Glaciar | Upsala | Cambio de espesor y fluctuación glaciar |
| Glasser et al., | 2004* | Regional | Andes Australes | Paleoclimatología y fluctuación glaciar |
| Masiokas et al., | 2009* | Regional | Andes | Fluctuación glaciar |
| López et al., | 2010* | Regional | CHPS y CHPN | Fluctuación glaciar |
| Aniya y Skvarca | 2012* | Glaciar | P. Moreno | Fluctuación glaciar |
| Davies y Glasser | 2012* | Regional | CHPS y CHPN | Fluctuación glaciar |
| García et al., | 2012* | Regional | Andes Australes | Fluctuación glaciar |
| Sakakibara et al., | 2013* | Local | Upsala | Velocidades, cambio de espesor y fluctuación frontal |
| Sakakibara y Sugiyama | 2014* | Regional | CHPS | Velocidades superficiales y fluctuación glaciar |
| Masiokas et al., | 2015* | Local | Río Eléctrico | Inventario y fluctuación glaciar |
| Minowa et al., | 2015* | Local | P. Moreno y Ameghino | Fluctuación glaciar |
| Minowa et al., | 2017* | Glaciar | P. Moreno | Fluctuación glaciar vs. Temperatura de lago |
| Lenzano et al., | 2018* | Glaciar | P. Moreno | Análisis de la oscilación frontal |
| Moffat et al., | 2018 | Glaciar | J. Montt | Fluctuación glaciar vs. Temperatura de lago |
| Lo Vecchio et al., | 2018* | Glaciar | Viedma | Velocidades superficiales, Temperaturas superficiales y fluctuación frontal |

Aunque los trabajos de López et al., (2010) y Sakakibara y Sugiyama (2014) han entregado una visión actualizada y generalizada de la dinámica frontal de los glaciares que componen el CHPS, aún hay aspectos que deben ser profundizados. Así, por ejemplo, si bien el primero de ellos reporta la fluctuación de la gran mayoría de los glaciares del CHPS, el periodo de estudio (1945-2005) ha sido abordado solo con seis imágenes satelitales y un mapa histórico (Liboutry, 1956). Esto supone que en promedio hay un dato cada 8,5 años. Por su parte, el trabajo de Sakakibara y Sugiyama (2014) presenta la potencialidad de haber usado cientos de imágenes

satelitales (LANDSAT 4, 5 y 7), aunque solo se han analizado los principales glaciares de descarga del CHPS, omitiendo a glaciares como el Spegazzini, Onelli, Mayo y Ameghino, componentes fundamentales de la CRS.

En efecto, resulta evidente la necesidad de un nuevo abordaje que complemente los esfuerzos de López et al., (2010) y Sakakibara y Sugiyama (2014), reuniendo la mayor cantidad de datos disponibles sobre la mayor cantidad de glaciares posibles. Por lo tanto, el siguiente capítulo tiene el objetivo de detectar, cuantificar, analizar y caracterizar la fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, P. Moreno, Ameghino, Onelli, Mayo y Spegazzini durante el periodo 1985-2017. La elección de estos glaciares no ha sido aleatoria, sino debido a su significancia glaciológica y geográfica en la región. Éstos han experimentado los mayores cambios en la dinámica durante el último medio siglo y, además, en su conjunto representan el 75 % del área englazada de la CRS (3023 km²) (Pfeffer et al., 2014). El 25% restante está distribuido entre más de 400 glaciares de pequeña envergadura, mayormente glaciares de circo (Figura 9.1).

Para su detección y cuantificación se usaron imágenes satelitales LANDSAT 5, 7 y 8, las cuales fueron trabajadas en un ambiente georreferenciado en el marco del software SIG Qgis. La necesidad, en este caso, de reconstruir la fluctuación frontal histórica se enmarca en lo que Jansson et al., (2003) denominaron estudios de periodo largo (*long-term*), focalizando en cambios anuales, penta-anuales, decadales e incluso de centurias. Esto supone que cambios estacionales y mensuales (periodo medio – *middle term*), diurnos e incluso de cuestión de minutos (periodo corto – *short term*), no han sido de interés en este capítulo.

Como antecedente y sustento para el posterior análisis de los resultados, se presenta una breve reseña y estado del arte acerca de las fluctuaciones frontales de los glaciares abordados en este capítulo. Cabe aclarar que glaciares como el Mayo, Spegazzini y Onelli han sido históricamente desatendidos, no reportándose publicaciones científicas que traten específicamente su comportamiento. Además, y al igual que en los capítulos integrantes de la Sección III, se incluye un apartado de “Correlación y Discusión” orientado al contraste de los resultados de este capítulo con aquellos de la Sección II y bibliografía preexistente.

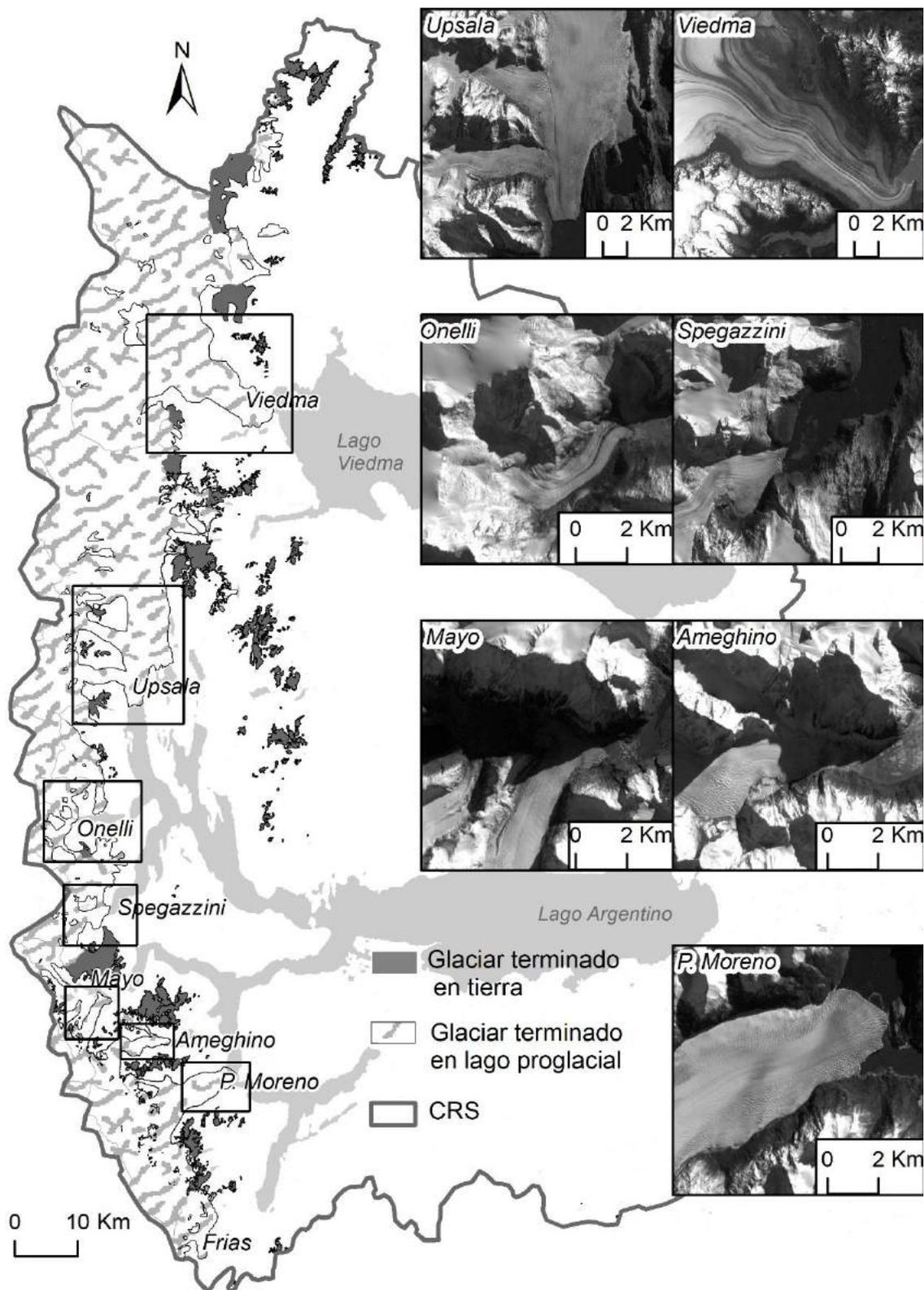


Figura 9.1. Distribución espacial de los tipos de glaciares de la CRS según su término: en tierra o en lagos proglaciales. Elaborado a partir del Inventario Global de Glaciares (GLIMS) de la International Glaciological Society.

Glaciar Viedma

Este cuerpo es el de mayor superficie de la CRS y durante la segunda mitad del S XX mostró una gran estabilidad de su frente. Entre 1945 y 2005, este glaciar retrocedió 400 m, esto supone una tasa media de $\sim 7 \text{ m a}^{-1}$ (López et al., 2010). La tasa media comentada únicamente puede ser considerada como referencia general, ya que Sakakibara y Sugiyama (2014) observaron que entre los años 1985 y 2000 el glaciar retrocedió a tasas medias de 30 m a^{-1} . Esto significa que la tasa de retroceso ha sido fluctuante a través del tiempo. De cualquier manera, el glaciar Viedma es uno de los que menos retrocedió durante la segunda mitad del S XX entre los glaciares de la CRS.

La relativa estabilidad que caracterizó a este glaciar comenzó a cambiar a partir del comienzo del S XXI (Sakakibara y Sugiyama, 2014). Recientemente, el trabajo de Lo Vecchio et al., (2018), parte de esta tesis doctoral (Anexo 3), mostró que entre 2005 y 2016 este glaciar retrocedió el 50% del total observado entre 1976 y 2016 ($> 3,5 \text{ Km}$), denotando una fuerte aceleración de su retroceso en el último tiempo (Figura 9.2). De hecho, notaron que entre 2010 y 2016 este glaciar experimentó el retroceso más brusco en sus últimos 40 años con tasas de retracción superiores a los 280 m a^{-1} , y produciendo extensas superficies de *ice melange* (Amundson y Truffer, 2010).

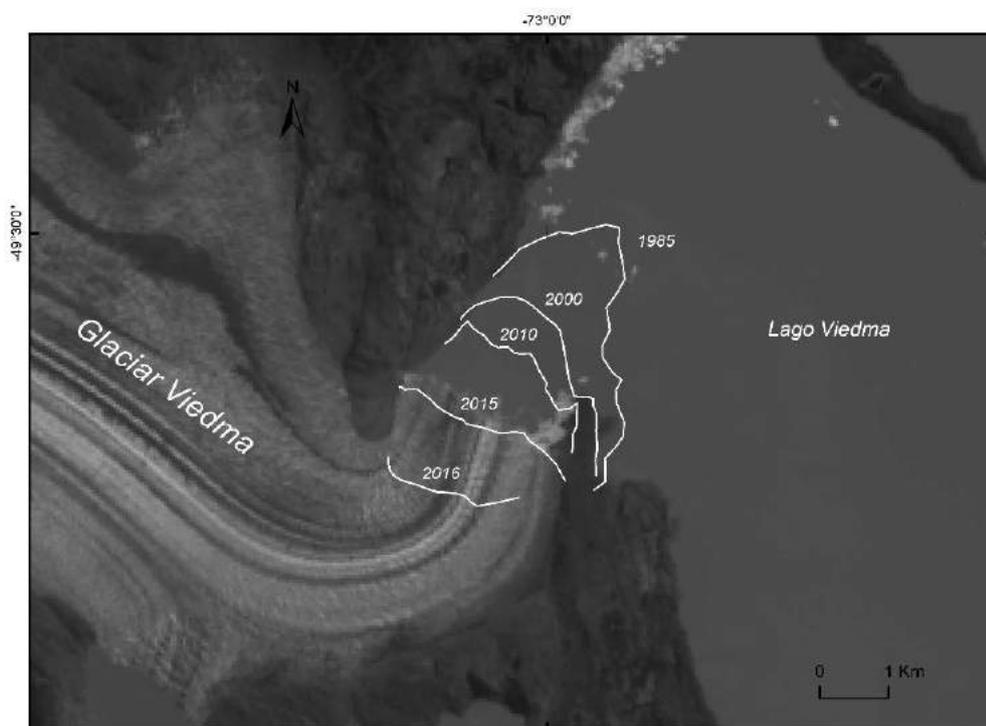


Figura 9.2. Glaciar Viedma. Imagen de base: LANDAST 8, correspondiente al 14-01-2014. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Glaciar Upsala

La reconstrucción frontal de este glaciar es quien mayor atención ha recibido junto al P. Moreno (Tabla 9.1). Tradicionalmente su frente ha sido subdividido en occidental y oriental debido a su comportamiento diferencial (ver Figura 9.3).

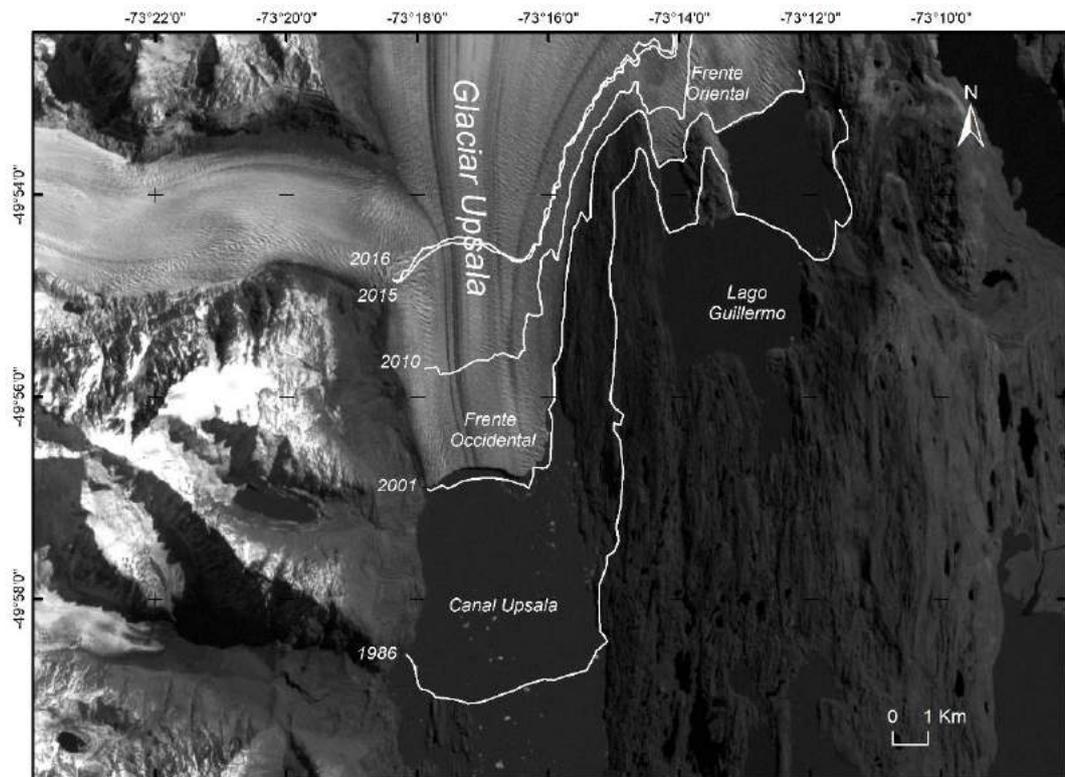


Figura 9.3. Glaciar Upsala. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 14-08-2002. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Entre principios del S XX y el año 1970 el frente glaciar retrocedió muy lentamente (Naruse y Skvarca 2000), situación que fue revertida entre 1970 y 1978 al avanzar cerca de 400 m (Warren et al., 1995). A partir de este momento, el glaciar comenzó a experimentar una brusca fase recesiva, mostrando aumentos en la tasa de retracción. Ejemplo de ello es lo ocurrido entre 1990 y 1993 donde el frente retrocedió más de 1200 m, a una tasa promedio de 400 m a^{-1} . El retroceso de este glaciar continuó acentuándose al punto que solo durante el año 1994 lo hizo en $\sim 700 \text{ m}$ (Naruse et al., 1997). Posteriormente a ese evento masivo de *calving* y hasta 1997 el retroceso fue lento, reactivándose a partir de ese año (Naruse y Skvarca, 2000). Es así que entre los años 2000 y 2011 la tasa de retroceso se mantuvo entre las más altas del CHPS, equivalente a 270 m a^{-1} (Sakakibara y Sugiyama, 2014). Al igual que en el glaciar Viedma, las tasas de retracción han sido altamente variables durante un mismo periodo. De hecho, entre 2008 y 2010 alcanzó los -880 m a^{-1} (Sakakibara et al., 2013).

El glaciar Upsala es otro ejemplo del comportamiento heterogéneo de la fluctuación glacial en la CRS y el CHPS, que sugiere una explicación multicausal, desestimando una vinculación directa y unidireccional con el clima. Una clara evidencia de eventos masivos de *calving* en este glaciar se observa en la Figura 9.4, captura satelital que grafica la magnitud de éstos. Cabe destacar que en ella se logró detectar un témpano de 27 Ha, equivalente a 38 campos de futbol.

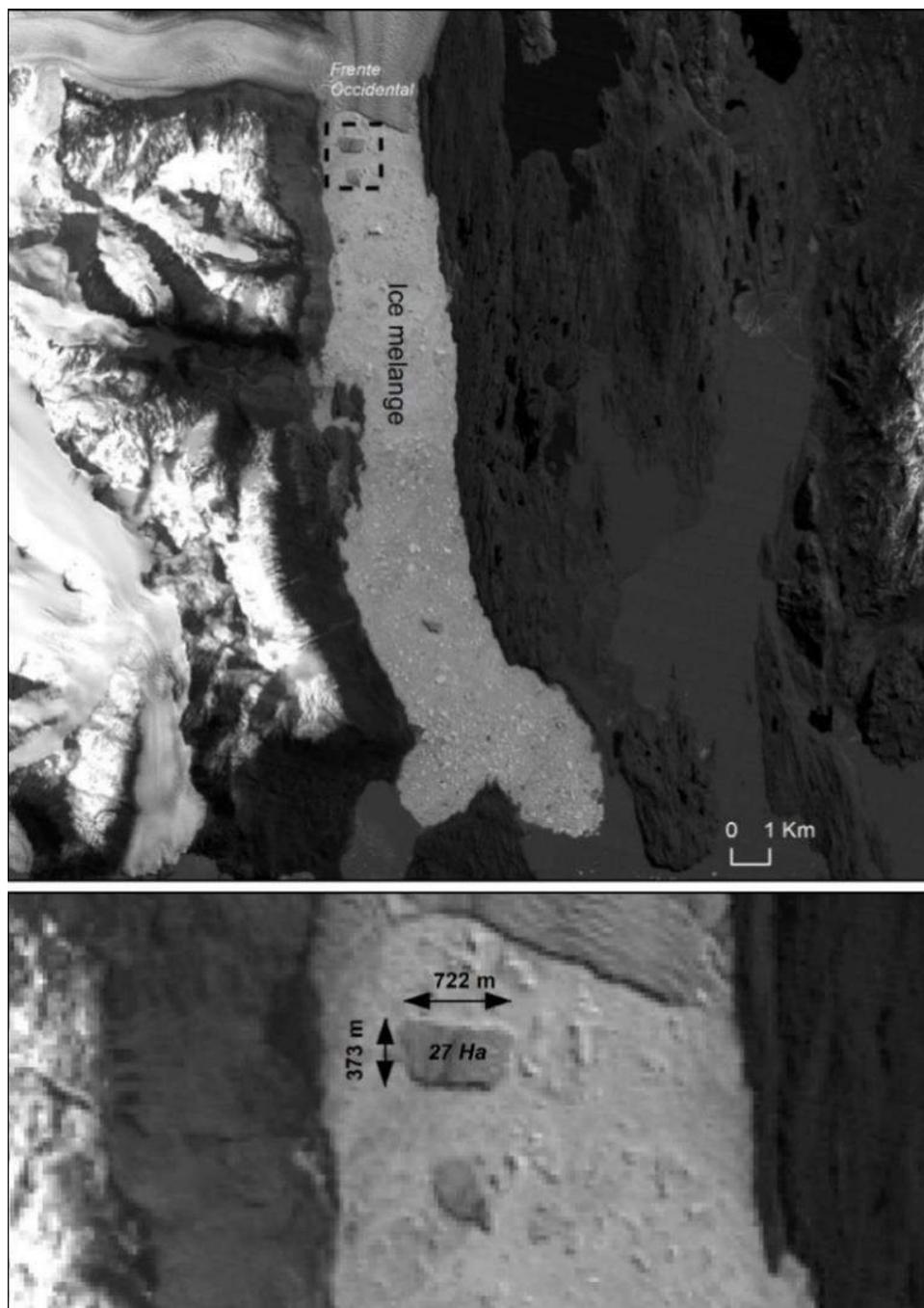


Figura 9.4. Mega evento de *calving* en el glaciar Upsala. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 29-09-2010.

Glaciar Onelli

Sin dudas este glaciar es uno de los que mayores cambios ha experimentado, sobre todo porque su retiro ha fragmentado una masa glaciaria originalmente compuesta por cuatro flujos principales convergentes. Esta fragmentación ha dado lugar a la formación de tres glaciares: Onelli, Bolados y Agassiz sur (Figura 9.5). A partir de las fotografías aéreas del año 1968 del entonces Instituto Geográfico Militar mostradas en Chinni (2005) se constató que todavía en ese año no se había producido dicha fragmentación. Sin embargo, 18 años después, el glaciar Onelli y el desde entonces glaciar Agassiz Sur se habían separado. Un brusco retroceso de más de 2600 m ocurrido entre 1986 y 1997 (Chinni, 2005) dió comienzo a la segunda y última fragmentación que para mediados del año 2003 había culminado, dando origen al glaciar Bolados (Figura 9.5).

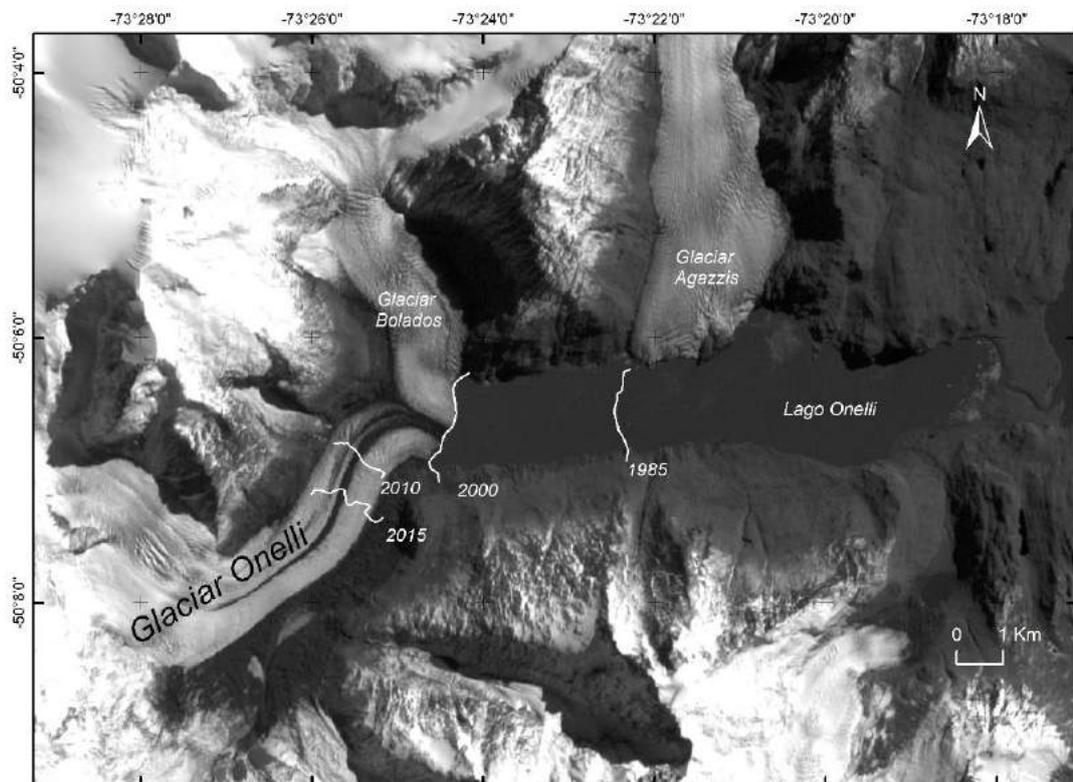


Figura 9.5. Glaciar Onelli. Imagen de base: LANDAST 8, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Glaciar Spegazzini

Este cuerpo glaciario es de los que menos cambios ha experimentado durante el S XX. Es un glaciar compuesto por la convergencia de al menos tres flujos de hielo y termina en un frente escarpado de ~1,3 km de ancho sobre el canal Spegazzini. De acuerdo con López et al., (2010), durante el periodo 1945-2005 retrocedió 0,5 km (~8

ma^{-1}), posicionándolo junto con el Viedma entre los que menos lo hicieron en ese periodo. En esta sintonía, Sakakibara y Sugiyama (2014) mostraron que entre 1985 y 2011 este glaciar retrocedió menos de 70 metros, a una tasa media de 2 ma^{-1} (Figura 9.6).



Figura 9.6. Glaciar Spegazzini. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Glaciar Mayo

La dinámica de este glaciar junto con la topografía circundante ha dado lugar a un represamiento cuasi continuo de la esorrentía provista por los glaciares Laguna Escondida, Occidental y Oriental, formando la laguna Mayo (Figura 9.7). La interpretación a partir de imágenes satelitales sugiere que a diferencia del P. Moreno que drena el agua a través de un túnel subglacial, en el Mayo podría ser supraglacial. A pesar de ese particular efecto glacio-dinámico escasos trabajos lo han mencionado. De hecho, con posterioridad a las descripciones de Francisco Pascasio Moreno (fines del S XIX) y Alberto De Agostini (principios del XX), el único trabajo que lo menciona es el del López et al., (2010). De acuerdo con López et al., (2010), entre los años 1945 y 2005 el frente oriental del glaciar Mayo retrocedió 1,5 km, equivalente a una tasa media de 25 ma^{-1} .

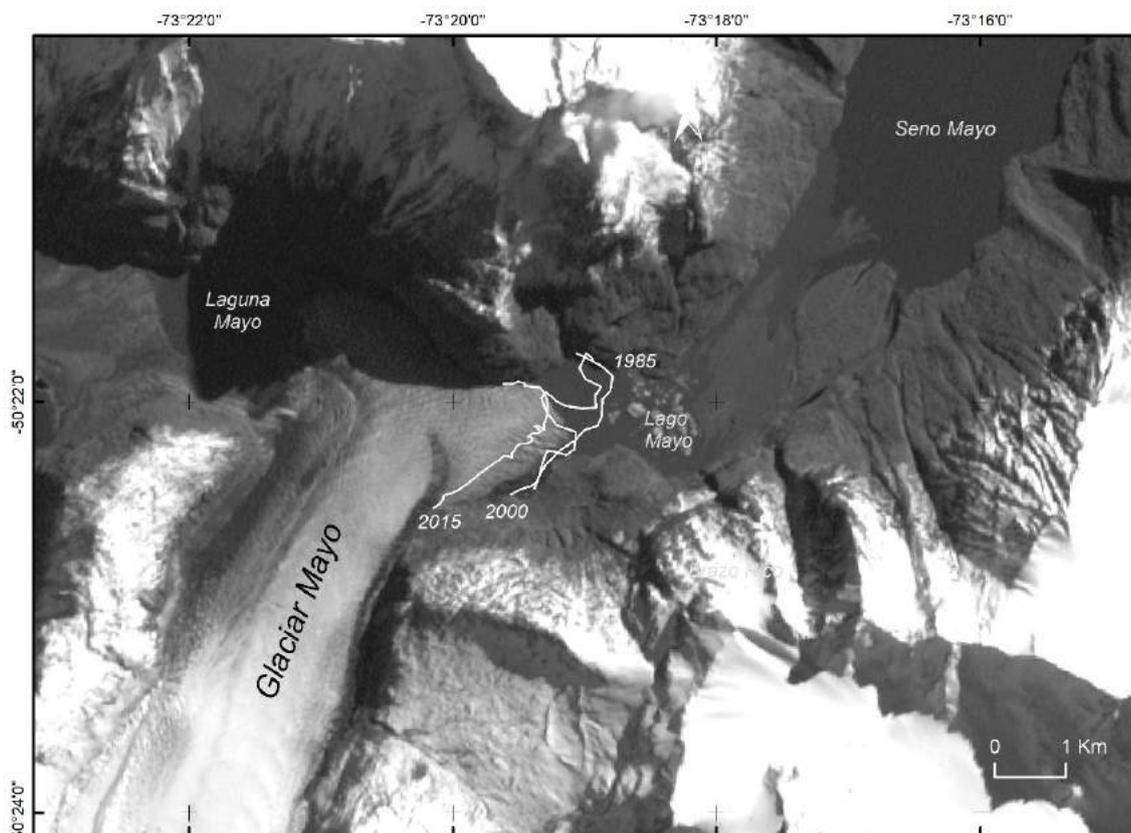


Figura 9.7. Glaciar Mayo. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Glaciar Ameghino

Este glaciar se caracteriza por su baja pendiente y la marcada sinuosidad de su flujo. En su margen norte ha desarrollado una densa morrena lateral y en ocasiones se han detectado lagunas supraglaciales marginales. Entre su frente actual y el arco morrénico inmediatamente aguas abajo (asociado a la Pequeña Edad de Hielo) se ha desarrollado el lago proglacial Ameghino. Éste se vincula con el brazo sur del Lago Argentino a través del río meandriforme de nombre homónimo, que se desarrolla por más de 3 km sobre la planicie glacifluvial inmediatamente aledaña a la morrena antes mencionada.

Entre 1945 y 2005 retrocedió 4,8 km (López et al., 2010), de los cuales 3,1 km los perdió entre 1970 y 1985, con una tasa media de 206 m a^{-1} (Chinni, 2005). La consecuencia más evidente de ese fuerte retroceso fue la formación del lago antes mencionado. De acuerdo con las observaciones más recientes sobre su fluctuación (Minowa et al., 2015), entre 1999 y 2012 retrocedió más de 700 m, convirtiéndolo en

un caso paradigmático de contraste comportamental respecto de los glaciares vecinos (Figura 9.8).

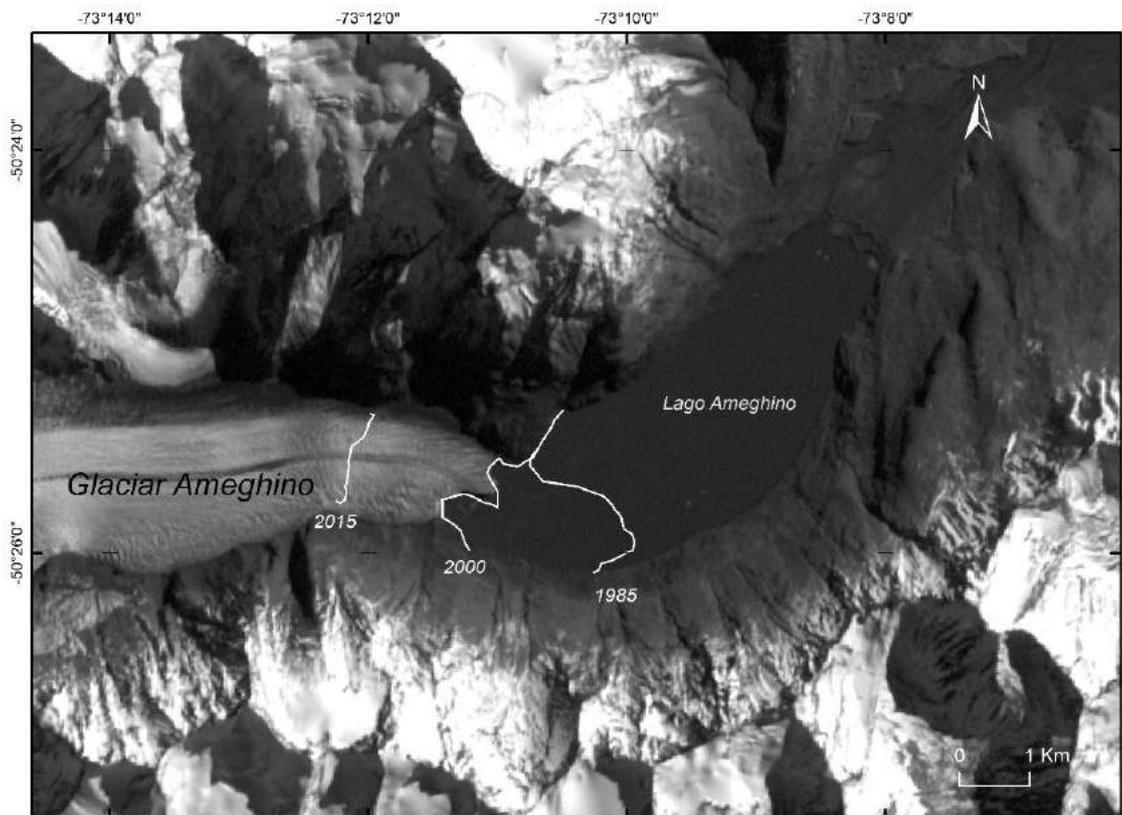


Figura 9.8. Glaciar Ameghino. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Glaciar P. Moreno

Sin dudas es el glaciar más estudiado de la CRS. Dataciones de ^{14}C en turbas adyacentes a éste sugieren que la posición del frente no habría avanzado significativamente más allá de la posición actual en los últimos 10000 años (Mercer 1968). Este indicador de estabilidad fue confirmado por el estudio de López et al., (2010), aunque en un periodo considerablemente menor. En ese trabajo los autores observaron que entre 1945 y 2005 el glaciar avanzó 0,6 km, posteriormente confirmado por Sakakibara y Sugiyama (2014) y recientemente por Minowa et al., (2015).

Los diversos trabajos que han estudiado a este glaciar detectaron un comportamiento oscilatorio de su frente, donde la posición frontal varía estacionalmente ± 50 m respecto de su posición media (Minowa et al., 2017). Esa oscilación ha producido que en más de 20 oportunidades (desde principios de S XX hasta la actualidad) el glaciar P. Moreno se aproxime a la península de Magallanes y

produzca represamientos temporales del brazo Rico (Lenzano et al., 2018) (Figura 9.9).

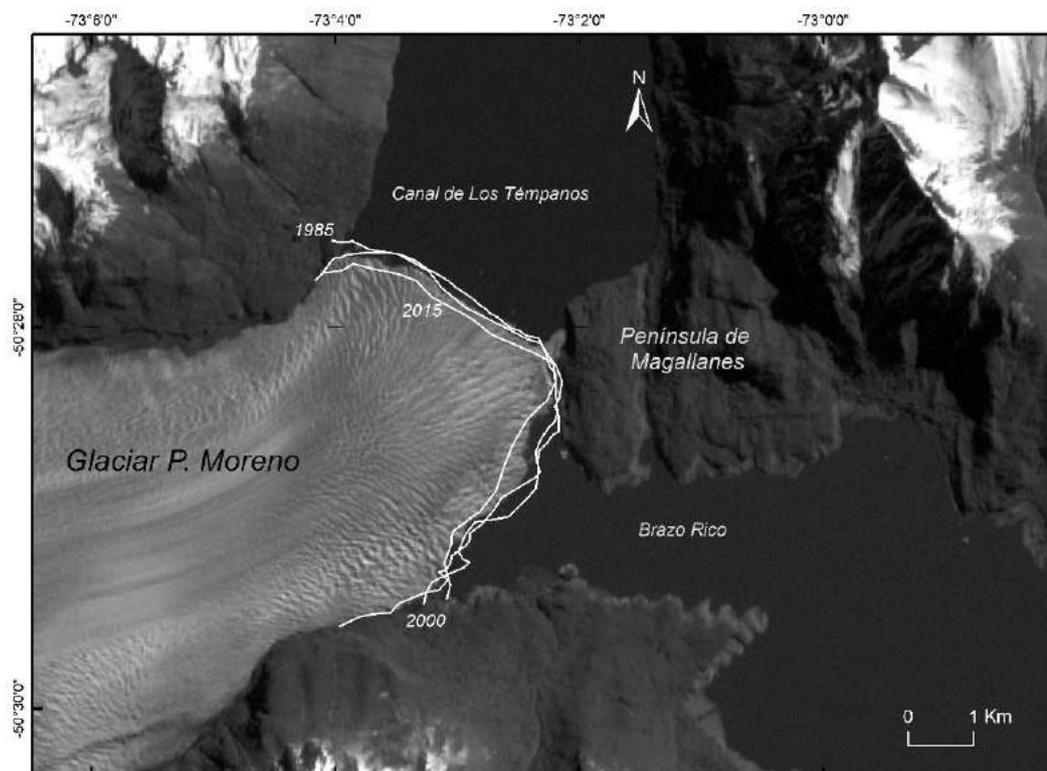


Figura 9.9. Glaciar P. Moreno. Imagen de base: LANDAST 7, correspondiente al 20-03-2001. En líneas blancas están indicadas las posiciones frontales para distintos años. Esas posiciones han sido derivadas de la reconstrucción frontal hecha en este capítulo.

Materiales y métodos

Datos

Para la identificación y cuantificación de la fluctuación glacial se utilizaron veintiséis escenas de los satélites LANDSAT 5, 7 y 8 (Tabla 9.2), las cuales tienen la cualidad de ser multiespectrales (U S Geological Survey, 2005). De ello se deriva la posibilidad de elegir imágenes capturadas en porciones específicas del espectro electromagnético donde el hielo glacial puede ser adecuadamente identificado. En ese sentido, las bandas localizadas en la porción del Rojo del espectro visible (0,6 a 0,7 μm) y el Infrarrojo medio (1,3 a 8 μm) (Chuvieco Salinero, 2006) han sido las mayormente utilizadas para la detección de nieve y hielo (De Angelis et al., 2007; Falaschi et al., 2013).

Detección y cuantificación de las fluctuaciones frontales

Aunque existen algoritmos capaces de identificar y digitalizar zonas de bordes, como los frentes glaciares (Pardo-Pascual et al., 2012), en esta tesis la

detección y digitalización de los frentes se realizó manualmente mediante el método de fotointerpretación. Esta decisión estuvo fundamentada en las condiciones particulares del sitio estudiado, especialmente por la abundante cubierta nubosa y la frecuente presencia de témpanos en las adyacencias a los frentes glaciales (ver capítulo 4 y Figura 9.4).

Respecto de la cubierta nubosa, los programas automatizados o semi automatizados (como SELI y C-PRO) requieren de imágenes ausentes de nubes, al menos en el área a analizar. Como se dijo, el CHPS y la CRS son zonas de elevada tasa de nubosidad y, frecuentemente, las imágenes satelitales están cubiertas por un halo nuboso. Sin embargo, ese halo ocasionalmente posibilita que un observador entrenado identifique a los frentes glaciales correctamente (Figura 9.9a). Por otro lado, la reiterada presencia de témpanos en las adyacencias a los frentes glaciales es sin duda un problema para estos programas debido a la imposibilidad de discriminar el límite entre el frente y los témpanos, ya que ambos responden espectralmente de forma semejante (Figura 9.9b).

En efecto, considerando los aspectos antes mencionados y con el objetivo de maximizar el aprovechamiento de los escasos datos disponibles, la digitalización manual en un ambiente georreferenciado (SIG) resulta ser la más adecuada. Al mismo tiempo, esta técnica reduce la incertidumbre propia de todo proceso automático, siendo el operario (tesista) quien con entrenamiento y experticia en la temática sea capaz de detectar fehacientemente los límites del frente glacial (Kääb et al., 2014).

De lo dicho anteriormente, y asumiendo una estricta y metódica digitalización de cada uno de los frentes, se derivó en la estimación del error en la digitalización (ED). En efecto, ED estuvo determinado por la resolución de la imagen satelital, entendiéndose que la incertidumbre fue igual a ± 1 pixel (Paul et al., 2013). En este caso, la resolución espacial, o tamaño del pixel, de las imágenes utilizadas determinó un $ED = 30$ m. Por lo tanto, considerando que una fluctuación entre dos fechas estuvo determinada por la identificación de dos frentes, el error de ésta supuso dos veces el error ED (± 60 m). Posteriormente, para traducir la fluctuación (m) a tasas de fluctuación (md^{-1} / $m\ mes^{-1}$ / ma^{-1}), se estimó el cociente entre la fluctuación y la cantidad de días transcurridos entre imágenes (Δt). Por lo tanto, la incertidumbre total en la tasa de fluctuaciones estimada, a partir de la propagación de errores estándar para variables no correlacionadas, fue igual a $(2ED/\Delta t)$. Así, por ejemplo, ante un hipotético caso en donde la retracción entre la imagen t_0 y t_1 fuera de 1000 ± 60 m, y

el tiempo entre ellas de 365 días, la tasa de retracción equivaldría a $2,73 \pm 0,16 \text{ md}^{-1}$.

Tabla 9.2. Detalle de las imágenes satelitales LANDSAT utilizadas para la identificación de los frentes y la cuantificación de su fluctuación.

| N° | Imagen | Código | Día | Mes | Año | Nivel de procesamiento |
|----|----------|----------------------------|-----|-----|------|------------------------|
| 01 | LANDSAT5 | LT52310951985027AAA03 | 27 | 01 | 1985 | Nivel 1 |
| 02 | LANDSAT7 | LE72310952000189EDC00 | 07 | 07 | 2000 | Nivel 1 |
| 03 | LANDSAT7 | p231r095_7t20011014 | 14 | 10 | 2001 | Nivel 1 |
| 04 | LANDSAT7 | LE72310952001079EDC02 | 20 | 03 | 2001 | Nivel 1 |
| 05 | LANDSAT7 | LE72310952001287EDC00 | 14 | 10 | 2001 | Nivel 1 |
| 06 | LANDSAT7 | LE72310952002210EDC00 | 29 | 07 | 2002 | Nivel 1 |
| 07 | LANDSAT7 | LE72310952002226EDC00 | 14 | 08 | 2002 | Nivel 1 |
| 08 | LANDSAT5 | LT52310952004128COA01 | 07 | 05 | 2004 | Nivel 1 |
| 09 | LANDSAT5 | LT52310952005050COA00 | 19 | 02 | 2005 | Nivel 1 |
| 10 | LANDSAT5 | LT52310952005114COA00 | 24 | 04 | 2005 | Nivel 1 |
| 11 | LANDSAT5 | LT52310952006053COA00 | 22 | 02 | 2006 | Nivel 1 |
| 12 | LANDSAT5 | LT52310952009317COA00 | 13 | 11 | 2009 | Nivel 1 |
| 13 | LANDSAT7 | LE72310952010024EDC00 | 24 | 01 | 2010 | Nivel 1 |
| 14 | LANDSAT5 | LT52310952010272COA00 | 29 | 09 | 2010 | Nivel 1 |
| 15 | LANDSAT5 | LT52310952011051COA00 | 20 | 02 | 2011 | Nivel 1 |
| 16 | LANDSAT7 | LE72310952012286EDC00 | 12 | 10 | 2012 | Nivel 1 |
| 17 | LANDSAT7 | LE72310952012366EDC00 | 31 | 12 | 2012 | Nivel 1 |
| 18 | LANDSAT8 | LC82310952014267LGN00 | 24 | 09 | 2014 | Nivel 1 |
| 19 | LANDSAT8 | LC82310952014347LGN00 | 13 | 12 | 2014 | Nivel 1 |
| 20 | LANDSAT8 | LC82310952015014LGN00 | 14 | 01 | 2015 | Nivel 1 |
| 21 | LANDSAT8 | LC82310952016129LGN00 | 08 | 05 | 2016 | Nivel 1 |
| 22 | LANDSAT8 | LC82310952016145LGN00 | 24 | 05 | 2016 | Nivel 1 |
| 23 | LANDSAT8 | LC82300952016170LGN00 | 18 | 06 | 2016 | Nivel 1 |
| 24 | LANDSAT8 | LC82310952016273LGN00 | 29 | 09 | 2016 | Nivel 1 |
| 25 | LANDSAT7 | LE72310952016297ASN00 | 23 | 10 | 2016 | Nivel 1 |
| 26 | LANDSAT7 | LE072310952017040120170427 | 01 | 04 | 2017 | Nivel 1 |

Un último aspecto a considerar está relacionado con el criterio adoptado para la estimación de la fluctuación glacial, ya que diversos razonamientos han sido empleados (López et al., 2010). Considerando el marco teórico glaciológico (Benn y Evans, 2010; Paterson, 1972) y técnico (Kääb et al., 2014, 2016; Paul et al., 2013) se adoptó el criterio de medición sobre la línea de flujo central. En un perfil transversal al glaciar, esa línea usualmente coincide con el máximo espesor de hielo y las máximas velocidades (James y Carrivick, 2016). En los glaciares de descarga de la CRS la línea de flujo central está estrechamente asociada a la morrena central, siendo éste el rasgo geomorfológico utilizado para su detección. En esta tesis la línea de flujo central fue establecida mediante fotointerpretación sobre la imagen satelital

más antigua (27-01-1985) (Figura 9.9c). Posteriormente, la medición de la fluctuación fue hecha considerando la variación en distancia de los sucesivos frentes respecto del frente inicial (Figura 9.9d).

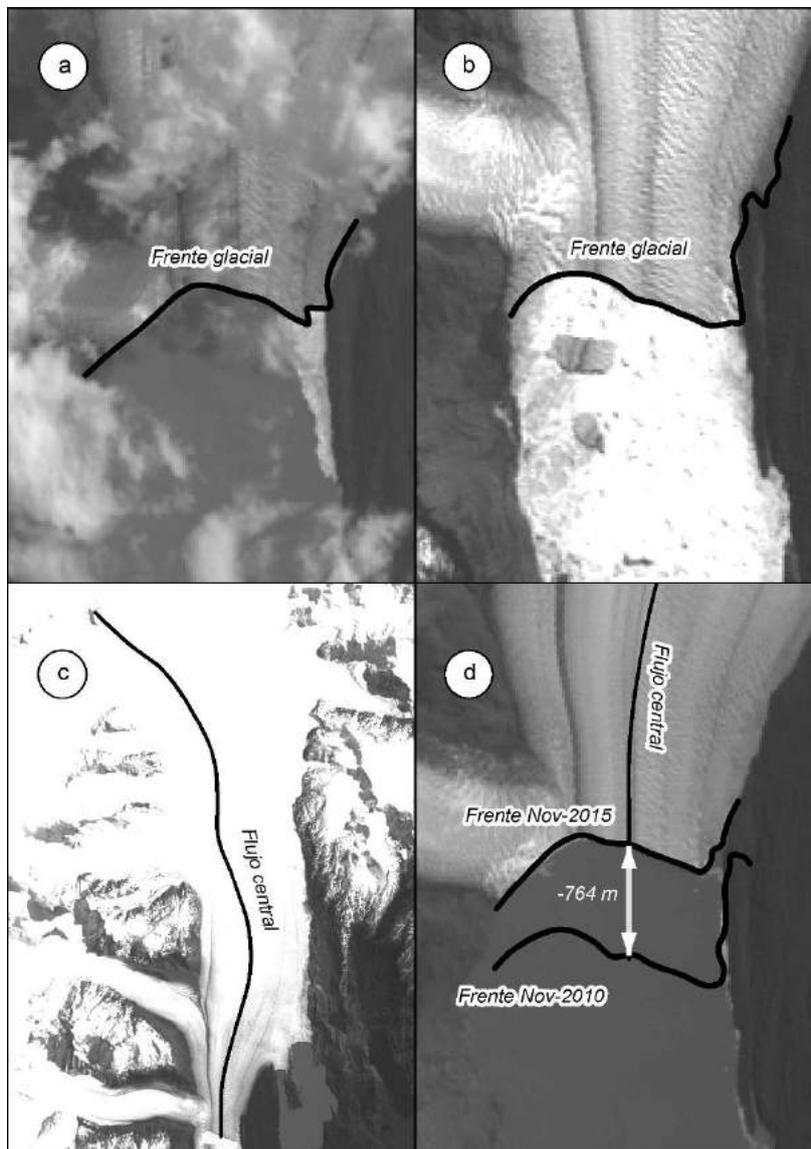


Figura 9.9. a) Imagen LANDSAT del frente del glaciar Upsala contaminada por nubes y b) témpanos, dificultando el correcto funcionamiento de algoritmos y programas automatizados. c) y d) Criterio para la cuantificación de las fluctuaciones frontales.

Correlación: preparación de los datos

En este capítulo las tasas de fluctuación frontal fueron contrastadas con los registros sísmicos y volcánicos (capítulo 3), los índices SAM y MEI (capítulo 4), las anomalías del nivel lacustre (capítulo 5), las litologías aflorantes en el brazo norte del lago Argentino (capítulo 6) y las anomalías de las temperaturas superficiales del hielo y lacustres (capítulo 7). Debido a que se analizaron las fluctuaciones de largo periodo,

para las correlaciones solo se usaron los pares de imágenes separados por un año o más tiempo (Tabla 9.3). De lo contrario, fluctuaciones de término medio y corto hubiesen introducido ruido sobre las tendencias de largo plazo aquí buscadas.

Tabla 9.3. Pares de imágenes utilizados para la estimación de la fluctuación frontal. En paréntesis se indica la cantidad de días transcurridos entre cada imagen.

| Par | Rango temporal |
|-----|------------------------------------|
| 1 | 14-08-2002; 24-05-2004 (649 días) |
| 2 | 24-05-2004; 22-02-2006 (639 días) |
| 3 | 22-02-2006; 13-11-2009 (1360 días) |
| 4 | 13-11-2009; 20-02-2011 (464 días) |
| 5 | 20-02-2011; 29-09-2014 (1317 días) |
| 6 | 29-09-2014; 13-10-2015 (379 días) |
| 7 | 13-10-2015; 23-10-2016 (376 días) |

Al considerar que las fluctuaciones frontales fueron quienes menor resolución temporal mostraron (> año), cada variable a comparar fue ajustada exactamente al mismo periodo abarcado por cada tasa de fluctuación calculada. Además, también se realizó un ajuste entre las unidades de medición. Debido a que las fluctuaciones fueron expresadas como tasas (m/mes), el resto de las variables analizadas debió expresarse de la misma manera. Si esta operación hubiera sido obviada, entonces, hubiese implicado resultados erróneos e imposibles de comparar físicamente. Por lo tanto, de acuerdo con el rango temporal definido en la Tabla 9.3 para cada clase, cada una de las variables fue transformada. La transformación supuso la estimación de la tendencia lineal por mes para cada par. De esta manera, cada variable a correlacionar quedó representada como un incremento o disminución en función del tiempo (Figura 9.10).

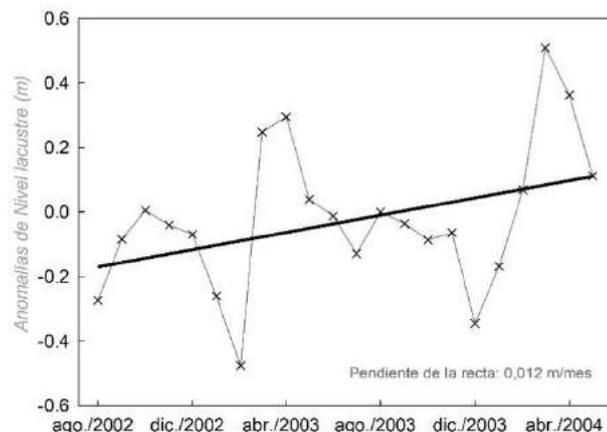


Figura 9.10. Ejemplo de estimación de las tasas de variación de las anomalías del nivel lacustre para el periodo comprendido entre el 14-08-2002 y 24-05-2004 (Par 1).

Análisis de los resultados

Todos los glaciares aquí analizados, a excepción del P. Moreno, retrocedieron respecto de la posición mostrada en 1985. De ellos, el Spegazzini retrocedió 29 m a lo largo de todo el periodo (1985-2017), equivalente a una tasa media de 1 ma^{-1} . Este último supone un retroceso virtual más allá de la resolución espacial de las imágenes satelitales aquí empleadas. El glaciar Mayo ha sido el segundo glaciar con menor retracción frontal, reportando un retroceso de $459 \pm 60 \text{ m}$ durante el periodo 1985-2017. Un tercer grupo de glaciares según retroceso es el compuesto por el Ameghino, el Viedma y el Onelli, quienes retrocedieron en ese mismo periodo $2884 \pm 60 \text{ m}$ ($-77 \pm 2 \text{ ma}^{-1}$), $3069 \pm 60 \text{ m}$ ($-82 \pm 2 \text{ ma}^{-1}$) y $4518 \pm 60 \text{ m}$ ($-122 \pm 2 \text{ ma}^{-1}$), respectivamente. El mayor retroceso observado entre todos los glaciares analizados ha sido experimentado por el Upsala ($8287 \pm 60 \text{ m}$), el cual casi duplicó la retracción mostrada por el glaciar Onelli. Además, si se considera que el ancho del frente del glaciar Upsala es 2,7 veces mayor al del Onelli, la superficie de hielo perdida podría triplicarse (Figura 9.12).

En síntesis, se observó que entre 1985 y 2017 la sumatoria de las retracciones experimentadas por los siete glaciares aquí abordados supuso 19,2 km de retracción. La Figura 9.11 muestra la participación porcentual de cada glaciar analizado respecto de la retracción total estimada. En efecto, considerando que el glaciar P. Moreno mostró un saldo final de 101 m de avance entre 1985 y 2017 (a una tasa media de 3 ma^{-1}), no ha sido incluido en esa Figura.

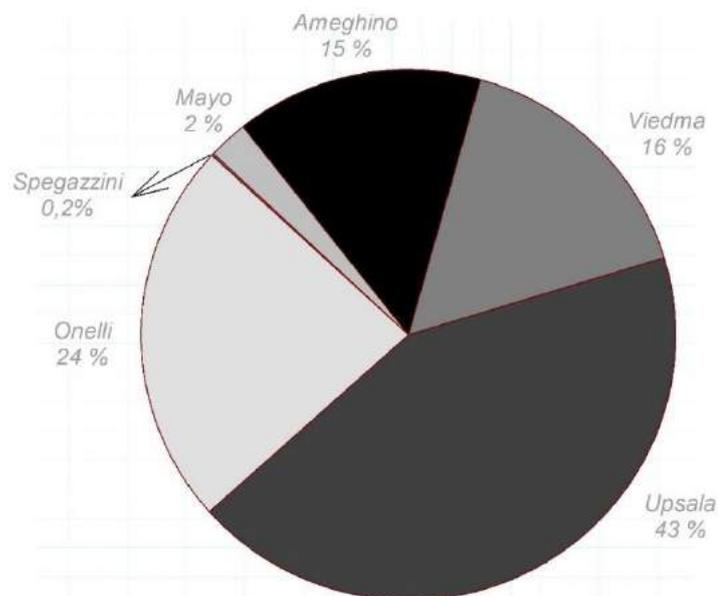


Figura 9.11. Frecuencia relativa porcentual del retroceso total experimentado por los glaciares Viedma, P. Moreno, Ameghino, Mayo, Spegazzini, Onelli y Upsala entre 1985 y 2017.

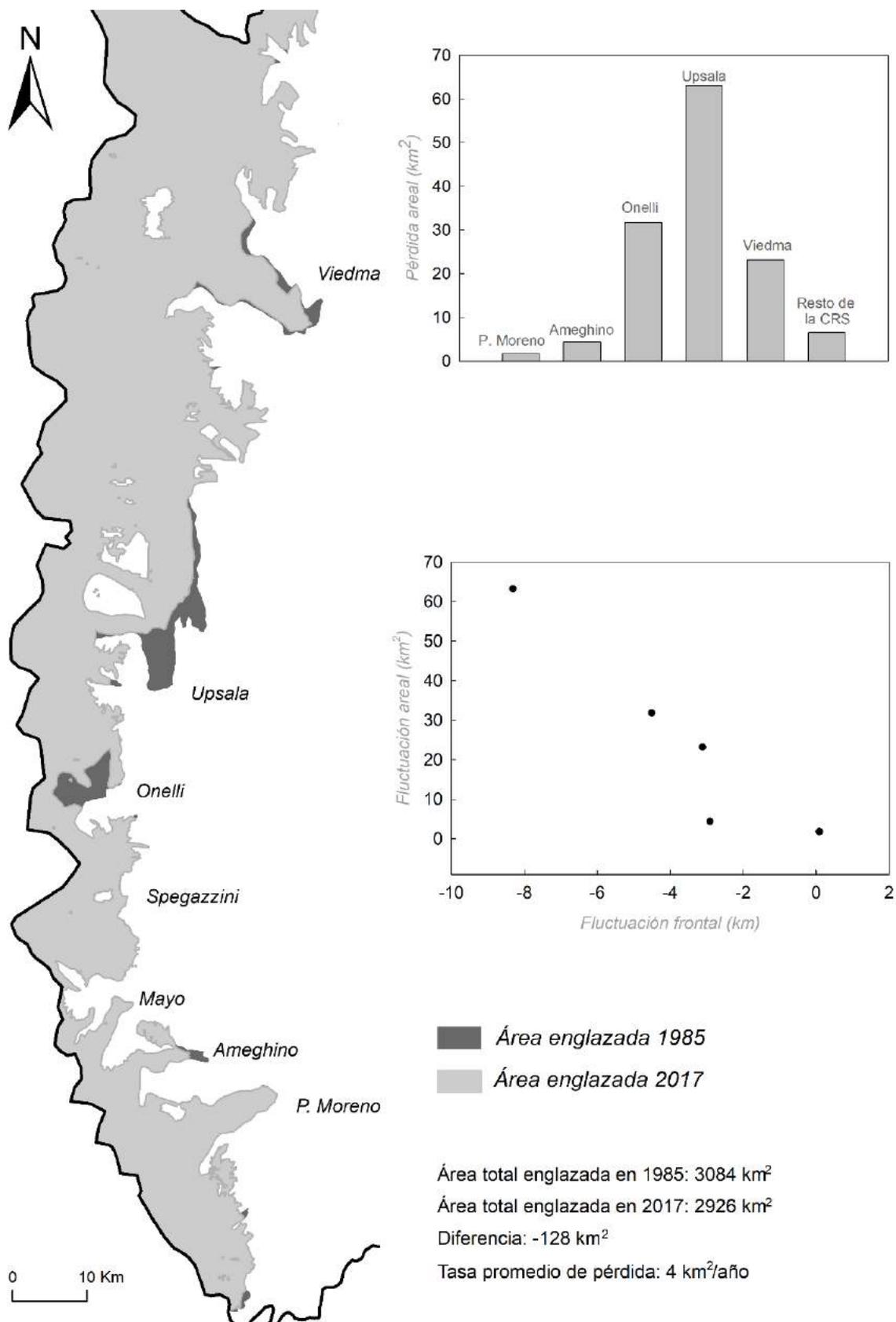


Figura 9.12. Fluctuación frontal y areal durante el periodo 1985-2017.

Al igual que los trabajos preexistentes antes comentados (Tabla 9.1), en esta tesis se observó que la fluctuación frontal distó de ser constante en el tiempo, ni similar entre los glaciares analizados. De hecho, se observaron periodos de generalizada retracción y otros donde incluso algunos glaciares avanzaron. La Tabla 9.3 sintetiza la fluctuación frontal por glaciar durante intervalos de tiempo de 5 años (con excepción del periodo 1985-2000 por ausencia de datos intermedios). Entre ellos, se destaca el periodo 2005-2010 donde se observó una pérdida de 4,4 Km de hielo ($-748 \pm 12 \text{ m a}^{-1}$), equivalente al 23% de la pérdida total de todo el periodo (1985-2017). Por el contrario, el lustro previo (2000-2005) reportó la menor de las tasas de retracción ($-505 \pm 12 \text{ m a}^{-1}$), perdiéndose ~2,5 km (Figura 9.13a y b).

Tabla 9.3. Síntesis por periodo de la fluctuación frontal por glaciar. Cada columna indica la fluctuación frontal en Metros entre respectivo periodo. Por su parte % indica el porcentaje de la fluctuación allí reportada en las columnas previamente comentadas respecto del TOTAL de cada glaciar.

| | 1985-2000 | fr% | m/a | 2000-2005 | fr% | m/a | 2005-2011 | fr% | m/a | 2011-2017 | fr% | m/a | TOTAL | fr% | m/a |
|-------------------|--------------|------------|-------------|--------------|------------|-------------|--------------|------------|-------------|--------------|------------|-------------|---------------|------------|-------------|
| P. Moreno | -66 | 1 | -4 | 153 | - | 31 | -4 | 0 | -1 | 19 | - | 3 | 101 | - | 3 |
| Ameghino | -1113 | 12 | -74 | -601 | 24 | -120 | -286 | 6 | -48 | -884 | 25 | -147 | -2884 | 15 | -78 |
| Mayo | -509 | 6 | -34 | -97 | 4 | -19 | -116 | 3 | -19 | 264 | - | 44 | -459 | 2 | -12 |
| Spegazzini | 42 | - | 3 | 22 | - | 4 | -124 | 3 | -21 | 31 | - | 5 | -29 | 0,2 | -1 |
| Onelli | -2306 | 25 | -154 | -932 | 37 | -186 | -645 | 14 | -107 | -636 | 18 | -106 | -4518 | 23 | -122 |
| Upsala | -4088 | 45 | -273 | -711 | 28 | -142 | -2920 | 65 | -487 | -568 | 16 | -95 | -8287 | 43 | -224 |
| Viedma | -1096 | 12 | -73 | -184 | 7 | -37 | -392 | 9 | -65 | -1396 | 40 | -233 | -3069 | 16 | -83 |
| Total | -9178 | 100 | -612 | -2526 | 100 | -505 | -4488 | 100 | -748 | -3484 | 100 | -581 | -19246 | 100 | -520 |

Entre los aspectos más interesantes observados en la Figura 9.13 se destaca que el glaciar Viedma fue el único que retrocedió más en el periodo 2011- 2017 que en el periodo 1985-2000. Esto marca claramente la aceleración de este proceso desde finales del 2010, situación detectada y analizada por Lo Vecchio et al., (2018). Otro aspecto llamativo es que durante el periodo 2000-2005 los glaciares P. Moreno y Spegazzini avanzaron, conducta opuesta a la tendencia general del resto de los cuerpos de hielo. Un nuevo comportamiento anómalo respecto de la tendencia general de la cuenca fue el glaciar Mayo entre los años 2011 y 2017. Durante ese periodo el glaciar Mayo avanzó 264 m, lo cual no había sido observado en ninguno de los otros periodos. Ese avance se produjo en un contexto de retracción generalizada (excepción P. Moreno y Spegazzini), donde los glaciares Ameghino y Viedma retrocedieron ~900 m y ~1400 m, respectivamente.

El análisis de la fluctuación frontal acumulada muestra que entre los años 2000 y 2001 todos los glaciares analizados (con excepción del Mayo) avanzaron, siendo los glaciares Viedma y Upsala quienes más lo hicieron ($235,2 \pm 60 \text{ m}$ y $224,6$

± 60 m, respectivamente). Por su parte, entre 2004 y 2017 se observaron las mayores discrepancias entre la fluctuación de los glaciares analizados. De hecho, los glaciares Mayo, P. Moreno y Spegazzini mostraron una fuerte estabilidad, mientras que el resto retrocedió.

Sin ninguna duda, el glaciar Upsala fue quien más se diferenció entre todos los glaciares aquí analizados. Entre 2004 y 2009 retrocedió 1644 ± 60 m, proceso que se intensificó entre 2010 y 2011, donde retrocedió más de 1600 ± 60 m en solo un año. Como muestra la Figura 9.13c, luego de ese periodo masivo de *calving* (ver Figura 9.8) la retracción de este glaciar se redujo drásticamente, alcanzando cierta estabilidad entre 2016 y 2017.

Correlación y Discusión

El análisis de correlación realizado debe diferenciarse en dos aspectos, el numérico/estadístico y el temático, definido por la especificidad y el sentido disciplinar. Dicho de otro modo, más allá de los coeficientes de correlación aquí estimados junto con su nivel de significancia estadística, estos resultados han sido considerados desde una perspectiva cualitativa, donde una interpretación temática adecuada reforzó o desestimó a estos indicadores estadísticos. La Tabla 9.4 sintetiza las correlaciones estadísticas estimadas y su nivel de significancia. Su análisis detallado se hará oportunamente en cada uno de los siguientes apartados.

Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de sismicidad y vulcanismo

Los resultados revelaron un bajo grado de correlación y significancia estadística, sin embargo, esto debiera ser considerado parcialmente tanto por la escases de datos como así también por la resolución de los mismos (Figura 9.14) (Tabla 9.4). Dicho de otro modo, el análisis aquí propuesto buscó relaciones a largo plazo, las cuales estadísticamente no se hallaron. Sin embargo, eso es insuficiente para afirmar que las relaciones no existen, sino que podrían existir a otra escala temporal. De aquí se desprende que un evento sísmico puede tener un efecto en el corto plazo sobre la fluctuación frontal, desatando inmediatamente masivos eventos de *calving*, ya sea por la oscilación del nivel lacustre o por la fractura y posterior ruptura del hielo glacial como consecuencia del pasaje de la onda sísmica a través de éste. Un ejemplo de ello puede ser ilustrado por el deslizamiento de ladera ocurrido en el canal Upsala en febrero de 2013, que aunque aún no se conocen los

detonantes, se ha hipotetizado que un evento sísmico podría haberlo gatillado (Moragues et al., 2019).

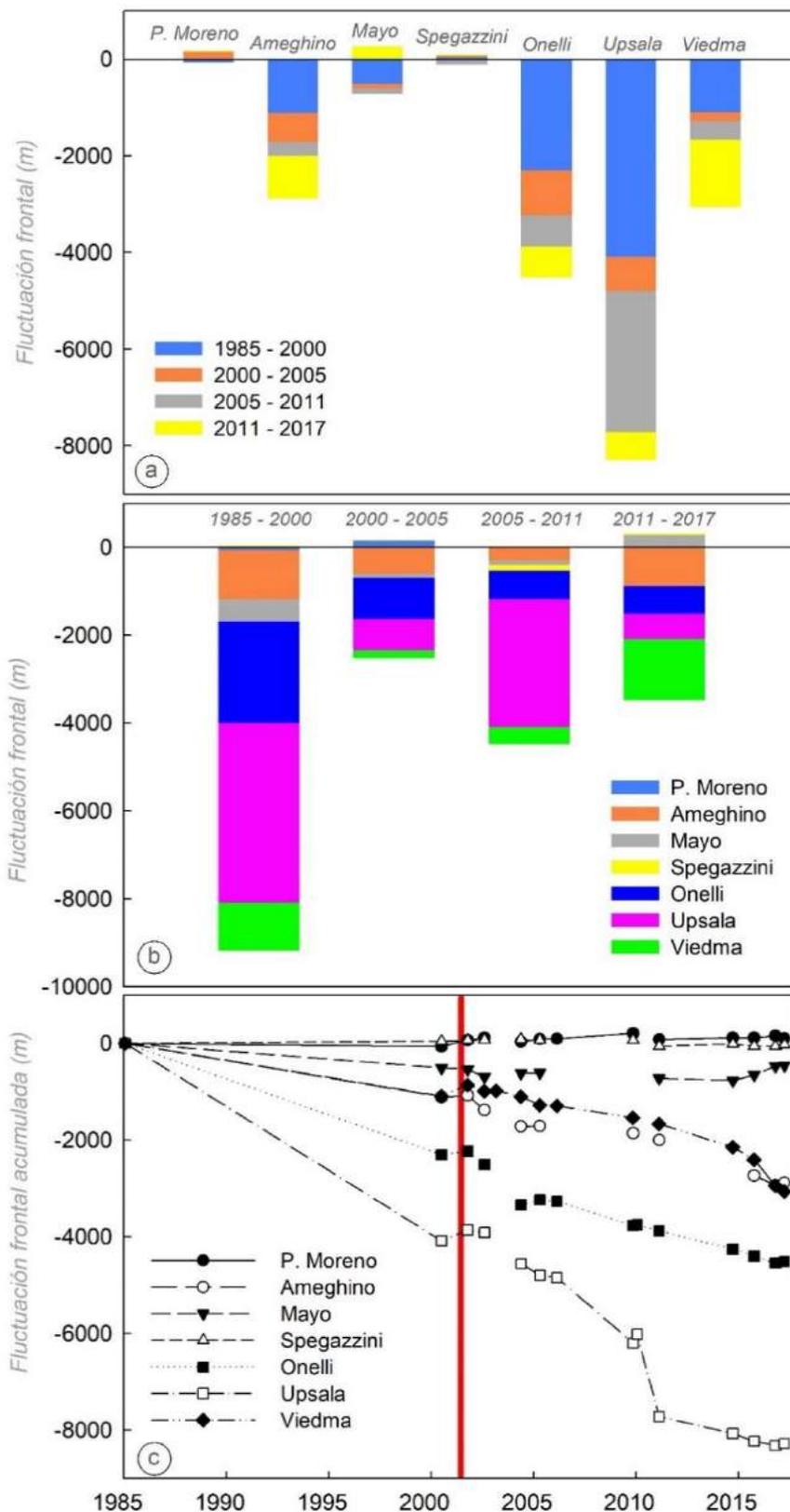


Figura 9.13. a) Fluctuación frontal de los glaciares analizados respecto de los periodos propuestos en la Tabla 9.4. b) Fluctuación glacial por periodo de acuerdo a la participación relativa de cada uno de los glaciares analizados. c) Fluctuación glacial acumulada.

Tabla 9.4. Síntesis del análisis de correlación entre las variables desencadenantes de la dinámica glacial y la fluctuación glacial. Las celdas de p-valor con dígitos en negrita indican aquellas correlaciones que pasaron el test de significancia estadística con $p \leq 0,05$.

| GLACIARES | | | | |
|------------------------|---------------|--------|--------|--------------|
| ////////// | Upsala | Viedma | Onelli | P. Moreno |
| SISMOS | | | | |
| R | 0,40 | 0,60 | -0,05 | 0,49 |
| n | 7.00 | 6.00 | 7.00 | 7 |
| p-valor | 0,3757 | 0,2099 | 0,9205 | 0,2589 |
| SAM | | | | |
| R | -0,76 | 0,79 | -0,46 | -0,89 |
| n | 7 | 6 | 7 | 7 |
| p-valor | 0,0497 | 0,0636 | 0,3004 | 0,007 |
| MEI | | | | |
| R | 0,42 | 0,13 | 0,49 | 0,37 |
| n | 7 | 6 | 7 | 7 |
| p-valor | 0,3514 | 0,8113 | 0,2604 | 0,4127 |
| NIVEL LACUSTRE | | | | |
| R | -0,98 | 0,65 | -0,08 | -0,86 |
| n | 7 | 6 | 7 | 7 |
| p-valor | 0,0001 | 0,1617 | 0,8647 | 0,012 |
| TSL VIEDMA | | | | |
| R | - | 0,70 | - | - |
| n | - | 6 | - | - |
| p-valor | - | 0,1243 | - | - |
| TSL UPSALA | | | | |
| R | -0,02 | - | - | - |
| n | 7 | - | - | - |
| p-valor | 0,9707 | - | - | - |
| TSL C. TÉMPANOS | | | | |
| R | - | - | - | -0,41 |
| n | - | - | - | 6 |
| p-valor | - | - | - | 0,419 |
| TSL B. RICO | | | | |
| R | - | - | - | -0,47 |
| n | - | - | - | 6 |
| p-valor | - | - | - | 0,3521 |
| TSH UPSALA | | | | |
| R | -0,69 | - | - | - |
| n | 7 | - | - | - |
| p-valor | 0,0842 | - | - | - |
| TSH P. MORENO | | | | |
| R | - | - | - | -0,13 |
| n | - | - | - | 7 |
| p-valor | - | - | - | 0,7856 |

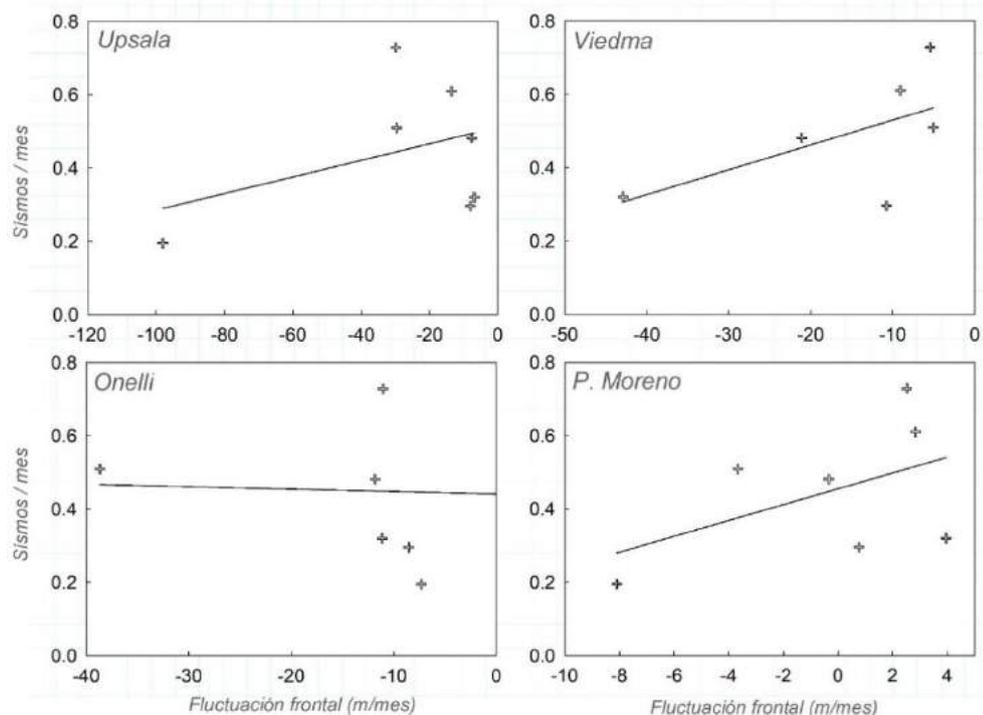


Figura 9.14. Diagramas de dispersión entre la tasa de ocurrencia de sismos por mes respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno.

Los registros de actividad volcánica mostrados en el capítulo 3 no pudieron ser correlacionados con los de fluctuaciones debido a que ambos conjuntos de datos transcurrieron en periodos temporales distintos. Sin embargo, un oportuno avistamiento realizado durante las tareas de campo en abril de 2017 permitió detectar evidencias de la interacción glacio-volcánica. Durante la navegación de aproximación para las tareas científicas desarrolladas en el glaciar Viedma se identificaron dos enormes témpanos con estratificación de material detrítico en la matriz del hielo glacial (Figura 9.15 y 9.16). El bandeado cuasi regular, la granulometría, color del material sedimentario y la evidencia volcánica preexistente en la zona condujeron a interpretar que los témpanos divisados alternaban cenizas volcánicas. Lo anteriormente dicho reviste de coherencia si se considera que en trabajos previos se han señalado bandas de cenizas volcánicas sobre el glaciar Viedma (Euillades et al., 2016) y que, además, las propias laderas del volcán Lautaro actúan como límite noroeste de este glaciar. Cabe aclarar que entre miles de fotos capturadas a lo largo de la tesis doctoral y cientos de horas transitando estos ambientes, nunca habían sido divisado témpanos con esas características.

Un último hallazgo que refuerza la interacción glacio-volcánica propuesta está relacionado con los registros sísmicos hechos por Adaros (2003), en las inmediaciones del volcán Reclus durante el año 1998 (Figura 9.17). Esa evidencia, innegable, fue contrastada con una imagen satelital de alta resolución disponible en

Google Earth, la cual muestra un flujo de detritos que emerge bajo la superficie glacial y que escurre sobre la superficie de éste. Entonces, surge la pregunta ¿Puede ser este rasgo geomorfológico producto de un estímulo geotermal?



Figura 9.15. Témpano del glaciar Viedma estratificado con material detrítico, interpretado como ceniza volcánica.



Figura 9.16. Témpano del glaciar Viedma estratificado con material detrítico, interpretado como ceniza volcánica.

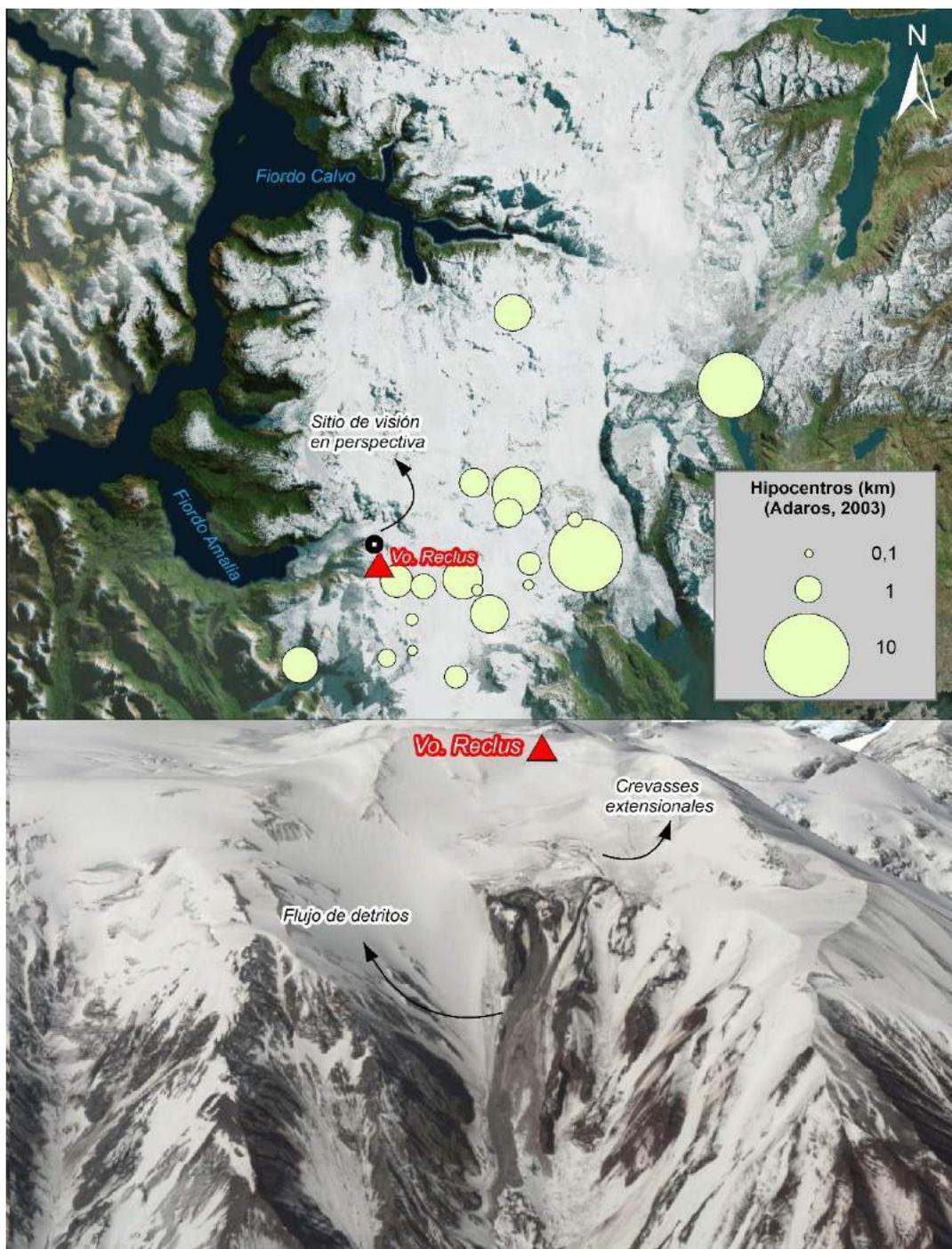


Figura 9.17. Hipocentros registrados en las inmediaciones del volcán Reclus durante el año 1998 en el marco del proyecto SEPA (Adaros, 2003) y evidencia de un flujo de detritos en la ladera de ese volcán.

Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de Índices climaticos (SAM y MEI)

En esta tesis se observó que las únicas correlaciones con un fuerte grado de vinculación, estadísticamente significativas y con sentido glaciológico, ocurrieron únicamente con el índice SAM (Figura 9.18 y 9.19) (Tabla 9.4). De los cuatro

glaciares confrontados con la serie SAM, el Upsala y el P. Moreno reportaron coeficientes de correlación estadísticamente significativos, siendo este último el que mayor asociación mostró ($R= -0,89$). La relación inversa aquí observada reviste de una profunda lógica, fundamentalmente al considerar lo expuesto en el capítulo 4. Valores negativos de índice SAM implica el desplazamiento hacia el norte (a la latitud del CHPS) de los vientos del oeste, lo cual se traduce en un aumento de las precipitaciones. En ese sentido, los gráficos de dispersión observados en la Figura 9.17 sugieren que cuando los vientos del oeste se posaron sobre el CHPS, los glaciares retrocedieron a tasas considerablemente menores y/o avanzaron (Upsala y P. Moreno, respectivamente).

De lo dicho anteriormente se deriva la incongruencia de lo observado en la Figura 9.17 para el glaciar Viedma, a pesar de que en términos de correlación mostró un $R= 0,79$. La incongruencia mencionada se vincula a que la relación observada fue opuesta a lo esperado. Cuando el SAM resultó negativo (mayor acumulación en el CHPS), la retracción fue mayor. Esto refuerza la idea de la necesidad de un análisis temático-diciplinar como elemento clave para una justa y adecuada interpretación.

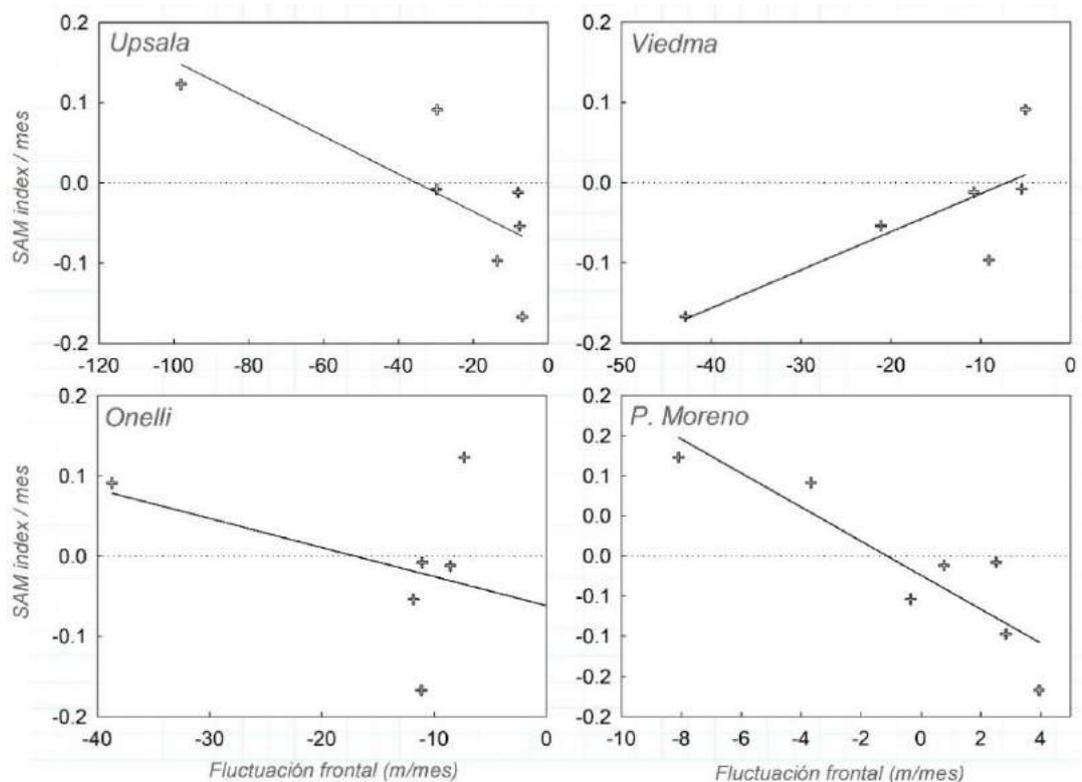


Figura 9.18. Diagramas de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución del índice SAM por mes respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno.

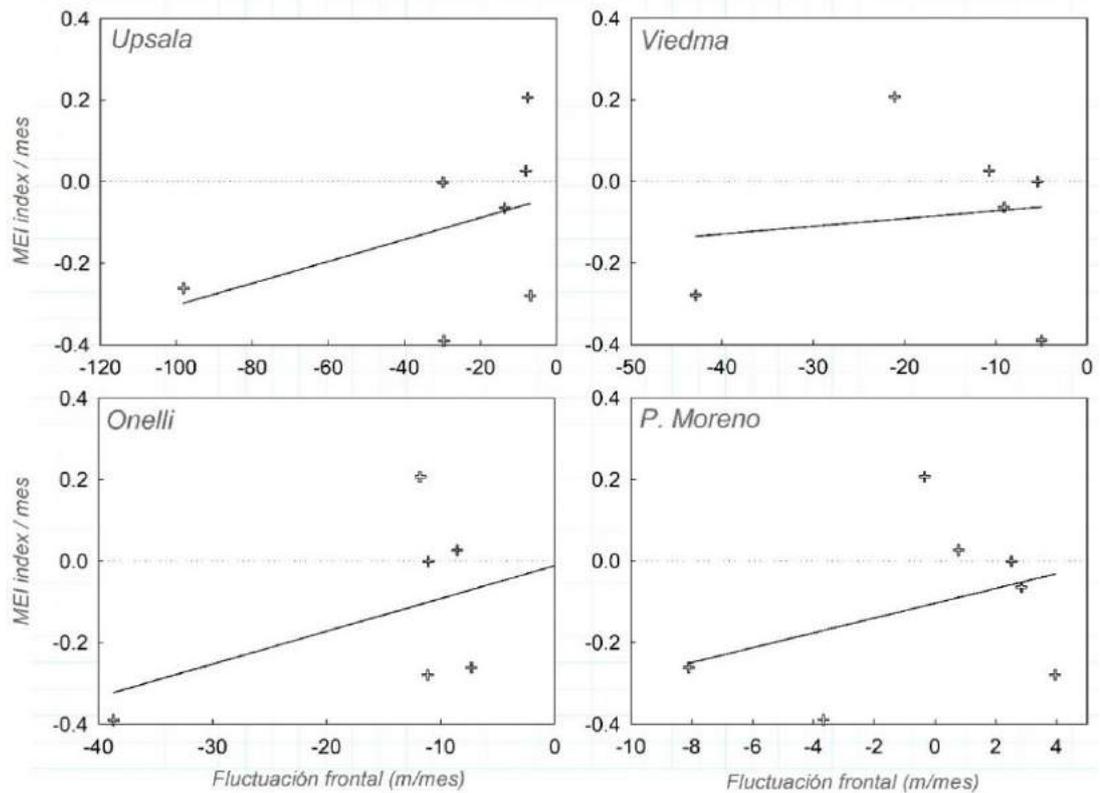


Figura 9.19. Diagramas de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución del índice MEI por mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno.

Fluctuación frontal vs. Tasas de variación de Anomalías del nivel lacustre

Junto con el índice SAM, esta variable también reportó correlaciones estadísticamente significativas y con sentido glaciológico estricto. En particular, solo los glaciares Upsala y P. Moreno pasaron el umbral de significancia estadística (Tabla 9.4). Del análisis de estos dos glaciares se observó una fuerte respuesta de la fluctuación glacial a las tasas de variación de las anomalías del nivel del lago (P. Moreno $\rightarrow R = -0,86$ y Upsala $\rightarrow R = -0,98$). De acuerdo con los resultados presentados, aumentos en el orden de cm/mes tendrían el potencial para desencadenar importantes eventos de retracción en el glaciar Upsala (Figura 9.20). Esta circunstancia puede ser desmembrada en dos análisis separados, pero intrínsecamente vinculados: como menciona Warren et al., (1995) la tasa de retracción en glaciares de *calving* está estrechamente correlacionada con **1**) la profundidad del agua y **2**) el espesor del hielo en la zona terminal.

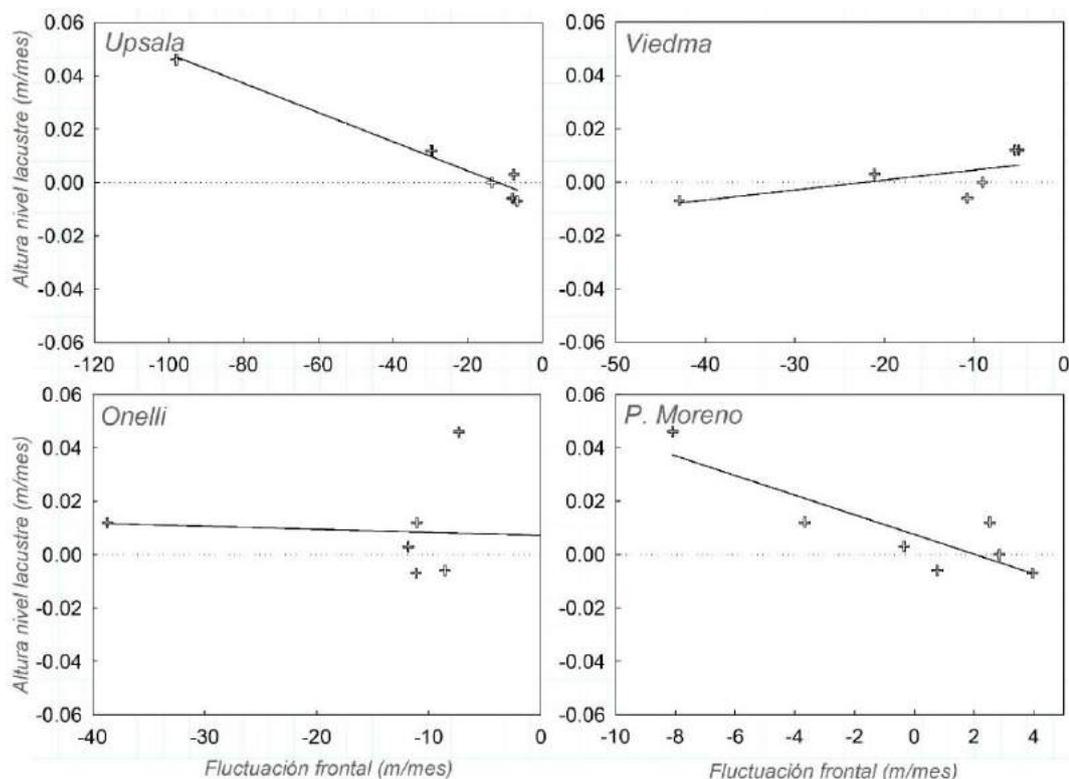


Figura 9. 20. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías del nivel lacustre por mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma, Onelli y P. Moreno.

Respecto de la profundidad del cuerpo de agua y su relación con la tasa de retracción **(1)**, esos autores encontraron que en el glaciar Upsala ambas variables covariaron en más del 90% de las veces.

La única manera en que aumentos del nivel del lago en el orden de los cm/mes puedan ocasionar eventos masivos de retracción en el glaciar Upsala, es si su frente está próximo al Espesor de Flotación Crítico (EFC) (*critical flotation thickness*) (Cuffey y Paterson, 2010):

$$EFC = \frac{\rho a}{\rho h} * Pa \text{ (Ec. 9.1)}$$

Donde Pa es la profundidad del agua, ρh es la densidad del hielo (~850 Kg m⁻³ para glaciares politermales y *calving*) y ρa es la densidad del agua (1000 Kg m⁻³ para agua de fusión glacial).

De la Ec. 9.1 se deriva que cuando el frente glacial, en interacción con el cuerpo de agua, supere el EFC estará entonces apoyado en el lecho, aunque parte

de su peso estará soportado por la PAS (ver capítulo 8) (Benn y Evans, 2010). De los registros batimétricos se desprende que las profundidades máximas en el canal Upsala alcanzan los 600 m (Sugiyama et al., 2016). Entonces, a partir de la Ec. 9.1 se deduce que el glaciar Upsala debería haber tenido un espesor mayor a 702 m para no estar en flotación. Esto supone que la pared de hielo por encima de la superficie lacustre debería haber sido mayor a 102 m. Aunque no hay ninguna medición in situ que haya determinado la altura de la porción subaérea del frente, los sucesivos trabajos de campo han permitido notar que ésta es considerablemente inferior a los 100 m. Esto sugiere un estado de flotación por parte del glaciar Upsala, al menos para profundidades de 600 m.

Un dato complementario a lo observado in situ es aportado por el modelo digital de elevación SRTM, que en su versión del año 2000 indicó que la diferencia altimétrica entre la superficie del glaciar Upsala en la zona frontal y la superficie del lago fue menor a los 50 m. De ser así, profundidades lacustres inferiores a los 300 m hubiesen sido necesarias para que éste no entrara en fase de flotación, situación poco probable de acuerdo a las batimetrías reportadas por Naruse y Skvarca (2000), Skvarca y De Angelis (2002) y Sugiyama et al., (2016). La Figura 9.21 muestra el espesor y la altura de la pared subaérea necesaria para que el glaciar Upsala estuviese fuera de la fase de flotación a lo largo del perfil batimétrico reportado en Naruse y Skvarca (2000).

El mismo efecto, aunque con menor intensidad ha sido observado en el glaciar P. Moreno, donde incrementos de 4 cm mes^{-1} podrían desatar retrocesos de hasta 8 m mes^{-1} (Figura 9.20). Esa gran diferencia respecto del Upsala conduce a la idea de que el P. Moreno está alejado del EFC. En función de las mediciones batimétricas en las inmediaciones del frente del glaciar P. Moreno, 150 m sería la máxima profundidad (Sugiyama et al., 2016). En base a la Ec. 9.1, la porción subaérea del frente de este glaciar debería ser mayor a 25 m. Es bien conocido que la pared subaérea se aproxima a los 70 m (Lenzano et al., 2018) y esa gran holgura del glaciar P. Moreno respecto del punto de flotación podrían explicar satisfactoriamente porqué la producción de témpanos es mucho menor en comparación a la observada en el Upsala.

Como se mencionó anteriormente, el otro aspecto fuertemente correlacionado con el retroceso frontal en glaciares de *calving* es el espesor del hielo **(2)** (Warren et al., 1995). Esto quiere decir que, ante la continuidad de un fondo lacustre poco profundo el glaciar podría entrar igualmente en flotación debido a un progresivo adelgazamiento. Como se dijo, este adelgazamiento podría estar estimulado por la

fusión y el estiramiento del flujo de hielo como consecuencia de campos de velocidades diferenciales. En detalle, una reducción de la PNE (ya sea por la PAS o fusión) en la zona terminal del glaciar estimulará la aceleración de esa porción, mientras que los sectores hielo arriba ajenos a esa reducción de la PNE permanecerán con sus velocidades habituales. De ello se deriva que en los glaciares de descarga, la mayor pérdida de espesor de hielo se produzca en las zonas terminales (Figura 9.22) (Willis et al., 2012).

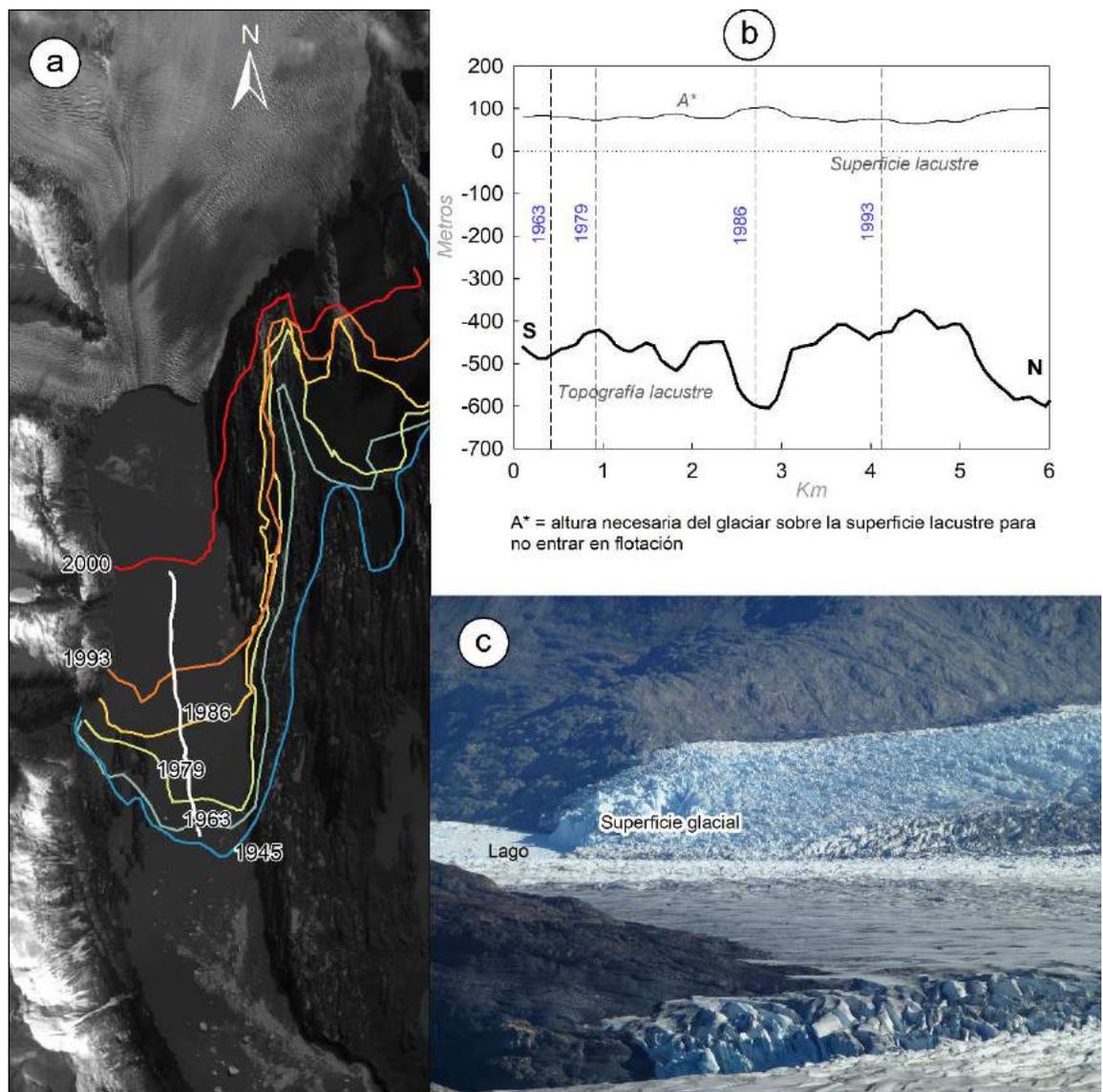


Figura 9.21. a) Las líneas continuas en colores indican la posición frontal del glaciar Upsala a lo largo de los años 1945, 1963, 1979, 1986, 1993 y 2000. En línea sólida blanca se indica el perfil batimétrico reportado por Naruse y Skvarca (2000) y usado en la Figura 9.21b. b) Altura necesaria de la superficie del glaciar Upsala para no entrar en flotación en función a la profundidad del cuerpo de agua. c) Fotografía del frente del glaciar Upsala visto desde su margen este. En ella se observa el reducido resalte topográfico existente entre la superficie de éste y la del lago. Fotografía capturada el 15 de abril de 2015. Gentileza de E. Lannutti.

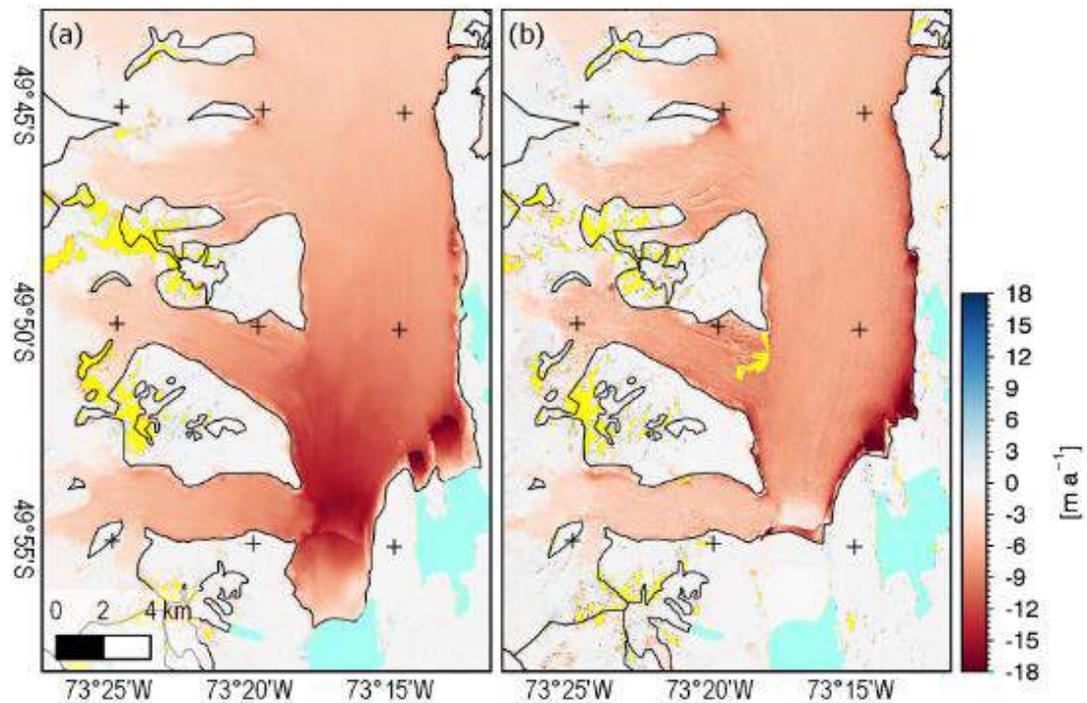


Figura 9.22. Tasa de cambio promedio de la elevación (ma^{-1}) en el glaciar Upsala durante el periodo 2000-2012 (a) y 2012-2016 (b). Imagen extraída de Jaber et al., (2018).

Fluctuación frontal vs. Tasa de variación de Anomalías de TSH y TSL

El análisis de correlación de las TSH como de las TSL mostraron un bajo grado de correlación, reforzado por la ausencia de significancia estadística. Los análisis estadísticos fueron apoyados con la interpretación temática de ellos, descartándose todo tipo de vínculo (Figura 9.23 y 9.24) (Tabla 9.4). Sin embargo, una observación pertinente debe ser hecha: el efecto de las TSH y TSL podría estar actuando a una escala temporal de periodo corto, e incluso medio, por lo que es preciso contrastar las anomalías de TSH y TSL con fluctuaciones frontales ocurridas en cuestión de días/semanas. Esta idea queda reforzada por lo expresado por Minowa et al., (2017), quien observó un fuerte vínculo entre eventos de *calving* y anomalías positivas de la TSL en el glaciar P. Moreno, a escala temporal de término medio. De los resultados aflora la complejidad espacio-temporal que domina la dinámica de este ambiente glacial.

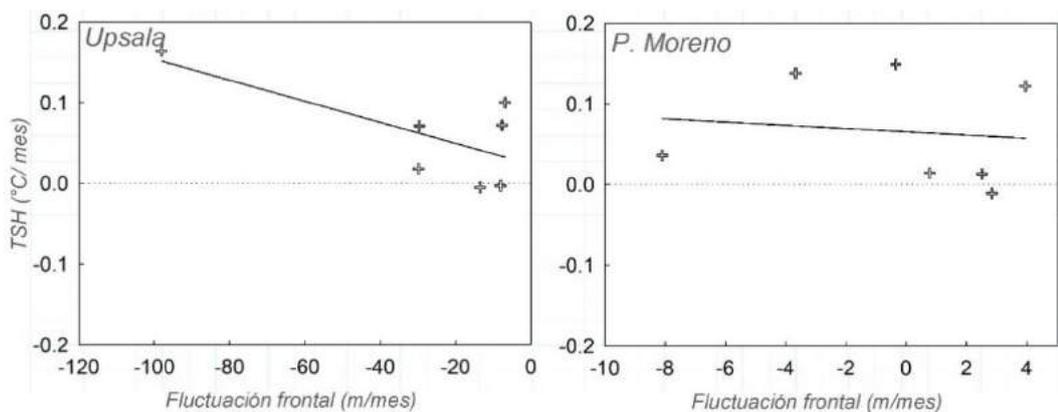


Figura 9.23. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías de TSH/mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala y P. Moreno.

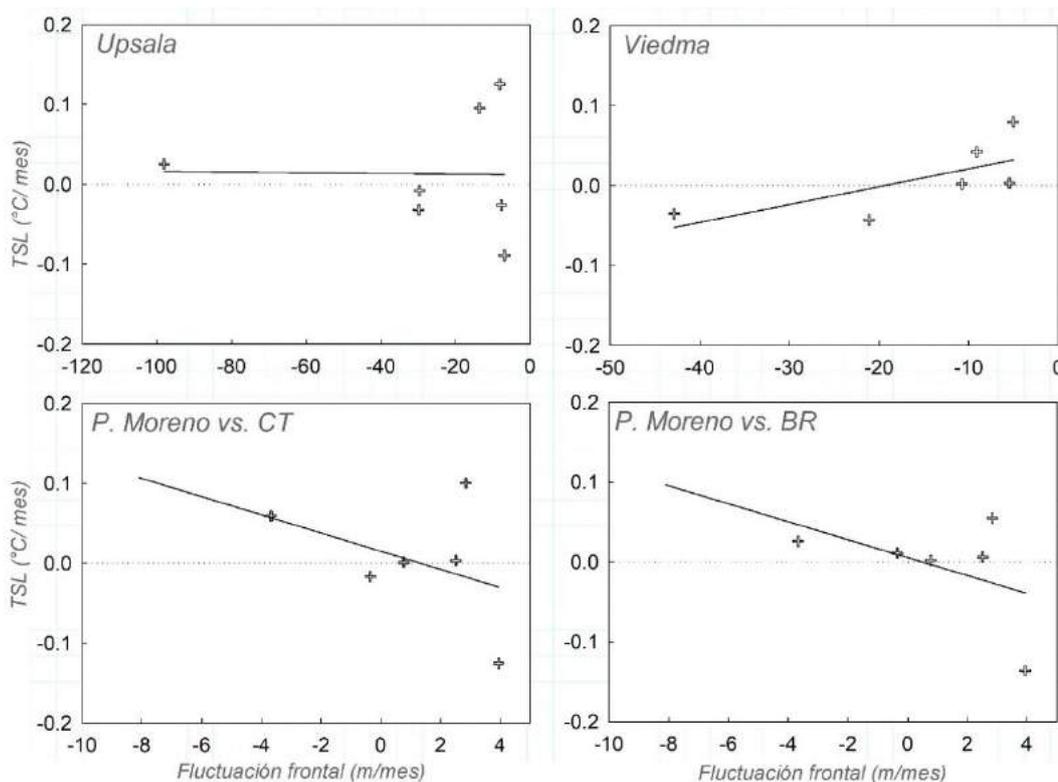


Figura 9.24. Gráfico de dispersión entre la tendencia al incremento/disminución de las anomalías de TSL/mes, respecto de la tasa de fluctuación frontal de los glaciares Upsala, Viedma y P. Moreno (brazo Rico y canal de los Témpanos).

Fluctuación frontal vs. Litología

Respecto de la relación entre ambos elementos hay dos aspectos importantes para marcar, estrechamente vinculados con la tipología de la roca aflorante y con la capacidad erosiva del glaciar: **1)** posición frontal histórica; **2)** posición frontal prehistórica. Para el abordaje de esta relación se consideró el mapa de litologías aflorantes en el entorno del glaciar Upsala (capítulo 6) y las fluctuaciones de éste reportadas en este capítulo junto con posiciones frontales reportadas en

publicaciones científicas preexistentes (Rabassa y Coronato, 2002; Skvarca et al., 1995; Warren et al., 1995).

1) Mediante un análisis de superposición y cuantificación de la fluctuación frontal, se observó que la porción del glaciar Upsala emplazada sobre el canal de nombre homónimo retrocedió un 45% más que aquella que transcurrió sobre el lecho rocoso (península Herminita), fuera del contacto con un cuerpo de agua. Esta última porción aceleró su retroceso únicamente cuando entró en contacto con, en ese entonces, un lago subglacial, actualmente el lago proglacial Guillermo. Una vez el frente oriental dejó de estar influido por ese lago, su tasa de retroceso volvió a disminuir considerablemente. En efecto, mientras que el frente occidental, en interacción con el canal Upsala, retrocedió 4262 m entre julio de 2000 y octubre de 2016, la porción oriental lo hizo en menos de 1600 m (Figura 9.25). Como se mencionó anteriormente, esta gran diferencia está profundamente vinculada con la interacción del glaciar con un cuerpo de agua, el cual a su vez es producto de la erosión glacial prehistórica sobre litologías débiles (Ponce et al., 2013).

2) La reconstrucción paleogeográfica de la posición frontal del antiguo glaciar Upsala, con dimensiones completamente diferentes a las actuales, sugiere que durante la Gran Glaciación Patagónica un enorme flujo glacial transcurría por el actual brazo Norte del lago Argentino y confluía con otro proveniente del brazo Sur (Caldenius, 1932; Feruglio, 1944; Wenzens, 1999; Rabassa y Coronato, 2002; Glasser et al., 2004; Coronato et al., 2007; Davies y Glasser, 2012). Este glaciar prehistórico era reforzado por un tercer gran flujo de hielo proveniente desde el actual brazo Rico, rodeando completamente al cerro El Fraile (Figura 9.26).

La superposición de los frentes prehistóricos, las estructuras geológicas y las formaciones reportadas en Ghiglione et al., (2009), y el mapa litológico presentado por Lo Vecchio et al., (2016) han permitido notar que el cambio de dirección del flujo glacial que transcurría por el actual brazo Norte y se insertaba en el cuerpo principal del lago Argentino fue posible una vez que las rocas duras del Complejo El Quemado perdieron continuidad espacial frente a península Avellaneda. En efecto, la desaparición de esa tipología rocosa habría estimulado que el mencionado flujo resolviera una salida hacia el este.

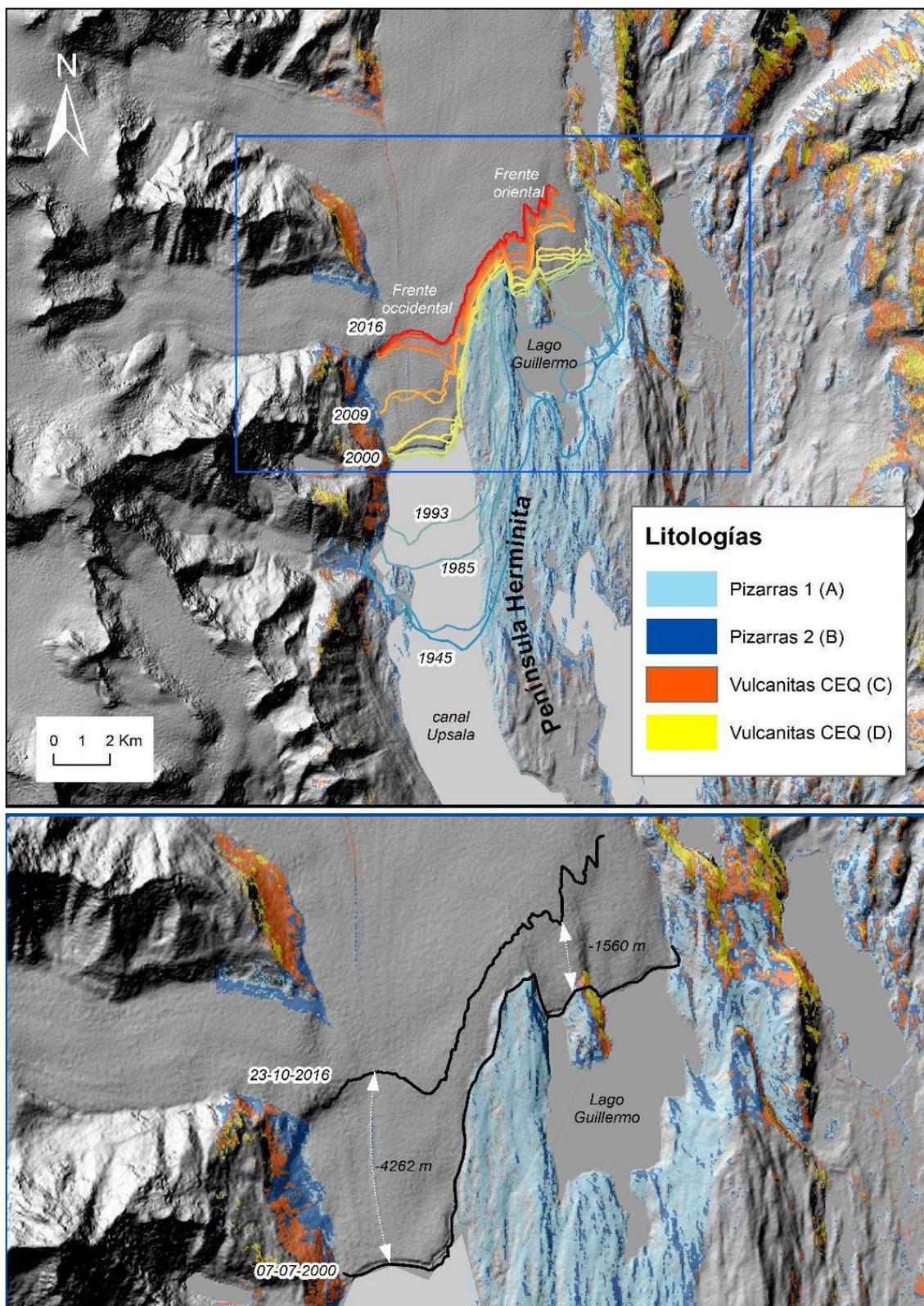


Figura 9.25. Fluctuación frontal histórica del glaciar Upsala vs. Litologías aflorantes. Para mayores detalles de las características de las litologías aquí mostradas, ver capítulo 6.

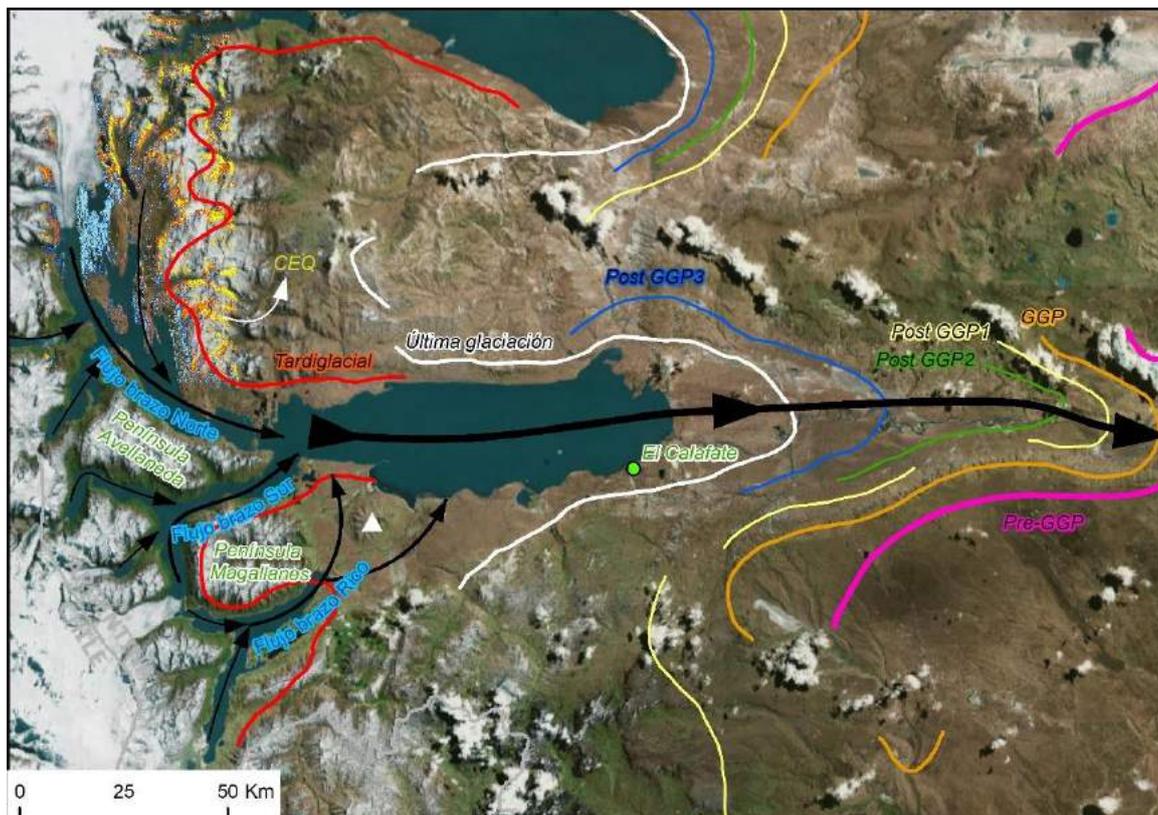


Figura 9.26. Posición frontal prehistórica del sistema glacial Lago Argentino derivado de la posición de morrenas de retroceso vs. litologías aflorantes. Las posiciones prehistóricas fueron extraídas de Rabassa y Coronato (2002). GGP = Gran Glaciación Patagónica. QEQ = Complejo El Quemado.

Síntesis

- ❖ La suma de todos los retrocesos experimentados por los frentes de los glaciares Viedma, Upsala, Onelli, Spegazzini, Mayo y Ameghino alcanzó los 19,2 km durante el periodo 1985-2017. El glaciar P. Moreno fue el único que tuvo un saldo positivo en ese periodo (+100 m).
- ❖ La retracción de cada glaciar durante el periodo 1985-2017 fue heterogénea en términos espaciales y temporales. En términos espaciales, el Upsala retrocedió el 43 % del total retrocedido por toda la cuenca. En segundo lugar, el glaciar Onelli con 24 % y los glaciares Viedma y Ameghino con el 16 % y 15 % respectivamente. En términos temporales, el periodo 2000-2005 fue el que menos retroceso experimentó (~2,5 km), seguido de un fuerte incremento del retroceso durante el siguiente lustro (~4,5 km).
- ❖ Durante el periodo 1985-2011 el glaciar Viedma reportó un paulatino retroceso. Sin embargo, entre 2011 y 2017 se retrajo más que durante el periodo anterior.

De hecho, los ~1,4 km retrocedidos por el glaciar en el último lustro, significaron el 40% del total retrocedido por toda la cuenca en ese mismo periodo.

- ❖ Ninguna variable disparadora se mostró con una influencia transversal sobre todos los glaciares analizados. Por el contrario, cada variable mostró una influencia diferencial en cada uno de los glaciares.
- ❖ El nivel lacustre fue la variable disparadora que mayor grado de correlación mostró con las fluctuaciones glaciares, en particular con los glaciares Upsala ($R = -0,98$) y P. Moreno ($R = -0,86$).

CAPÍTULO 10. Velocidades superficiales intra anuales

Introducción

Una de las características fundamentales de los glaciares es su habilidad para moverse, transfiriendo masa desde la zona de acumulación hacia sectores donde la masa es perdida por fusión y/o *calving*, zona de ablación. Las fuerzas que controlan el flujo glacial dependen de diversos factores que interactúan entre sí, como la temperatura, el contenido de detritos en el hielo, la rugosidad del lecho glacial y la presión del agua subglacial (PAS; capítulo 8 y 9). El movimiento glacial total o superficial ocurre por desplazamientos por deformación del hielo y movimientos basales. En cualquiera de los dos casos, los desplazamientos están impulsados por fuerzas internas y externas al cuerpo de hielo (Bennett y Glasser, 2009).

Los desplazamientos por deformación son una respuesta a la tensión (*stress*), que pueden ocurrir por fluencia (*creep*) o fractura. De los dos, el primer mecanismo es el más importante en el proceso de desplazamiento. Sin embargo, los procesos de fractura pueden tener mucha importancia en glaciares en *calving*, deformación glaciotectónica y en el debilitamiento de la estructura del flujo glacial (Benn y Evans, 2010). Los desplazamientos por fluencia o *creeping* son el resultado de movimientos dentro o entre cristales individuales de hielo. El movimiento dentro de los cristales puede ocurrir por desplazamientos a lo largo de los planos de clivaje. Usualmente el modelamiento de los desplazamientos por deformación ha sido abordado mediante la ley de flujo de Glen. Ésta propone que este tipo de movimiento está determinado por el espesor del cuerpo de hielo, su temperatura y la pendiente del lecho (Cuffey y Paterson, 2010).

Por su parte, los desplazamientos basales están definidos por la fricción entre el cuerpo de hielo y el lecho. El hielo húmedo es sumamente resbaloso y junto a un lecho poco rugoso pueden constituir los elementos esenciales para que el hielo patine y avance súbitamente. Naturalmente, si el hielo fluyera sin una tracción opuesta al sentido del movimiento, los glaciares se acelerarían sin límite y desaparecerían rápidamente (Benn et al., 2007). Como esto no ocurre, es evidente que otros factores limitan y controlan los desplazamientos basales. La escorrentía supraglacial, englacial y subglacial tienen un rol preponderante en el control de los desplazamientos basales, favoreciendo la reducción de la PNE (capítulo 7 y 8).

Además, se ha observado que de acuerdo si el lecho glacial es rígido o deformable también pueden estimularse desplazamientos basales (Burbank y Fort, 1985).

Hasta la década del 80 del siglo pasado, se creía que únicamente glaciares templados y temperados presentaban desplazamientos basales, de lo cual hay vasta evidencia (Benn et al., 2007; Dunse et al., 2015; Fountain y Walder, 1998; Sugiyama et al., 2011; Tsutaki et al., 2011). El estudio realizado por Echelmeyer y Zhonghxiang, (1987) reveló que este proceso también puede ocurrir en glaciares fríos. Mediciones hechas en el glaciar Urumqi (oeste de China) revelaron movimientos basales cercanos a 0,01 mm/d. Aunque estos valores puedan parecer insignificantes a corto plazo, resultan importantes a lo largo del tiempo geológico (Waller, 2001).

La modalidad del movimiento de un glaciar es definida en gran medida por las características ambientales en cual está inserto. Así, por ejemplo, en los Andes Áridos donde las precipitaciones son escasas, la humedad atmosférica baja y las temperaturas predominantemente bajo el punto de congelamiento (estos glaciares se encuentran por encima de los 5000 m.s.n.m.), existe un predominio casi exclusivo de desplazamientos de los glaciares por deformación. Por el contrario, en ambientes glaciales de clima marítimo como Nueva Zelanda y Patagonia Austral hay un fuerte control del movimiento por parte de los desplazamientos basales (Bennett y Glasser, 2009). En esos ambientes las tasas de precipitación y humedad son altas, y durante el verano las temperaturas atmosféricas superan los 20 °C (estos glaciares se encuentran a nivel del mar).

Los desplazamientos por deformación y basales dependen directa o indirectamente de la temperatura del hielo. Entonces, es de esperar que su intensidad y preponderancia muestre un comportamiento estacional (Lo Vecchio et al., 2018). En glaciares de base congelada el efecto estacional es amortiguado debido a que los cambios en la temperatura atmosférica y del hielo no son suficientes para que su base supere el punto de fusión. En glaciares de base húmeda, con temperaturas cercanas al punto de fusión, fuertes cambios en términos de velocidades han sido observados a lo largo de un año (Evans y Twigg, 2002).

De lo dicho se desprende que en glaciares temperados y politermales los periodos de aceleración y desaceleración del flujo glacial están asociados a la eficiencia de la red de drenaje supraglacial, englacial y subglacial para drenar el agua de fusión nivo-glacial y la precipitación líquida entrante (capítulo 7 y 8). Incrementos en el caudal de entrada al sistema de drenaje glacial pueden conducir a aumentos de agua en los reservorios englaciales y subglaciales como consecuencia de dicha deficiencia. Ese aumento conducirá indefectiblemente en la reducción de la PNE, y

en efecto, en la aceleración del flujo glacial. Cabe mencionar que las aceleraciones del flujo debido a los movimientos basales suelen ocurrir localmente en términos de superficie afectada. Esto último está relacionado con la posición de los reservorios englaciales y subglaciales al interior del glaciar.

Además de las características ambientales que definen el modo de desplazamiento, hay condiciones locales del sitio que pueden tener mayor preponderancia. Este es el caso de los glaciares terminados en cuerpos de agua, tanto en aguas abiertas (mares) como cerradas (lagos y lagunas). En éstos, la interacción del frente glacial con el cuerpo de agua (capítulo 7, 8 y 9) ejerce una fuerte influencia sobre las velocidades superficiales de esa porción, alterando la dinámica de todo el cuerpo de hielo (Rivera et al., 2012). De allí surge que este tipo glaciares (glaciares en *calving*) posean una dinámica particular y completamente distinta de aquellos que terminan en tierra. A pesar de los diferentes mecanismos y posibilidades de *calving*, un factor común de todos ellos es la aceleración del flujo superficial en la zona terminal respecto de la porción glacial, ajena a la interacción con el cuerpo de agua. Ello supone un marcado gradiente de velocidad que se traduce en un estiramiento y adelgazamiento del glaciar, en su parte baja (Figura 9.22).

La mayor parte de los glaciares del CHPS y de la CRS están afectados por este proceso de adelgazamiento local producto del estiramiento de flujo antes mencionado (Jaber, 2016; Jaber et al., 2018; Malz et al., 2018; Willis et al., 2012). De hecho, recientemente, se registraron velocidades superficiales en el frente del glaciar Upsala superiores a los 5 md^{-1} acompañadas de una fuerte desaceleración (2 md^{-1}) en la zona hielo arriba de la parte terminal (Moragues et al., 2018). En la misma sintonía, un fuerte gradiente de velocidades superficiales entre la zona terminal del glaciar Viedma y la cuenca inmediatamente superior fue registrado, denotando así la influencia del cuerpo de agua sobre la dinámica glacial (Lo Vecchio et al., 2018) (Figura 10.1).

Por lo anteriormente dicho, queda en evidencia que la determinación de la preponderancia de uno u otro modo de desplazamiento es de difícil estimación. Sin embargo, la combinación de esos procesos es sintetizada por la velocidad superficial, producto de la interacción de ellos. En el marco de la CRS existen trabajos que han discriminado la preeminencia de cada modo de desplazamiento, llegando a la conclusión de que las cuencas medias y bajas de los grandes glaciares de descarga son dominados por desplazamientos basales (Mouginot y Rignot, 2015; Stuefer, 1999).

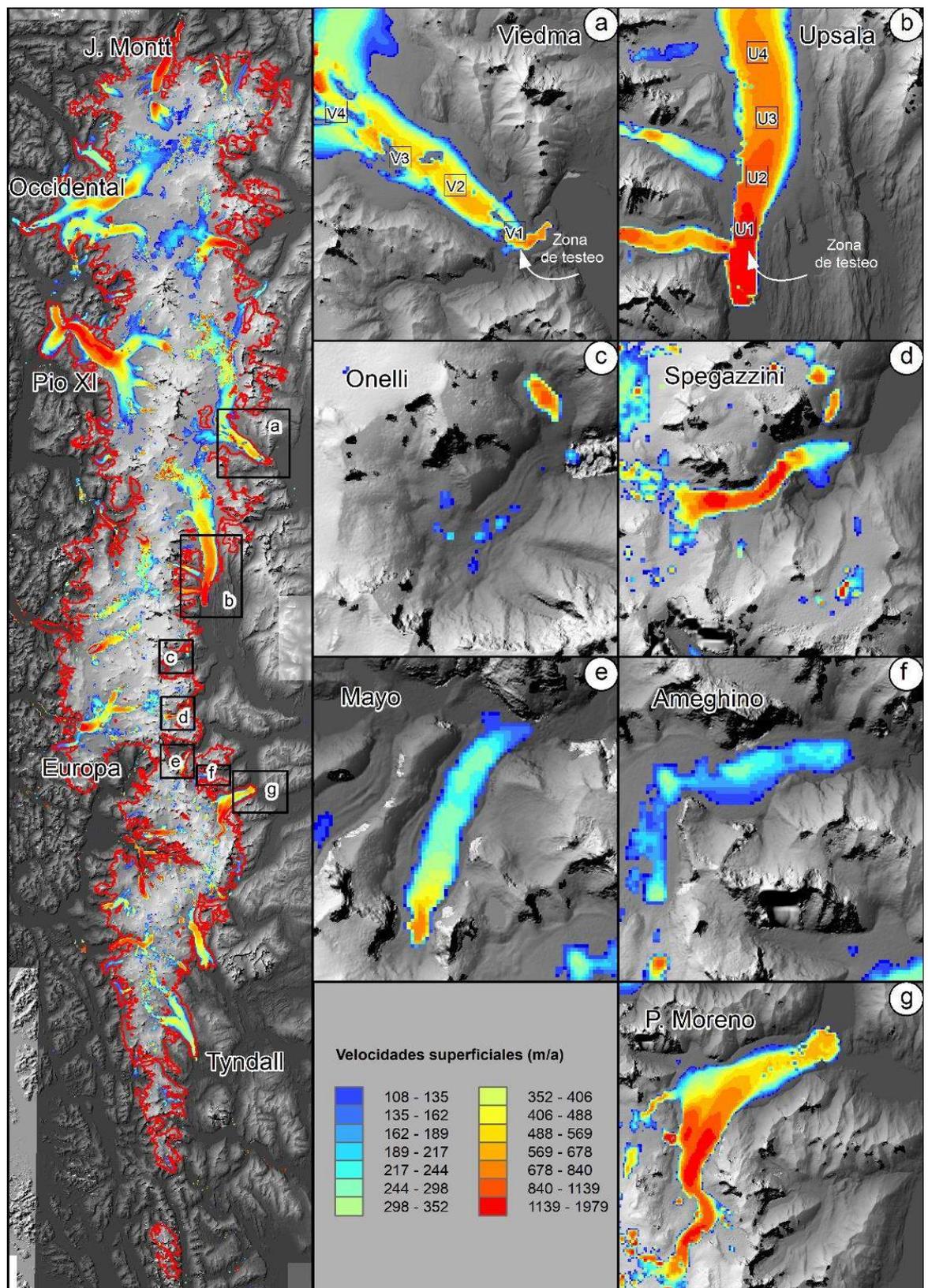


Figura 10.1. Velocidades superficiales anuales medias históricas (periodo 1985-2018). Adaptado de Gardner et al., (2018).

Actualmente existe un fuerte marco bibliográfico acerca del estudio y la caracterización de las velocidades superficiales de los glaciares de la CRS, especialmente acerca de los tres principales cuerpos de hielo: Upsala, Viedma y P. Moreno (Tabla 10.1). A pesar de ello, la gran mayoría de esos trabajos han focalizado en caracterizar las velocidades en escalas temporales de años o incluso superiores (periodo largo) descuidando el estudio de las variaciones de velocidades en términos estacionales o incluso diurnas (periodo medio y periodo corto, respectivamente). Solo los trabajos de Ciappa et al., (2010) y Sugiyama et al., (2011) han investigado variaciones estacionales y diurnas, representando sin duda una referencia importante al respecto. A pesar de ello, ambos trabajos han tenido la particularidad de estar referidos al glaciar P. Moreno y, además, con un rango temporal de análisis acotado. En esos estudios, el rango terminal limitado ha sido un punto débil, ya que la ausencia de una serie más extensa ha imposibilitado verificar si las velocidades y patrones espaciales descriptos son normales o anómalos.

Por lo tanto, el objetivo de este capítulo es estimar las velocidades superficiales intra anuales de los glaciares Upsala y Viedma entre enero de 2015 y diciembre de 2017. Con el objeto de observar cambios espacio-temporales de resolución mensuales se hizo uso de imágenes satelitales Radar (Sentinel-1A y B), capaces de reconstruir la superficie glacial más allá de la cuasi-continua cubierta nubosa (capítulo 4). Como externalidad de esa elección, la técnica empleada (*offset tracking*) y la disponibilidad de imágenes, fue necesario acotar el estudio a esos dos glaciares, desestimando el abordaje del resto.

De este análisis fue posible reconstruir las variaciones espacio-temporales de las velocidades superficiales de los dos glaciares más grandes de la CRS y de la República Argentina. Dicha reconstrucción permitió obtener evidencias acerca de las variaciones estacionales de las velocidades, situación aún por comprobar en esos glaciares. Como objetivos complementarios en este capítulo, se indaga acerca de potenciales relaciones entre las variaciones de velocidades observadas en la zona terminal y en distintas zonas hielo arriba; y, además, acerca de la existencia de patrones de velocidad a lo largo del tiempo comunes en ambos glaciares.

Finalmente, y con posterioridad al análisis de los resultados, éstos fueron contrastados con las variables analizadas en la sección II. Dichos resultados son expuestos en el apartado “Correlación y Discusión”. En ese apartado, y a modo de caso de estudio, se propone la estimación de la tasa de *calving* del glaciar Upsala, parámetro que vincula las velocidades superficiales y la fluctuación frontal. El estudio

abordado en este capítulo contribuye por primera vez al análisis mensual de las velocidades superficiales de los glaciares Upsala y Viedma.

Tabla 10.1. Publicaciones científicas referidas al estudio de las velocidades de flujo glacial en glaciares de la CRS.

| Autores | Año publicación | Escala | Zona | Tema |
|--------------------|------------------------|---------------|-------------|---|
| Aniya y Skvarca | 1992 | Glaciar | Upsala | Velocidades superficiales |
| Naruse et al., | 1990 | Glaciar | Upsala | Velocidades superficiales |
| Rott et al., | 1998 | Glaciar | P. Moreno | Flujo de masa glaciar |
| Stuefer | 1999 | Glaciar | P. Moreno | Balance de masa y dinámica glaciar |
| Skvarca et al., | 2002 | Glaciar | Upsala | Tasa de calving vs. Topografía |
| Skvarca et al., | 2003 | Glaciar | Upsala | Velocidades superficiales |
| Stuefer et al., | 2007 | Glaciar | P. Moreno | Dinámica glaciar |
| Ciappa et al., | 2010 | Glaciar | P. Moreno | Velocidades superficiales |
| Riveros et al., | 2010 | Glaciar | Viedma | Velocidades superficiales |
| Sugiyama et al., | 2011 | Glaciar | P. Moreno | Calving vs. Presion Efectiva |
| Sakakibara et al., | 2013 | Glaciar | Upsala | Velocidades superficiales |
| Sakakibara et al., | 2014 | Regional | CHPS | Velocidades superficiales y fluctuación glaciar |
| Mouginot y Rignot | 2015 | Regional | CHPS y CHPN | Velocidades superficiales y mecanismo de desplazamiento |
| Euillades et al., | 2016 | Glaciar | Viedma | Velocidades superficiales |
| Jaber | 2016 | Regional | CHPS | Dinámica glaciar |
| Lenzano et al., | 2018 | Glaciar | Viedma | Velocidades superficiales |
| Lo Vecchio et al., | 2018 | Glaciar | Viedma | Velocidades y temperaturas superficiales |
| Moraques et al., | 2018 | Glaciar | Upsala | Velocidades superficiales |

Materiales y métodos

Imágenes satelitales Sentinel-1

Las imágenes Sentinel-1 son derivadas de Radars de Apertura Sintética, mejor conocidos como SAR por su sigla en inglés. Éstas han captado la atención del mundo científico debido que, a diferencia de plataformas como LANDSAT, ASTER, MODIS y Sentinel-2 son derivadas de sensores activos. Esto supone que la imagen es construida por la reflexión de un láser emitido por el propio sensor y no por el sol (sensores pasivos). Ese laser tiene la propiedad de ser una señal coherente, con lo cual sus parámetros (longitud de onda, frecuencia, velocidad, etc.) son conocidos (Casu et al., 2011). De allí que, calculando el tiempo de retardo entre la emisión del haz y su regreso, se estimen alturas y cambios de éstas en el tiempo (Kääb et al., 2017). Otro aspecto importante de las imágenes SAR (Sentinel-1, Cosmo Skymed, RADARSAT, ENVISAT, TerraSAR-X, entre otras) es la posibilidad de reconstruir la

superficie terrestre más allá de la presencia de nubes. Esto ha significado un gran avance para el estudio de zonas frecuentemente cubiertas con nubes: zonas ecuatoriales, altas cumbres y zonas con climas marítimos afectados por los vientos del oeste, como la Patagonia austral (Ciappa et al., 2010; Lemos et al., 2018).

La misión Sentinel-1 se basa en una constelación de dos satélites equipados con un sensor SAR de banda C (Sentinel 1A y B). El ciclo de repetición de un solo satélite es de doce días, reduciendo ese tiempo a seis días para la constelación de dos satélites. Sentinel-1, con su antena activa de ultrasonidos, soporta cuatro modos de imágenes de distintas resoluciones espaciales y superficie abarcada: modo interferométrico de banda ancha (IW), modo de banda extra ancha (EW), modo de mapa de banda (SM) y modo de onda (WV) (Nagler et al., 2015). Para cada modo, la Agencia Espacial Europea (ESA) genera distintos productos conforme a las diversas finalidades y niveles de los usuarios (Nivel 0, 1 y 2).

En este trabajo se usaron 38 imágenes en Nivel 1 (Tabla 10.2). Dentro de la diversidad de opciones de este nivel, se optó por el producto GRD (*Ground Range Detected*) que consiste en datos SAR enfocados, remuestreados y proyectados al rango de tierra mediante el elipsoide WGS84 (European Space Agency, 2012). La resolución espacial final de estas imágenes es de 10 m.

Tabla 10.2. Imágenes Sentinel-1 utilizadas para la estimación de velocidades superficiales.

| Nro. | ID | Día | Mes | Año | Orbita |
|------|----------------------------------|-----|-----|------|------------|
| 1 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150106T235559 | 6 | 1 | 2015 | Ascendente |
| 2 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150130T235558 | 30 | 1 | 2015 | Ascendente |
| 3 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150223T235558 | 23 | 2 | 2015 | Ascendente |
| 4 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150319T235558 | 19 | 3 | 2015 | Ascendente |
| 5 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150412T235559 | 12 | 4 | 2015 | Ascendente |
| 6 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150506T235600 | 6 | 5 | 2015 | Ascendente |
| 7 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150524T000411 | 24 | 5 | 2015 | Ascendente |
| 8 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150623T235609 | 23 | 6 | 2015 | Ascendente |
| 9 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20150711T000408 | 11 | 7 | 2015 | Ascendente |
| 10 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160101T235605 | 1 | 1 | 2016 | Ascendente |
| 11 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160125T235604 | 25 | 1 | 2016 | Ascendente |
| 12 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160218T235604 | 18 | 2 | 2016 | Ascendente |
| 13 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160331T000404 | 31 | 3 | 2016 | Ascendente |
| 14 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160430T235606 | 30 | 4 | 2016 | Ascendente |
| 15 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160524T235607 | 24 | 5 | 2016 | Ascendente |
| 16 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160611T000407 | 11 | 6 | 2016 | Ascendente |
| 17 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160711T235610 | 11 | 7 | 2016 | Ascendente |
| 18 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160729T000410 | 29 | 7 | 2016 | Ascendente |
| 19 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160822T000411 | 22 | 8 | 2016 | Ascendente |

| | | | | | |
|----|----------------------------------|----|----|------|------------|
| 20 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20160915T000420 | 15 | 9 | 2016 | Ascendente |
| 21 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20161009T000421 | 9 | 10 | 2016 | Ascendente |
| 22 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20161102T000421 | 2 | 11 | 2016 | Ascendente |
| 23 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20161202T235613 | 2 | 12 | 2016 | Ascendente |
| 24 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20161226T235612 | 26 | 12 | 2016 | Ascendente |
| 25 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20170113T000418 | 13 | 1 | 2017 | Ascendente |
| 26 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170320T235610 | 20 | 3 | 2017 | Ascendente |
| 27 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170401T235610 | 1 | 4 | 2017 | Ascendente |
| 28 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170419T000418 | 19 | 4 | 2017 | Ascendente |
| 29 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170501T000419 | 1 | 5 | 2017 | Ascendente |
| 30 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170513T000420 | 13 | 5 | 2017 | Ascendente |
| 31 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170531T235613 | 31 | 5 | 2017 | Ascendente |
| 32 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170612T235614 | 12 | 6 | 2017 | Ascendente |
| 33 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170829T000426 | 29 | 8 | 2017 | Ascendente |
| 34 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20170928T235619 | 28 | 9 | 2017 | Ascendente |
| 35 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20171004T000427 | 4 | 10 | 2017 | Ascendente |
| 36 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20171028T000427 | 28 | 10 | 2017 | Ascendente |
| 37 | S1A_IW_GRDH_1SSV_20170113T000418 | 3 | 11 | 2017 | Ascendente |
| 38 | S1A_IW_GRDH_1SDV_20171127T235619 | 27 | 11 | 2017 | Ascendente |

Estimación de velocidades superficiales

Pre-procesamiento

Antes de la estimación de las velocidades superficiales, las imágenes fueron pre-procesadas. Esto supuso un acondicionamiento de las escenas a fin de maximizar su potencial. La cadena de preprocesamiento estuvo definida por **1)** aplicación de órbitas recalculadas a las imágenes, **2)** eliminación del ruido térmico y **3)** corrección radiométrica (*radar backscatter*). Un detalle de cada uno es dado a continuación (Serco Italia SPA, 2018): **1)** Los vectores orbitales proporcionados en los metadatos de un producto SAR no son exactos y pueden ser refinados con los archivos orbitales precisos que están disponibles días a semanas después de la generación del producto. El archivo de órbita proporciona información precisa sobre la posición y la velocidad del satélite; **2)** El ruido térmico en las imágenes SAR es la energía de fondo que genera el propio receptor. Dicho ruido sesga la reflectividad del radar hacia valores más altos y dificulta la precisión de las estimaciones de la reflectividad del radar; **3)** La corrección radiométrica es necesaria para que los valores de los píxeles representen realmente la retrodispersión del radar de la superficie reflectante. Esta condición permite la comparación de imágenes SAR

adquiridas con diferentes sensores, o adquiridas del mismo sensor pero en diferentes momentos y/o modos.

Offset-Tracking

Para la estimación de las velocidades superficiales se usó la técnica de seguimiento de rasgos superficiales (*offset-tracking*) en pares de imágenes SAR de órbitas de paso repetido mediante el módulo disponible en el software SNAP (Tabla 10.3) (Ciappa et al., 2010; Euillades et al., 2016; Riveros et al., 2013). La técnica de *offset-tracking* es menos sensible a la estabilidad temporal del objetivo que el método interferométrico SAR (InSAR), en donde la coherencia entre imágenes es factor esencial para la estimación de los desplazamientos (Nagler et al., 2015). Debido a ello y considerando las altas velocidades de los glaciares del CHPS y la CRS (Mouginot y Rignot, 2015), la técnica InSAR supone un bajo grado de coherencia entre pares de imágenes, siendo una debilidad para estos casos. Por lo dicho anteriormente, la técnica seleccionada resultó ser la más indicada para esta ocasión.

Tabla 10.3. Pares de imágenes conformados a partir de las escenas Sentinel-1.

| Par | Img. Master | Img. Esclava | Δt |
|-----|-------------|--------------|------------|
| 1 | 6/1/2015 | 30/1/2015 | 24 |
| 2 | 30/1/2015 | 23/2/2015 | 23 |
| 3 | 23/2/2015 | 19/3/2015 | 26 |
| 4 | 19/3/2015 | 12/4/2015 | 23 |
| 5 | 12/4/2015 | 6/5/2015 | 24 |
| 6 | 6/5/2015 | 24/5/2015 | 18 |
| 7 | 24/5/2015 | 23/6/2015 | 29 |
| 8 | 23/6/2015 | 11/7/2015 | 18 |
| 9 | 1/1/2016 | 25/1/2016 | 24 |
| 10 | 25/1/2016 | 18/2/2016 | 23 |
| 11 | 18/2/2016 | 31/3/2016 | 43 |
| 12 | 31/3/2016 | 30/4/2016 | 30 |
| 13 | 30/4/2016 | 24/5/2016 | 24 |
| 14 | 24/5/2016 | 11/6/2016 | 17 |
| 15 | 11/6/2016 | 11/7/2016 | 30 |
| 16 | 11/7/2016 | 29/7/2016 | 18 |
| 17 | 29/7/2016 | 22/8/2016 | 23 |
| 18 | 22/8/2016 | 15/9/2016 | 23 |
| 19 | 15/9/2016 | 9/10/2016 | 24 |
| 20 | 9/10/2016 | 2/11/2016 | 23 |
| 21 | 2/11/2016 | 2/12/2016 | 30 |
| 22 | 2/12/2016 | 26/12/2016 | 24 |
| 23 | 26/12/2016 | 13/1/2017 | 17 |
| 24 | 2/3/2017 | 20/3/2017 | 18 |

| | | | |
|----|------------|------------|----|
| 25 | 20/3/2017 | 1/4/2017 | 11 |
| 26 | 1/4/2017 | 19/4/2017 | 18 |
| 27 | 19/4/2017 | 1/5/2017 | 12 |
| 28 | 1/5/2017 | 13/5/2017 | 12 |
| 29 | 13/5/2017 | 31/5/2017 | 18 |
| 30 | 31/5/2017 | 12/6/2017 | 12 |
| 31 | 12/6/2017 | 30/6/2017 | 18 |
| 32 | 29/8/2017 | 28/9/2017 | 29 |
| 33 | 4/10/2017 | 28/10/2017 | 24 |
| 34 | 28/10/2017 | 27/11/2017 | 29 |

El primer paso para la estimación de velocidades está definido por el corregistro de cada par de imágenes, el cual fue realizado mediante el modelo digital de elevación SRTM de 30 m de resolución espacial. A continuación, se definió el área de referencia (AR) en la imagen maestra de cada par. AR está relacionada con las dimensiones y características superficiales del glaciar, y a la resolución espacial de la imagen (10 m) (Serco Italia SPA, 2018). En esta tesis, y luego de diversas pruebas, fue definida en 40x40 pixels. Luego, se establecieron las dimensiones del área de búsqueda o registro (AB). El tamaño de AB depende de la velocidad máxima del glaciar (obtenida de la literatura y datos históricos) y de la distancia temporal entre las imágenes. En este caso la velocidad máxima histórica registrada para ambos glaciares ha sido cercana a los 5 md^{-1} (Figura 10.2) (Lenzano et al., 2018; Lo Vecchio et al., 2018; Moragues et al., 2018; Sakakibara y Sugiyama, 2014; Sakakibara et al., 2013).

En efecto, el desplazamiento local se calculó como la diferencia entre la posición de la ventana maestra y el pico de máxima correlación correspondiente en la imagen esclava (Riveros et al., 2013). Con el objeto de reducir el ruido y obtener señales estables en el tiempo, el pixel resultante fue de 200 m. Esa elección permitió suavizar y eliminar cualquier valor anómalo en su entorno inmediato ($0,4 \text{ km}^2$).

Estimación del error

Los errores sistemáticos de los vectores de velocidades superficiales consisten en un componente espurio del movimiento que surge debido a errores de corregistro del par de imágenes, y crecen cuando el tiempo transcurrido entre las imágenes disminuye (Scambos et al., 1992). Con el fin de reducir estos errores, el componente espurio del movimiento se ha medido en una serie de objetivos fijos fuera del área del glaciar (afloramientos rocosos) para cada par de imágenes y se ha restado durante el cálculo de los vectores de la velocidad del hielo (Ciappa et al., 2010). Naturalmente, sitios estables no deberían presentar movimiento (Berthier

et al., 2005). Los afloramientos rocosos considerados corresponden a la margen este del canal Upsala (península Herminita) y la margen este del glaciar Viedma, sitios frecuentados en las visitas periódicas al área de estudio.

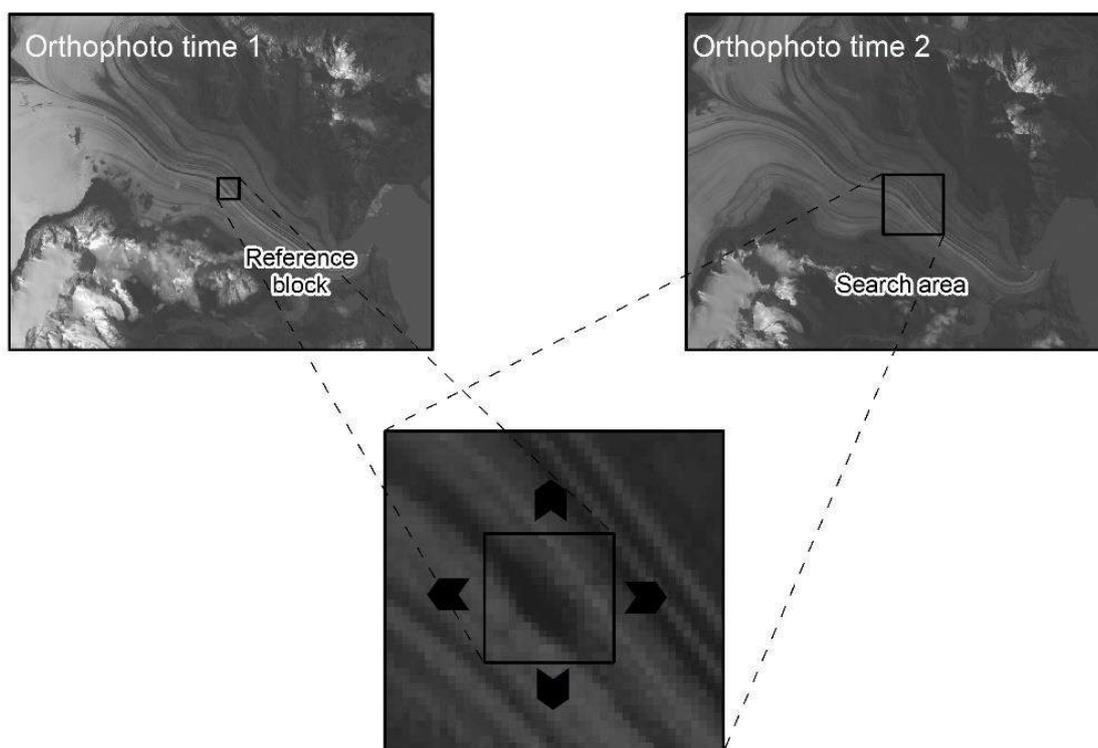


Figura 10.2. Fundamento del funcionamiento de la técnica Offset-tracking, también conocida como Feature-tracking en imágenes ópticas. Ejemplo realizado sobre el glaciar Viedma. Reference block corresponde al área de referencia (AR), mientras que search area al área de búsqueda (AB).

Análisis de las velocidades superficiales

Para el análisis de las velocidades superficiales de los glaciares Upsala y Viedma fueron seleccionadas cuatro zonas representativas en cada uno de ellos (Ver Figura 10.1). En el glaciar Upsala se las denominó como U1, U2, U3 y U4, considerando a la primera de éstas como la zona de testeo localizada en el frente glacial y a U4 en el sector más elevado. De la misma manera, para el glaciar Viedma fueron definidas como V1, V2, V3 y V4, respectivamente.

La representatividad de las zonas de testeo estuvo definida por: **1)** la localización de cada zona sobre el flujo central, asumiendo que en esta parte el hielo glacial no está afectado por la fricción lateral ofrecida por las paredes del valle glacial (Bennett y Glasser, 2011); **2)** zonas de testeo ubicadas en distintas fajas altitudinales con el objetivo de develar patrones de comportamiento en distintos contextos; **3)** continuidad de la serie temporal de datos, lo cual se logró localizando las cuatro aéreas de testeo por debajo de la Línea de Equilibrio Altitudinal (ELA por sus escritura

en inglés). Esta última decisión permitió detectar zonas rugosas y con características particulares sobre la superficie glacial, lo cual hubiese sido imposible en la zona de acumulación, frecuentemente cubierta por nieve estacional. La ELA considerada para el Upsala se localizó a los 1170 m, mientras que la del Viedma a 1260 m (De Angelis et al., 2014).

Una vez detectados los sectores que cumplieron con las tres condiciones pautadas, se establecieron zonas de 1600m x 1600m (2,5 km²). Considerando que el píxel resultante del proceso de estimación de velocidades fue de 200 m, cada zona estuvo compuesta por 64 pixels. A fin de eliminar el ruido propio de cada píxel y en busca de una señal representativa en el tiempo, los valores de velocidades de cada píxel fueron promediados en un único valor por zona.

Correlación

Las velocidades superficiales fueron contrastadas con los índices climáticos (SAM y ENSO) (capítulo 4); las alturas del nivel del lago Argentino (capítulo 5); y las temperaturas superficiales lacustres y del hielo (capítulo 7). El contraste con los registros sísmicos y volcánicos (capítulo 3), y litológicos (capítulo 6) no fueron aquí abordados. En el primer caso se debió a la falta de datos durante el periodo en que se analizaron las velocidades. En el caso de las litologías se debió a la imposibilidad de conocer el tipo de rocas del lecho glacial sobre el cual el glaciar se desplaza actualmente.

En los casos donde las correlaciones fueron efectivizadas, previamente se debieron amalgamar las resoluciones temporales: las variables disparadoras presentaron una resolución temporal mensual mientras que las velocidades una resolución semanal/quincenal, dependiendo los pares de imágenes (Tabla 10.3). En consecuencia, se estimaron velocidades medias mensuales.

Tasa de Calving del glaciar Upsala

Como ya fuera mencionado, las variables que aquí han sido consideradas como indicadoras de la dinámica glacial, al mismo tiempo, son disparadoras de otros procesos dinámicos. La producción de témpanos a través del proceso de parto glacial (*calving*) es una componente importante en la pérdida de masa de las capas de hielo polares y los glaciares, en muchas partes del mundo. Las tasas de *calving* pueden aumentar drásticamente en respuesta al aumento de la velocidad y/o retroceso del margen del glaciar, con importantes implicaciones para el cambio del nivel del mar (Benn et al., 2007).

La relación existente entre la velocidad superficial en la zona terminal y la fluctuación frontal es conocida como tasa de *calving*, y puede ser expresada conforme a la Ecuación 10.1:

$$U_c = U_t - \left(\frac{\Delta L}{\Delta t}\right) \quad (10.1)$$

Donde U_c es la tasa de *calving*, U_t es la velocidad superficial promedio en la zona terminal y $(\Delta L/\Delta t)$ es la tasa de fluctuación frontal.

En efecto, para su estimación, U_t fue representada por las velocidades obtenidas en U1, zona de testeo adyacente al frente glacial. Por su parte, los cambios en la posición frontal, y la consecuente tasa de fluctuación ha sido estimada de los mismos pares de imágenes usados para la estimación de las velocidades superficiales (ver Tabla 10.3). La técnica para su mapeo fue mediante la fotointerpretación, equivalente a la realizada en el capítulo 9. Para más detalles sobre su estimación ver sección “Materiales y métodos” de dicho capítulo.

Resultados

Glaciar Upsala

Las velocidades superficiales mostraron una fuerte variabilidad mes a mes, aunque con una cierta tendencia a mayores velocidades entre marzo-abril y junio-agosto, observándose una reducción de éstas en los meses restantes. A pesar de esta generalidad, pulsos de aceleración relativa han sido registrados entre los meses de octubre y febrero. Esta primera afirmación se contrapone a lo asumido por Skvarca y De Angelis (2002) acerca de que la variación estacional de la velocidad del flujo en la Patagonia es limitada.

Entre las cuatro zonas testeadas en este glaciar, U2 y U3 mostraron comportamientos similares. En particular, la similitud estuvo definida por la sincronización en la evolución temporal de las velocidades entre ambos sitios (aceleraciones y desaceleraciones). Cuando en U2 las velocidades aumentaron, en U3 también lo hicieron, y viceversa. De hecho, el grado de correlación reportado entre ambas zonas fue de 0,91. En ambos sitios las velocidades máximas ocurrieron, sin excepción, entre los meses de mayo y agosto, alcanzando los $4,5 \pm 0,2 \text{ md}^{-1}$ en U2 durante el invierno de 2017 (Figura 10.3).

Por otro lado, U1 mostró un débil contraste de velocidades entre el periodo estival e invernal, que sí se registró en U2, U3 y U4. Por el contrario, la variación de las velocidades fue una constante a lo largo de todo el año, sin un periodo claro de máximas velocidades. Comparativamente, se evidenció que U1 fue la zona que mostró las máximas velocidades durante los meses de enero-marzo, momento del año en que el resto de las zonas mostró sus velocidades más bajas. Otra muestra de la baja similitud del comportamiento de las velocidades en U1 respecto del resto de las zonas fue el grado de correlación mostrado, que en ninguno de los casos fue superior a 0,3.

Una situación intermedia entre lo observado en U1 respecto de U2 y U3, fue U4. Esta zona se caracterizó por su bajo rango de variación de las velocidades en comparación con las demás zonas. En ningún caso, éstas superaron los $3 \pm 0,2 \text{ md}^{-1}$. Un aspecto similar de U4 respecto de U2 y U3, fue la tendencia a presentar las mayores velocidades en el periodo invernal, aunque mucho menos marcada que en esas zonas. Sin lugar a duda, las variaciones de las velocidades y su comportamiento a lo largo del periodo de estudio sugieren diferentes mecanismos de control en cada una de las zonas. En efecto, es preciso recordar que U1 se encuentra próxima al frente glacial, U2 y U3 en un sector intermedio y U4 en la porción alta de la zona de ablación. Las posibles causas de su comportamiento diferencial son abordadas en el apartado “Correlación y Discusión”, al final de este capítulo.

Por otro lado, la distribución espacial de las velocidades superficiales mostró dos patrones comunes a lo largo de toda la serie, ambos relacionados con periodos de altas y bajas velocidades superficiales. Los periodos de bajas velocidades fueron definidos como aquellos que no superaron los $2,5 \text{ md}^{-1}$, y en esos casos se observó una distribución típica de velocidades en un cuerpo glacial: el flujo central con las mayores velocidades y un gradiente negativo hacia los márgenes (Figura 10.4). En esos casos se detectó una aceleración del flujo en la zona terminal, inicialmente vinculada a la reducción local de la PNE debido a la interacción con el cuerpo de agua (capítulo 7, 8 y 9).

En el caso de los periodos de altas velocidades superficiales ($> 2,5 \text{ md}^{-1}$), el patrón espacial fue diametralmente distinto al recientemente comentado. En estos casos las máximas velocidades no presentaron una distribución espacial asociada al eje del flujo central, por el contrario, estuvieron localizadas mayormente en la zona de convergencia del flujo principal con el brazo Cono, tributario de éste (ver Figura 10.4). A diferencia de los periodos de bajas donde las velocidades del flujo central no sugirieron una influencia concreta sobre las velocidades de los brazos tributarios, en

los periodos de altas velocidades si pudo observarse tal influencia. En particular pudo notarse como el foco de altas velocidades, localizado en la convergencia recién mencionada, aceleró el flujo de hielo proveniente del brazo Cono. Dicha aceleración es una consecuencia del aumento del gradiente de velocidad existente entre la zona de altas velocidades y los sectores inmediatamente hielo arriba, ejerciendo un efecto de tiro (*pulling*). Este efecto es similar al ocurrido en la zona terminal a causa de la aceleración del flujo por la reducción de la PNE, antes comentado.

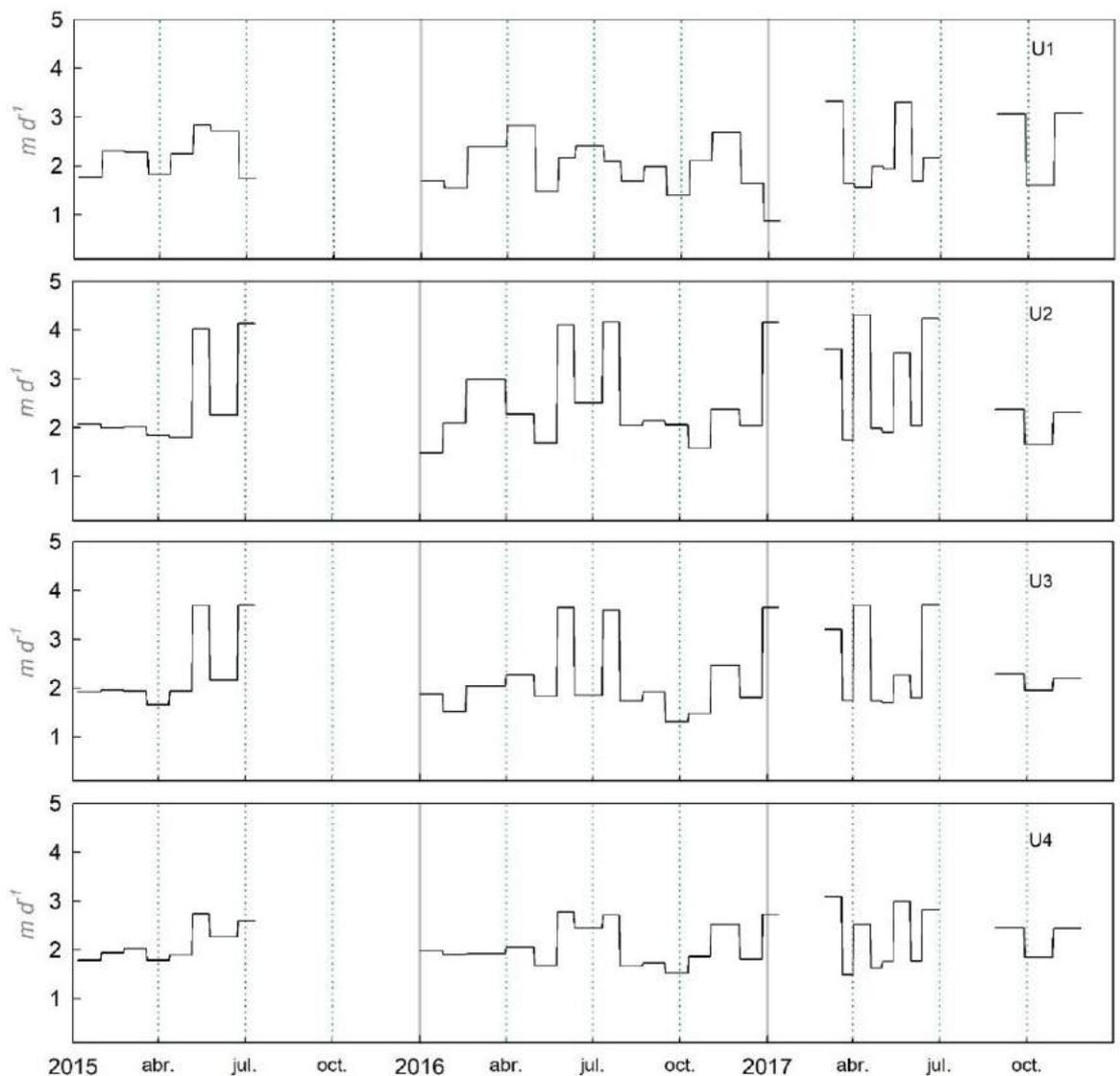


Figura 10.3. Velocidades superficiales del glaciar Upsala en distintos sectores a lo largo de su flujo central (periodo 2015-2017).

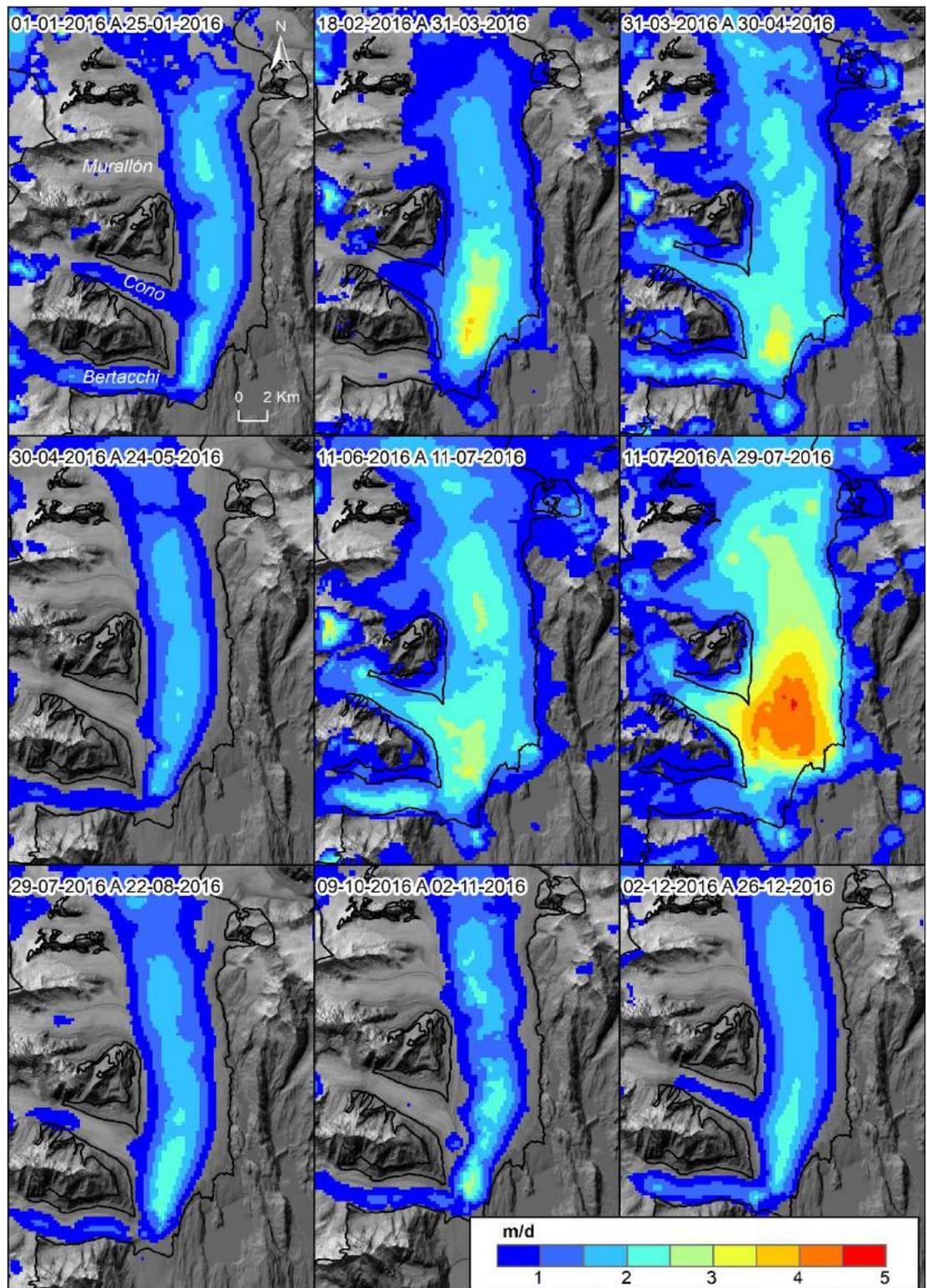


Figura 10.4. Distribución espacio-temporal de las velocidades superficiales sobre el glaciar Upsala. Periodo de ejemplo: año 2016.

Glaciar Viedma

Las velocidades superficiales aquí estimadas mostraron una baja variabilidad mes a mes, con una fuerte tendencia a mayores velocidades entre marzo-junio y octubre-diciembre, y una reducción de éstas en los meses intermedios. A pesar de esta generalidad, durante febrero de 2017, se observaron pulsos de aceleración relativa en todas las zonas testeadas (V1, V2, V3 y V4) (Figura 10.5).

En términos generales, los cuatro sitios testeados mostraron una evolución temporal similar, traducida en un fuerte acompañamiento de las variaciones de velocidades entre todas las zonas. De allí que la correlación reportada entre las zonas haya sido mayor a 0,81 en todos los casos, con un máximo de 0,95 entre V1 y V2. A pesar de la fuerte covarianza entre todas las zonas, V1 y V2 mostraron un comportamiento más próximo, al mismo tiempo que V3 y V4. En este punto, las similitudes se correspondieron con la evolución temporal y a las magnitudes observadas. En el caso de V1 y V2, las variaciones de velocidades a lo largo del periodo fueron menos abruptas que lo mostrado por V3 y V4. Las velocidades máximas fueron sistemáticamente identificadas en V3, superando los $2,5 \text{ md}^{-1}$. Finalmente, y al igual que las velocidades observadas en el glaciar Upsala, las posibles causas de las velocidades superficiales del glaciar Viedma son abordadas en el apartado “Correlación y Discusión”, al final de este capítulo.

En término espaciales, la distribución y comportamiento de las velocidades superficiales fue completamente distinta a la observada en el glaciar Upsala. En el caso del Viedma el patrón espacial detectado fue coherente a lo largo de todo el año: mayores velocidades en el flujo central y un gradiente negativo hacia los márgenes (Figura 10.6). Además, también se localizaron dos focos sistemáticos de altas velocidades en la zona frontal (V1) y media (V3). Respecto del primero, la explicación es equivalente al comentado para el glaciar Upsala, el cual está relacionado a la reducción de la PNE a causa de la interacción con el cuerpo de agua. En cuando al segundo de éstos, está asociado a un resalte topográfico propio de la topografía subglacial, previamente reportado por Euillades et al., (2016) y Lo Vecchio et al., (2018). La consecuencia de dicho gradiente topográfico es una continua aceleración del flujo de hielo.

Comparaciones

El primer aspecto detectado fue la marcada diferencia en las magnitudes de las velocidades superficiales: mientras que en el glaciar Viedma ocasionalmente superaron los 2 md^{-1} , en el Upsala ese umbral fue excedido con frecuencia. La

segunda diferencia fue que las velocidades superficiales del glaciar Viedma en las distintas zonas de testeo tuvieron un correlato entre ellas, por el contrario, en el Upsala se observaron cambios en la evolución de las velocidades respecto de la posición espacial de cada zona (Figura 10.7).

Entre los puntos en común, se destacó que el segundo trimestre de cada año (abril-junio) mostró frecuentemente las mayores velocidades superficiales. El segundo aspecto en común es que ambos glaciares experimentaron una marcada fase de aceleración entre mayo y junio de 2016, y febrero-junio del 2017, respectivamente.

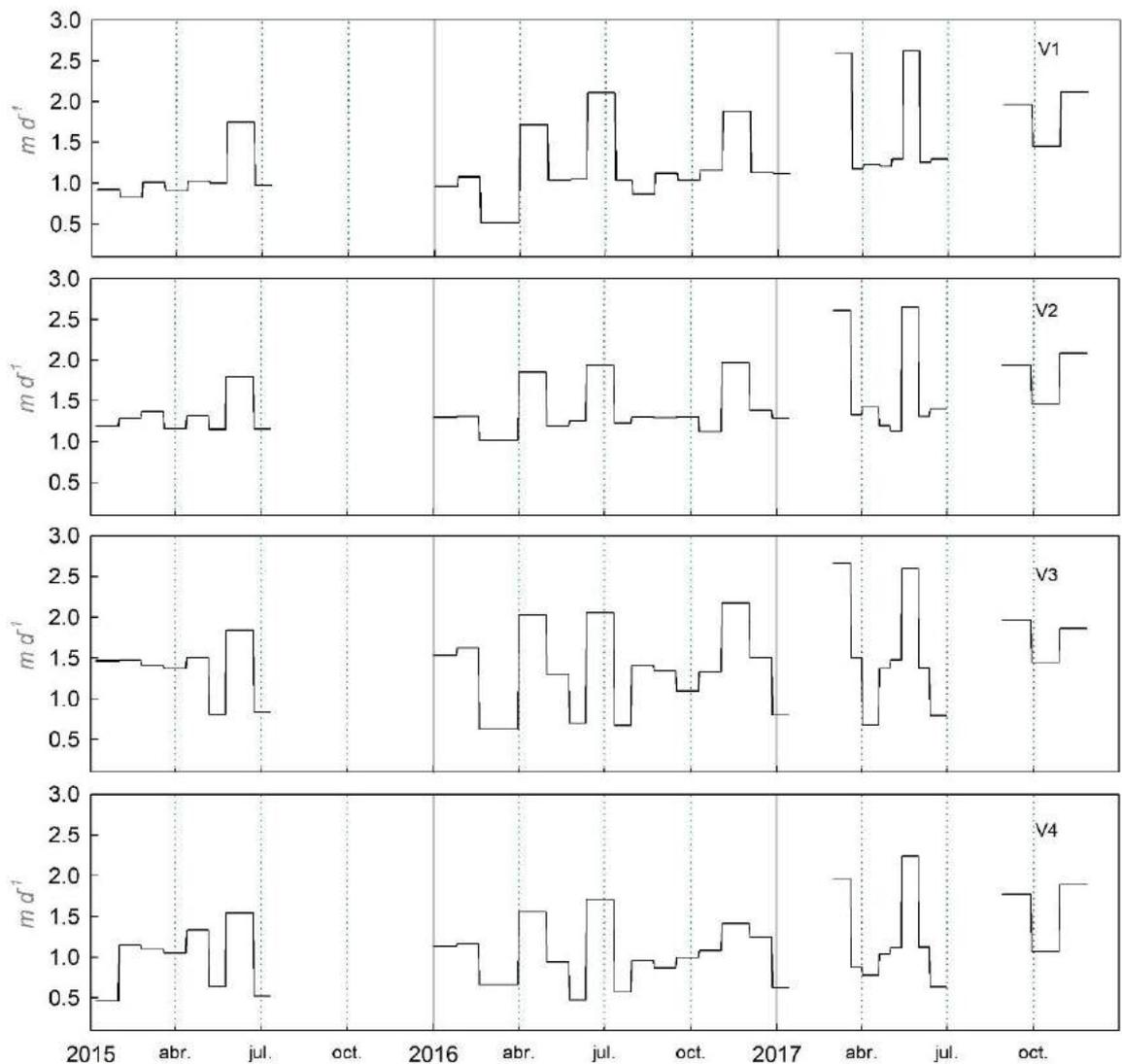


Figura 10.5. Velocidades superficiales del glaciar Viedma en distintos sectores a lo largo de su flujo central (periodo 2015-2017).

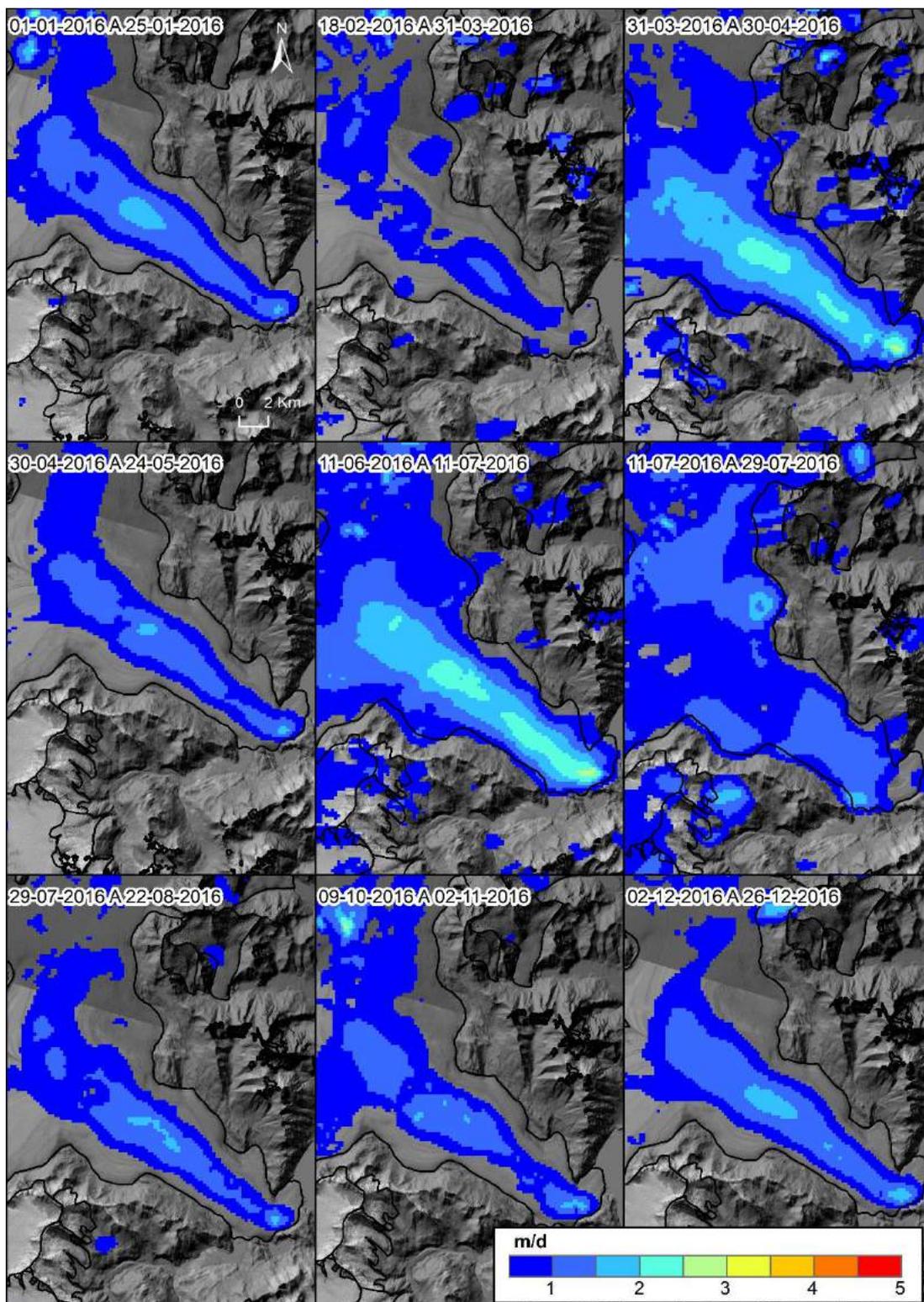


Figura 10.6. Distribución espacio-temporal de las velocidades superficiales sobre el glaciar Viedma. Periodo de ejemplo: año 2016.

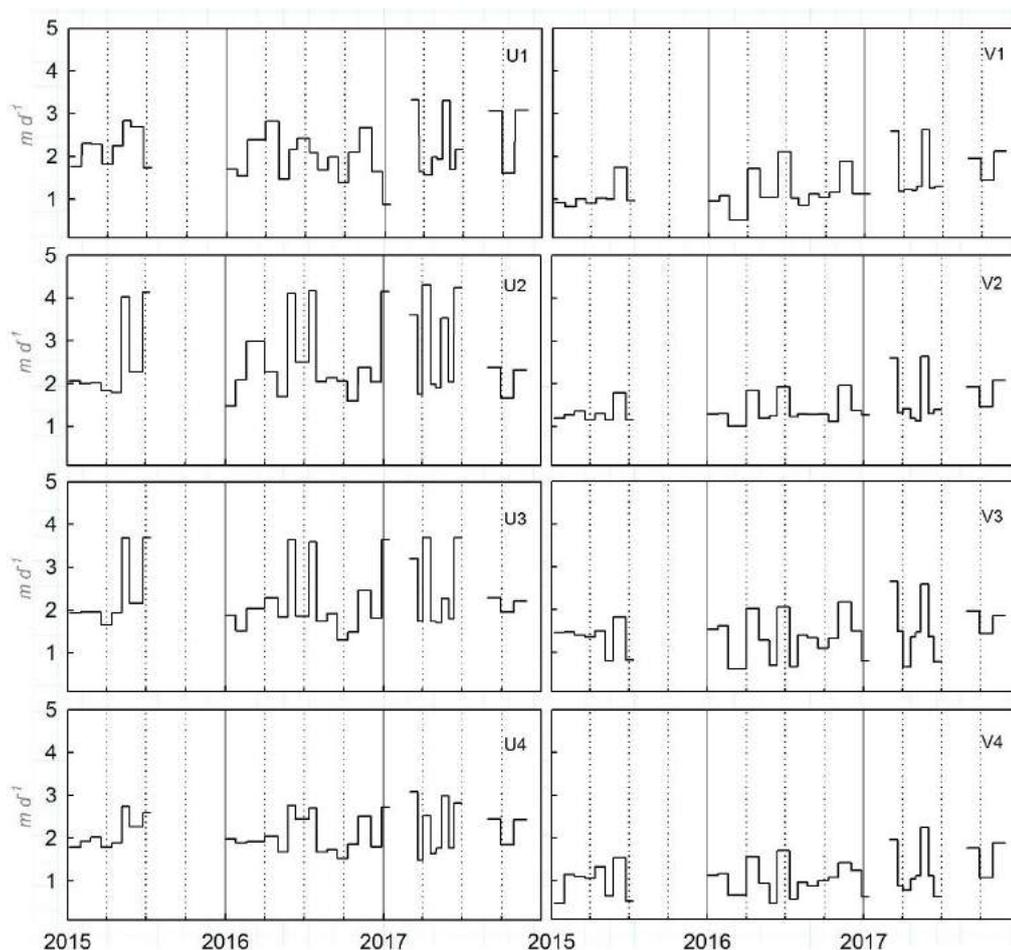


Figura 10.7. Velocidades superficiales de los glaciares Upsala y Viedma en las distintas zonas de testeo (periodo 2015-2017).

Correlación y Discusión

Velocidades superficiales vs. Índices climáticos (SAM y MEI)

El análisis de correlación entre los registros de velocidades superficiales e índices climáticos no mostró ningún tipo de vínculo. Por el contrario, las variables actuaron de forma independiente (Figura 10.8 y 10.9). La principal interpretación como consecuencia de esta falta de vínculo se asoció a la escala temporal del análisis. Es preciso recordar que las velocidades estimadas se relacionaron con variaciones intraanuales, mientras que los índices climáticos tienen un efecto en el mediano y largo plazo (lustros, décadas y centurias). De allí se desprende que estos índices, en particular el SAM, hayan correlacionado satisfactoriamente con las fluctuaciones frontales a largo plazo (capítulo 9).

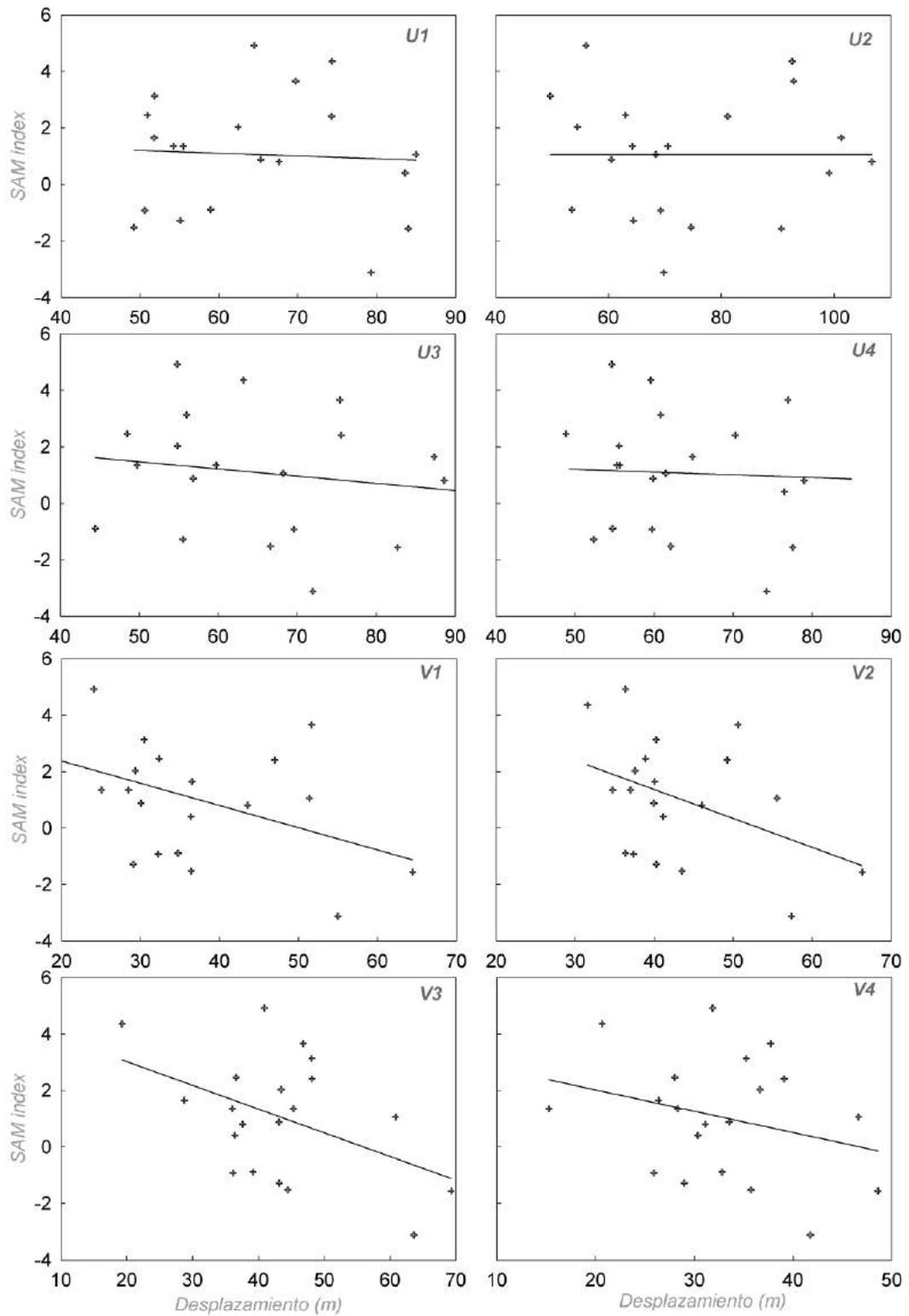


Figura 10.8. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y el índice SAM.

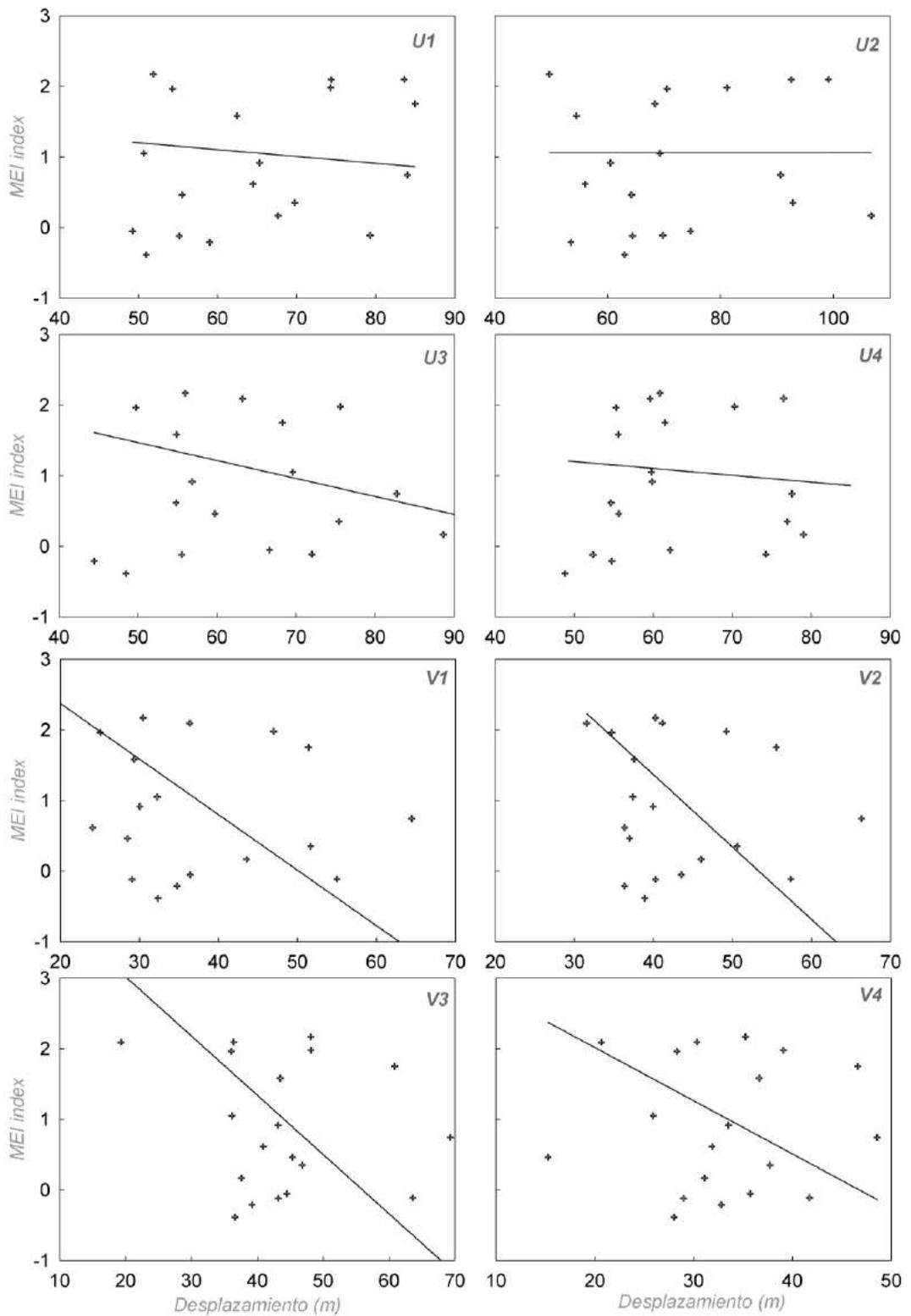


Figura 10.9. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y el índice MEI.

Velocidades superficiales vs. TSL y TSH

En ninguno de los casos evaluados las velocidades superficiales mostraron vínculo alguno con las TSL (Figura 10.10). Este comportamiento se mantuvo incluso en la zona de testeo U1 y V1 donde, a priori, podrían haberse esperado relaciones. Surge entonces la incógnita acerca si las velocidades del flujo glacial son independientes de las temperaturas superficiales lacustres. O, acaso, es una situación local, propia de la CRS. Sin lugar a dudas es un tópico que deberá ser explorado a futuro dentro del campo de la glaciología.

La situación observada entre las velocidades superficiales y las TSH completamente diferente. Las relaciones aquí observadas arrojaron resultados alentadores, y además mostraron una tendencia espacial. En particular se observó un progresivo aumento de la correlación desde la zona frontal (U1) hacia la zona de testeo más elevada (U4), lo cual reviste de un sentido glaciológico muy fuerte¹ (Figura 10.11). La baja correlación observada en U1 (0,26), adyacente al frente, quedó justificada en el hecho que en dicho sector las velocidades dominantes estarían controladas por los desplazamientos basales. A partir de U2 (0,64) la correlación empezó a incrementarse hacia U4 (0,73), esto podría explicarse por un cambio en el estilo de desplazamiento predominantemente por deformación, aunque no excluyente. De hecho, Mouginito y Rignot, (2015) sugirieron que considerando las altas velocidades de los glaciares de descarga del CHPS, éstos deberían estar influenciados por desplazamientos basales, incluso en las zonas de la cuenca media y alta.

Las aceleraciones repentidas observadas en los meses invernales sugieren un control de las velocidades externo a las temperaturas del hielo, es decir, ajeno a los desplazamientos por deformación. En ese sentido, parecería ser que el agua almacenada en la estructura englacial y subglacial, y su posterior drenaje es la responsable de esas aceleraciones súbitas. En este punto hay que considerar no solo el agua de fusión nivo-glacial, sino también, el agua ingresada al sistema a causa de precipitaciones líquidas, abundantes en las zonas intermedias y bajas de estos glaciares.

¹ En este apartado el glaciar Viedma no fue analizado debido a la ausencia de datos de TSH (ver capítulo 7).

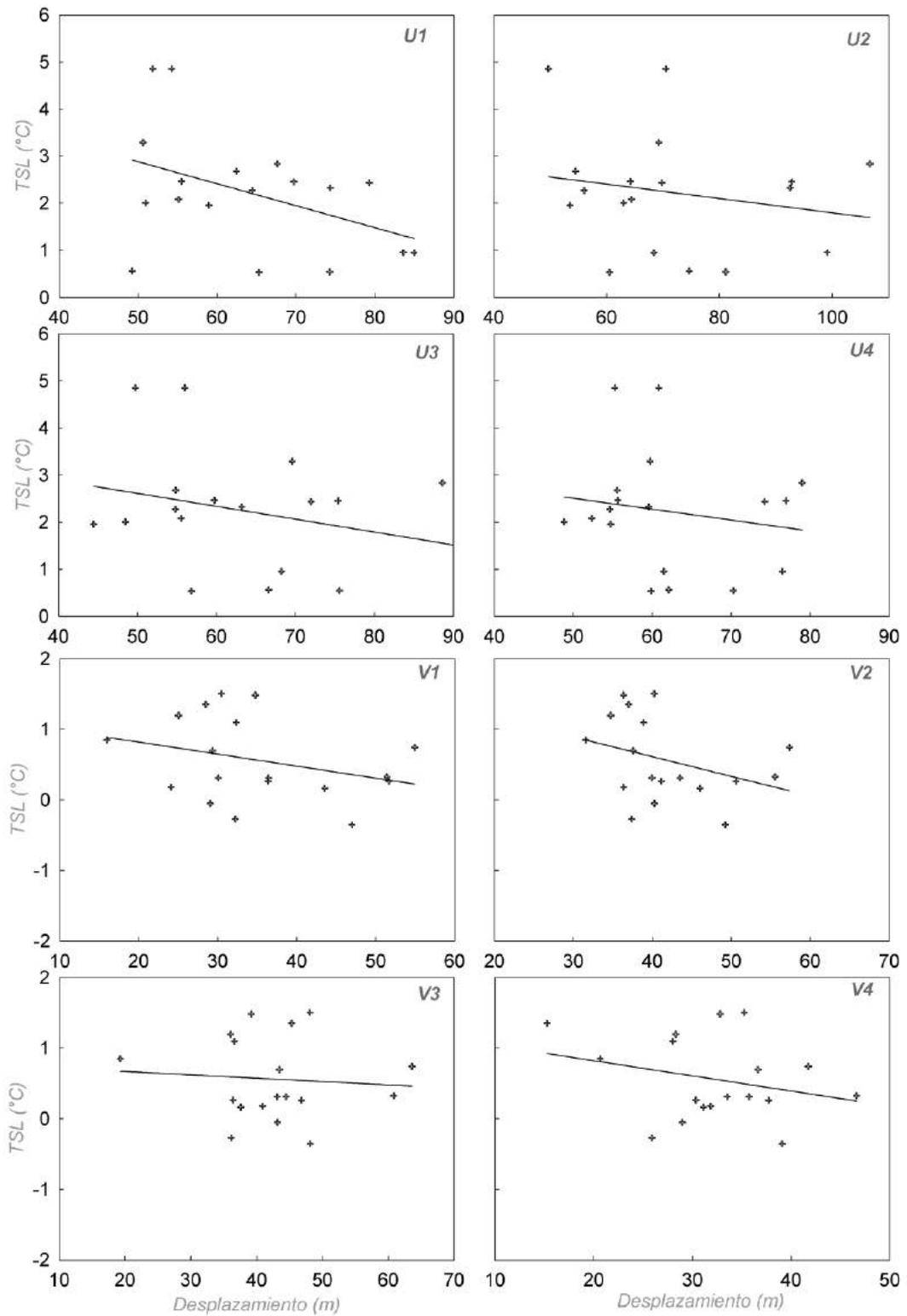


Figura 10.10. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Temperaturas Superficiales Lacustres.

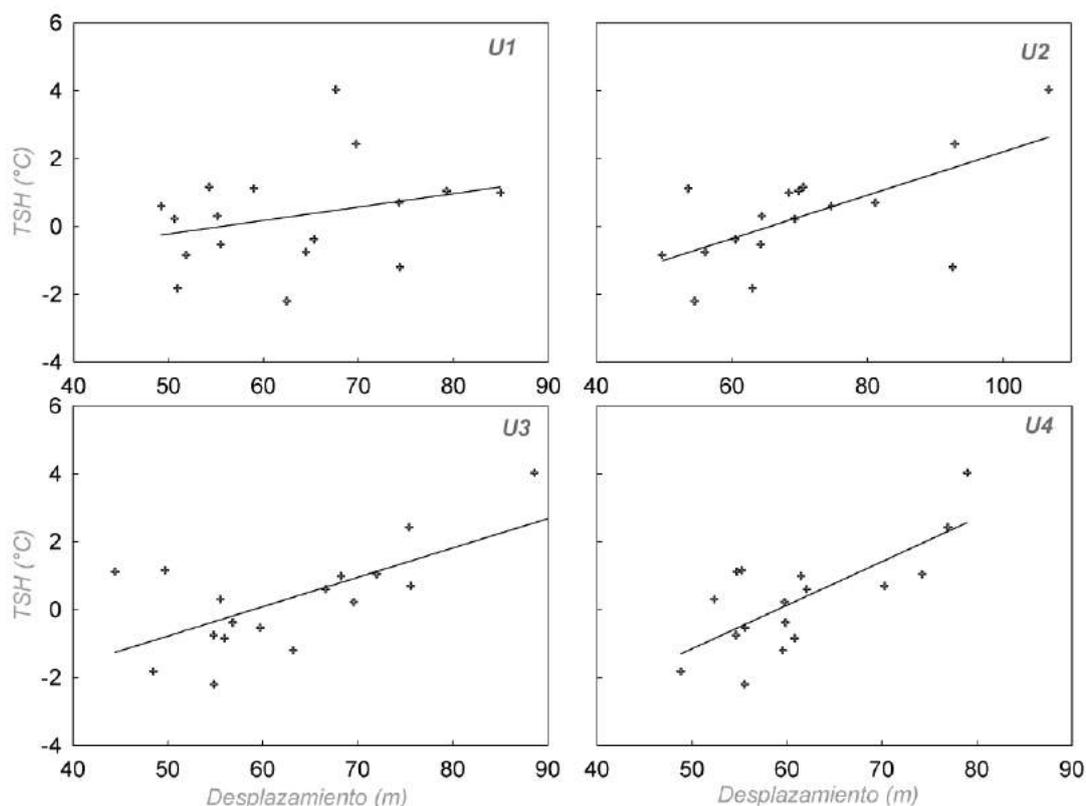


Figura 10.11. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Temperaturas Superficiales del Hielo.

Velocidades superficiales vs. Altura del Nivel Lacustre

El análisis de correlación entre las velocidades superficiales y los niveles del lago Argentino mostró un deficiente vínculo entre ambas variables (Figura 10.12). Una probable explicación podría encontrarse en la gran profundidad de los cuerpos de agua en las inmediaciones a los glaciares Upsala y Viedma, donde sus oscilaciones estacionales no alcanzarían para alterar la fuerte influencia ya ejercida por la propia profundidad de éstos. Dicho de otro modo, oscilaciones estacionales de ~1,5 m entre invierno y verano (Richter et al., 2016) serían insuficientes para modificar el impacto de la columna de agua de ~500 m o más.

De ello se desprende que un análisis de este estilo debería llevarse a cabo en glaciares que, a diferencia del Upsala y Viedma, no estuviesen cercanos al punto de flotación, por ejemplo, el glaciar P. Moreno (ver capítulo 9). De hecho, Sugiyama et al., (2011), encontraron un fuerte vínculo entre las velocidades superficiales del glaciar P. Moreno y los cambios en el nivel del agua en dos perforaciones hechas en

el hielo, estas últimas íntimamente relacionadas con las variaciones en el nivel lacustre.

Finalmente, un último aspecto a analizar es la resolución temporal de trabajo. La evolución y avance de los estudios glaciológicos ha demostrado la multiescalaridad de los procesos, tanto espacial como temporal (Paterson, 1972). Por ello, ciertos procesos pueden ser comprendidos si se considera una visión a largo plazo (Mouginot y Rignot, 2015), mientras que otros lo harán a través de observaciones diurnas (Sugiyama et al., 2011). En efecto, resulta relevante encarar los estudios desde la consideración de un sistema complejo abordado de manera íntegra y multiescalar. Surge entonces interrogantes: ¿las débiles relaciones aquí observadas revisten de un problema de resolución temporal? Aunque la respuesta podría ser parcialmente afirmativa, los resultados analizados en esta tesis han proporcionado evidencias que cada glaciar de la CRS es un individuo único y con características particulares, donde difícilmente puedan hacerse asociaciones por extrapolación.

Tasa de *calving*

Como se mencionó anteriormente, la tasa de *calving* es producto de las velocidades superficiales y de los cambios en la posición del frente glacial. Valores positivos de la tasa indican eventos de retroceso frontal, mientras que valores negativos momentos de avance. La tasa de *calving* debe ser entendida como el resultado de una puja entre fuerzas que estimulan al glaciar a avanzar y otras que lo desestabilizan y particionan. Así, por ejemplo, en el glaciar Upsala, entre el 31 de enero y el 23 de febrero del 2015 la velocidad media en U1 fue de $2,3 \pm 0,2 \text{ md}^{-1}$. Esto implica que, si el glaciar no estuviese influenciado por los efectos de pérdida, su frente podría haber avanzado 55,2 m. Sin embargo, entre esas fechas el frente glacial retrocedió 109,2 m, a tasas diarias de $-4,55 \text{ md}^{-1}$. Lo anteriormente expuesto significa que si el frente glacial (U1) hubiese tenido una velocidad superficial igual a 0 md^{-1} durante ese periodo, hubiese retrocedido 164,4 m, dando por resultado una tasa de *calving* de $6,8 \text{ md}^{-1}$ (ver Ecuación 10.1). La evolución de la posición del frente del glaciar Upsala durante el periodo 2015-2017 ha revelado un marcado patrón de avances y retrocesos intraanuales en el marco de una tendencia de recesión en el periodo medio y largo (Figura 10.13). Dicha observación pone de manifiesto la complejidad subyacente en la fluctuación frontal del glaciar Upsala, y la importancia de estudios multiescalares, tanto en lo espacial como en lo temporal.

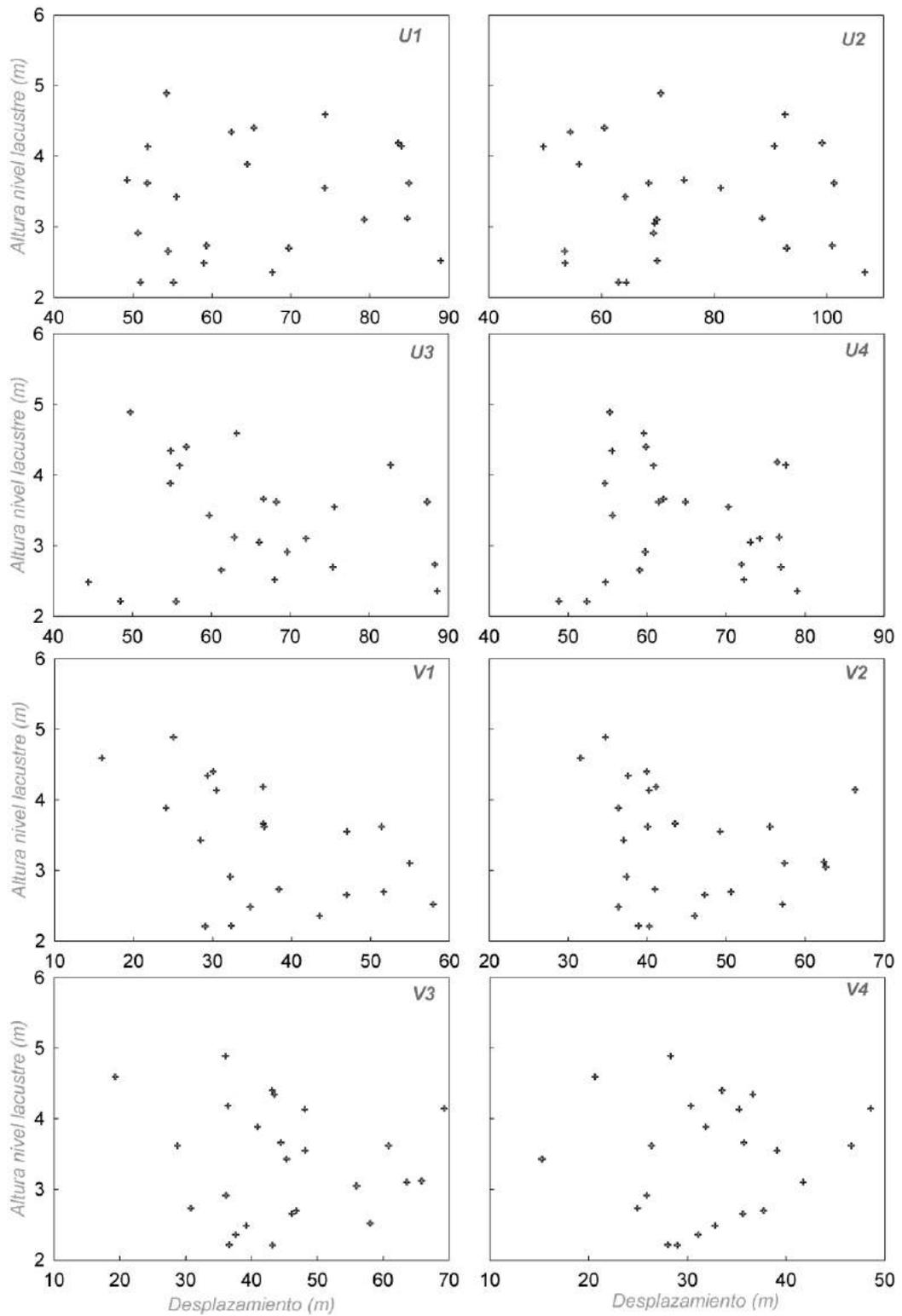


Figura 10.12. Gráfico de dispersión entre los desplazamientos superficiales del flujo glacial y Altura del nivel lacustre.

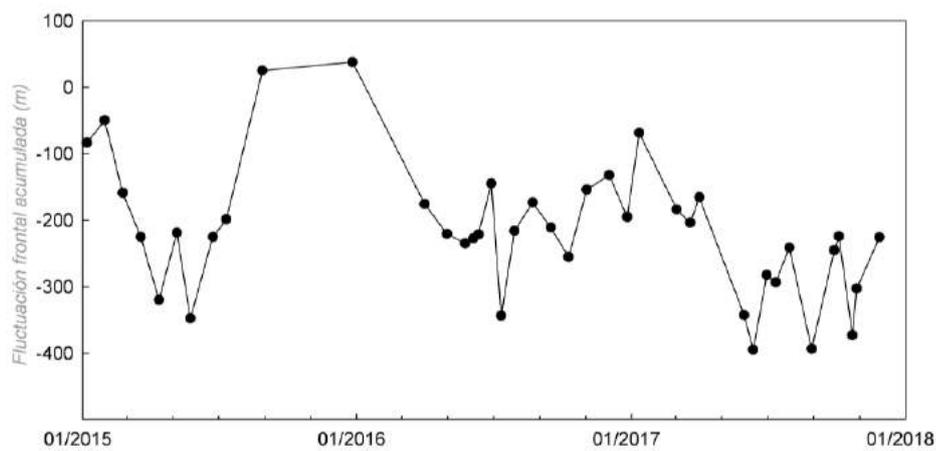


Figura 10.13. Fluctuación frontal acumulada del glaciar Upsala. Tiempo inicial: 06-01-2015.

Los resultados de la estimación de la tasa de *calving* han dado indicios de un comportamiento con fuertes variaciones intraanuales, con periodos de pérdida superiores a los 10 md^{-1} ($\sim -3600 \text{ ma}^{-1}$), y otros con ganancias netas de más de 5 md^{-1} ($\sim 1825 \text{ ma}^{-1}$) (Figura 10.14). En ningún caso se corroboró un comportamiento estacional (denotando verano-invierno). Esta última observación está en sintonía a lo expresado por Benn et al., (2007) quienes observaron que la tasa de *calving* en glaciares terminados en cuerpos de agua dulce está estrechamente asociada a la topografía lacustre inmediatamente adyacente a la posición frontal, y no a variables con ciclos estacionales. Ese mismo vínculo fue inicialmente descrito para el glaciar Upsala por Warren et al., (1995) y posteriormente por Skvarca et al., (2002) quienes a partir de distintas observaciones en glaciares de *calving* en agua dulce (Figura 10.15), propusieron relaciones empíricas para describir a esa relación como lo muestra la Ecuación (10.2):

$$U_c = 3,62 H_w \quad (10.2)$$

Donde U_c es la tasa de *calving* y H_w es la profundidad media de la columna de agua en la sección lacustre involucrada.

En efecto, a través de las tasas de *calving* calculadas en esta tesis y en adición a la Ecuación 10.2 se estimaron las profundidades del lecho lacustre del canal Upsala en la porción interviniente entre enero de 2015 y noviembre de 2017 (Tabla 10.4). Los resultados derivados revistieron de profundidad lógica, sobre todo al contrastarlos con las profundidades estimadas por (Naruse y Skvarca (2000), Skvarca y De Angelis (2002) y Sugiyama et al., (2016). Solo un registro entre

veinticuatro arrojó profundidades consideradas anómalas (1007 m), sugiriendo que más allá del buen ajuste observado, aún quedan aspectos por ser dilucidados. No obstante, es necesario resaltar la capacidad de lo expresado por la Ec. 10.2 para colaborar profundamente en la inferencia de la topográfica subacuática en sitios donde las mediciones son escasas o, incluso, inexistentes.

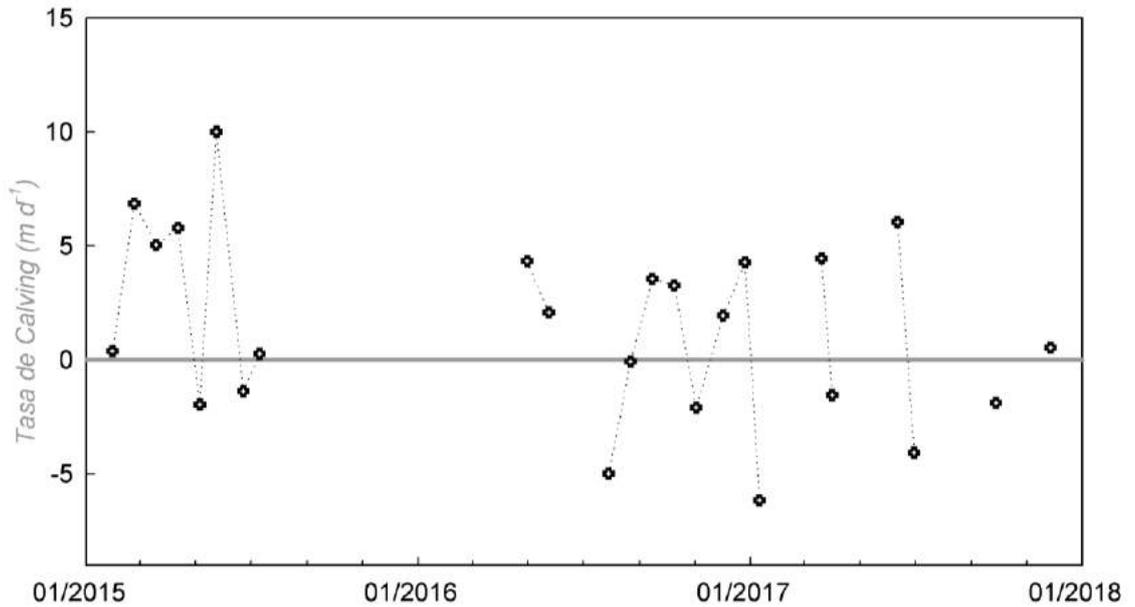


Figura 10.14. Tasa de calving del glaciar Upsala entre el 06-01-2015 al 27-11-2017.

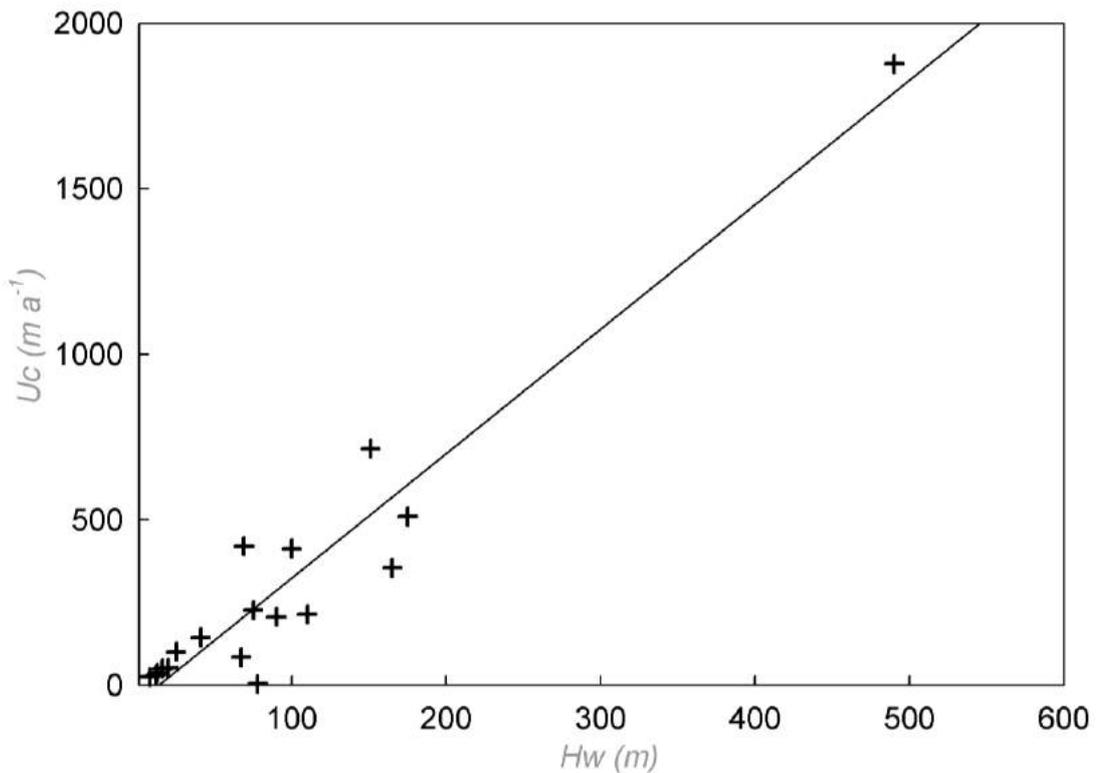


Figura 10.15. Relación entre la Tasa de Calving (U_c) y la profundidad del lecho lacustre (H_w) en glaciares de calving en agua dulce observada por Warren et al., (1995) y actualizada por Skvarca et al., (2002).

Tabla 10.4. Tabla síntesis de la estimación de la tasa de calving para el glaciar Upsala (2015-2017) y la profundidad lacustre derivada de la Ec. 10.2. FF: fluctuación frontal; Δt : tiempo transcurrido en días entre las imágenes que componen cada par. TF: tasa de fluctuación; Vs: velocidad superficial glacial; Uc: tasa de calving; Uc* es la tasa de calving estimada para todo un año a partir de Uc diario; Hw: profundidad lacustre media.

| Img. Master | Img. Esclava | FF (m) | Δt | TF (md^{-1}) | Vs (md^{-1}) | Uc (md^{-1}) | Uc (ma^{-1}) * | Hw (m) |
|-------------|--------------|--------|------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------------|---------------|
| 6/1/2015 | 30/1/2015 | 33,6 | 24 | 1,4 | 1,8 | 0,4 | 134,9 | 37,3 |
| 30/1/2015 | 23/2/2015 | -109,2 | 24 | -4,6 | 2,3 | 6,9 | 2502,8 | 691,4 |
| 23/2/2015 | 19/3/2015 | -66,2 | 24 | -2,8 | 2,3 | 5,0 | 1839,7 | 508,2 |
| 19/3/2015 | 12/4/2015 | -94,7 | 24 | -3,9 | 1,8 | 5,8 | 2107,7 | 582,2 |
| 12/4/2015 | 6/5/2015 | 101 | 24 | 4,2 | 2,3 | -2,0 | -714,5 | 197,4 |
| 6/5/2015 | 24/5/2015 | -128,6 | 18 | -7,1 | 2,8 | 10,0 | 3645,9 | 1007,1 |
| 24/5/2015 | 23/6/2015 | 122,4 | 30 | 4,1 | 2,7 | -1,4 | -503,4 | 139,1 |
| 23/6/2015 | 11/7/2015 | 26,6 | 18 | 1,5 | 1,7 | 0,3 | 94,8 | 26,2 |
| 31/3/2016 | 30/4/2016 | -44,7 | 30 | -1,5 | 2,8 | 4,3 | 1577,4 | 435,7 |
| 30/4/2016 | 24/5/2016 | -14,5 | 24 | -0,6 | 1,5 | 2,1 | 759,9 | 209,9 |
| 11/7/2016 | 29/7/2016 | 127,6 | 18 | 7,1 | 2,1 | -5,0 | -1823,6 | 503,8 |
| 29/7/2016 | 22/8/2016 | 42,5 | 24 | 1,8 | 1,7 | -0,1 | -29,3 | 8,1 |
| 22/8/2016 | 15/9/2016 | -37,3 | 24 | -1,6 | 2,0 | 3,5 | 1294,6 | 357,6 |
| 15/9/2016 | 9/10/2016 | -44,5 | 24 | -1,9 | 1,4 | 3,3 | 1189,2 | 328,5 |
| 9/10/2016 | 2/11/2016 | 100,9 | 24 | 4,2 | 2,1 | -2,1 | -765,9 | 211,6 |
| 2/11/2016 | 2/12/2016 | 22,2 | 30 | 0,7 | 2,7 | 1,9 | 708,4 | 195,7 |
| 2/12/2016 | 26/12/2016 | -63,1 | 24 | -2,6 | 1,6 | 4,3 | 1560,1 | 431,0 |
| 26/12/2016 | 13/1/2017 | 126,6 | 18 | 7,0 | 0,9 | -6,2 | -2246,9 | 620,7 |
| 2/3/2017 | 20/3/2017 | -20,1 | 18 | -1,1 | 3,3 | 4,4 | 1621,0 | 447,8 |
| 20/3/2017 | 1/4/2017 | 38,5 | 12 | 3,2 | 1,6 | -1,6 | -570,0 | 157,5 |
| 31/5/2017 | 12/6/2017 | -52 | 12 | -4,3 | 1,7 | 6,0 | 2200,6 | 607,9 |
| 12/6/2017 | 30/6/2017 | 112,3 | 18 | 6,2 | 2,2 | -4,1 | -1487,0 | 410,8 |
| 29/8/2017 | 28/9/2017 | 148,8 | 30 | 5,0 | 3,1 | -1,9 | -692,9 | 191,4 |
| 28/10/2017 | 27/11/2017 | 76,6 | 30 | 2,6 | 3,1 | 0,5 | 193,8 | 53,5 |

Síntesis

- ❖ Las velocidades superficiales se aceleraron súbitamente en forma de pulso entre los meses de abril y julio, en los glaciares Upsala y Viedma. Los resultados sugieren un control externo por parte de esas aceleraciones repentinas, particularmente con el drenaje súbito de estanques englaciales y subglaciales, y el ingreso de agua por eventos de precipitación líquida.
- ❖ Las velocidades del glaciar Upsala frecuentemente superan los $2,5 \text{ md}^{-1}$, mientras que las del Viedma son inferiores a ese umbral. En ese sentido, las máximas

velocidades del glaciar Viedma ocasionalmente superaron los $2,5 \text{ m d}^{-1}$, mientras que las del Upsala se aproximaron a los 5 m d^{-1} .

- ❖ Las velocidades superficiales del glaciar Upsala se caracterizan por presentar máximos zonales, especialmente en la zona de convergencia del flujo principal y glaciar tributario Cono. Esa máxima, produce un efecto de tiro sobre el aporte hecho por el tributario Cono.
- ❖ Las temperaturas superficiales del hielo han sido la única variable capaz de asociarse a las velocidades superficiales del glaciar Upsala, alcanzando $R=0,73$.

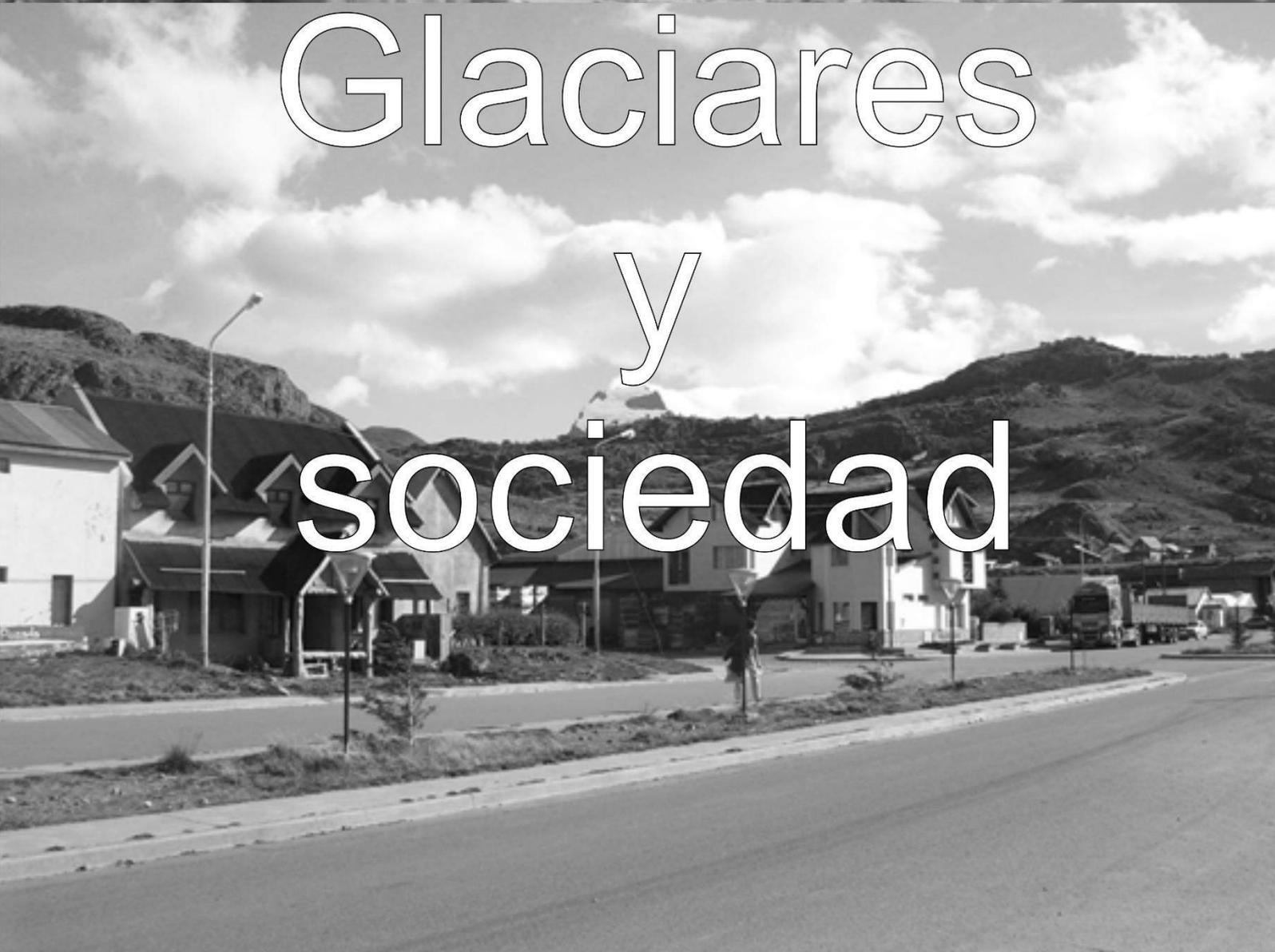


SECCIÓN IV: Síntesis.

Glaciares

y

sociedad



CAPÍTULO 11. Glaciares y sociedad, un futuro en común

A partir de la integración y los análisis derivados de los resultados e información generada en la presente tesis resulta evidente que la CRS está en continuo dinamismo. La evolución del sistema ambiental cuenca del río Santa Cruz está estrechamente vinculado a lo ocurrido principalmente en su cuenca alta, el ambiente glacial. La dinámica del ambiente glacial puede ser desagregado en dos aspectos abordados en esta tesis: la retracción glacial sostenida durante el periodo 1985-2017; y la tendencia, aunque sutil, al aumento de las superficies en fusión durante el periodo 2001-2016.

Respecto de las fluctuaciones, la retracción frontal total de la CRS fue de 19,2 km en el periodo 1985- 2017, equivalente a un área perdida de 128 km² y concentrada en las zonas terminales de los glaciares Upsala, Onelli, Viedma y Ameghino (Figura 11.1). Resulta evidente entonces que la retracción ha sido exclusivamente en glaciares terminados en lagos proglaciales. Las variables causales más significativas que explicaron ese comportamiento han sido: 1) nivel lacustre, especialmente en el glaciar Upsala; 2) Modo Anular del Sur (SAM), fuertemente vinculado con las fluctuaciones de los glaciares Upsala y P. Moreno; 3) temperatura superficial del hielo en el glaciar Upsala y 4) temperatura superficial lacustre en el Viedma. Esos resultados ponen de manifiesto la diversidad de factores actuantes a distintas escalas espacio temporales, resumidas en la Figura 2.6. Para mayor detalle acerca de la relación entre la fluctuación frontal y las variables disparadoras ver capítulo 9.

En cuanto a las superficies en fusión es clara la ciclicidad de este proceso, íntimamente relacionadas con las temperaturas superficiales del hielo ($R = 0,92$) (Figura 8.16a). Sin embargo, quedan descartadas las relaciones con los índices climáticos SAM y ENSO. Cabe destacar que la relación entre las TSH y las superficies en fusión reviste de un vínculo exponencial (polinomio de segundo grado), lo cual supone que ante un aumento de 1 °C de la TSH las superficies en fusión se duplicarán. Además, las superficies en fusión y su evolución son reflejadas en los niveles del lago Argentino ($R = 0,86$), estos últimos con un desfase de 2 meses respecto de las primeras. Esa inercia existente entre el máximo de fusión y el máximo nivel lacustre puede estar asociado al retardo existente en el drenaje del agua de fusión como consecuencia de la ineficiencia de la red de drenaje supraglacial, englacial y subglacial, durante los meses de enero y febrero, precisamente cuando ocurre el máximo de fusión (Bennett y Glasser, 2011). Ambos indicadores de cambios

son traducidos naturalmente hacia la cuenca media y baja, alterando y dinamizando a todo el sistema. Resulta imprescindible entonces considerar esta visión integral y sistémica acerca del funcionamiento ambiental, como mecanismo para arribar a un diagnóstico y pronóstico certero y realista.

Además, sumado a los aspectos antes mencionados, esta tesis ha remarcado la existencia de dos procesos naturales que hasta el momento han sido ignorados, pero con un potencial para modificar y dinamizar a la CRS como ningún otro factor analizado: la sismicidad y el vulcanismo. En ese sentido, urge la necesidad de estudios que permitan mejorar el conocimiento acerca de estos dos últimos procesos: el adelgazamiento generalizado en el CHPS (Jaber et al., 2018) está quitando presión sobre las cámaras magmáticas alojadas debajo de éste, lo cual podría estimular una reactivación de la actividad volcánica (Pagli y Sigmundsson, 2008).

De lo anteriormente expuesto se establece que el dinamismo pasado, presente y futuro de la CRS pueda ser directamente transferido y vinculado a las tres razones que hacen que los glaciares sean objeto de estudio por parte de la ciencia geográfica (capítulo 1): la formación de tierras aptas para el uso y aprovechamiento humano; fuente de agua dulce para el consumo y desarrollo humano; y su significado como fuente de amenazas naturales. En este sentido, la integración de las variables causales y dinámicas abordadas (capítulo 3 al 10) han permitido evaluar el comportamiento glacial y su impacto sobre el espacio geográfico. Entonces, se desprende un análisis resultante que ha dado lugar a la última etapa del método geográfico, la síntesis. Su objetivo es el de integrar y vincular a los múltiples aspectos abordados con la finalidad de establecer un diagnóstico y pronóstico acerca del vínculo glaciares y sociedad en la CRS.

En efecto, a continuación, se propone la integración de los resultados e información generada en los capítulos precedentes, traducidos en la respuesta social de las localidades cabeceras del sistema ambiental analizado: El Chaltén y El Calafate. Dicho de otro modo, las consecuencias de la dinámica ambiental han ejercido un control acerca de las actividades posibles de ser llevadas a cabo en esta región. Por lo tanto, en primer lugar, se presenta la interacción entre la disponibilidad de tierras y su ocupación por parte del hombre; en segundo término, se expone la importancia de la dinámica glacial reportada como fuente de agua y desarrollo de las comunidades mencionadas; y en tercer término se integran los análisis para así arrojar luz acerca de las posibles amenazas naturales a las que ambas localidades están expuestas.

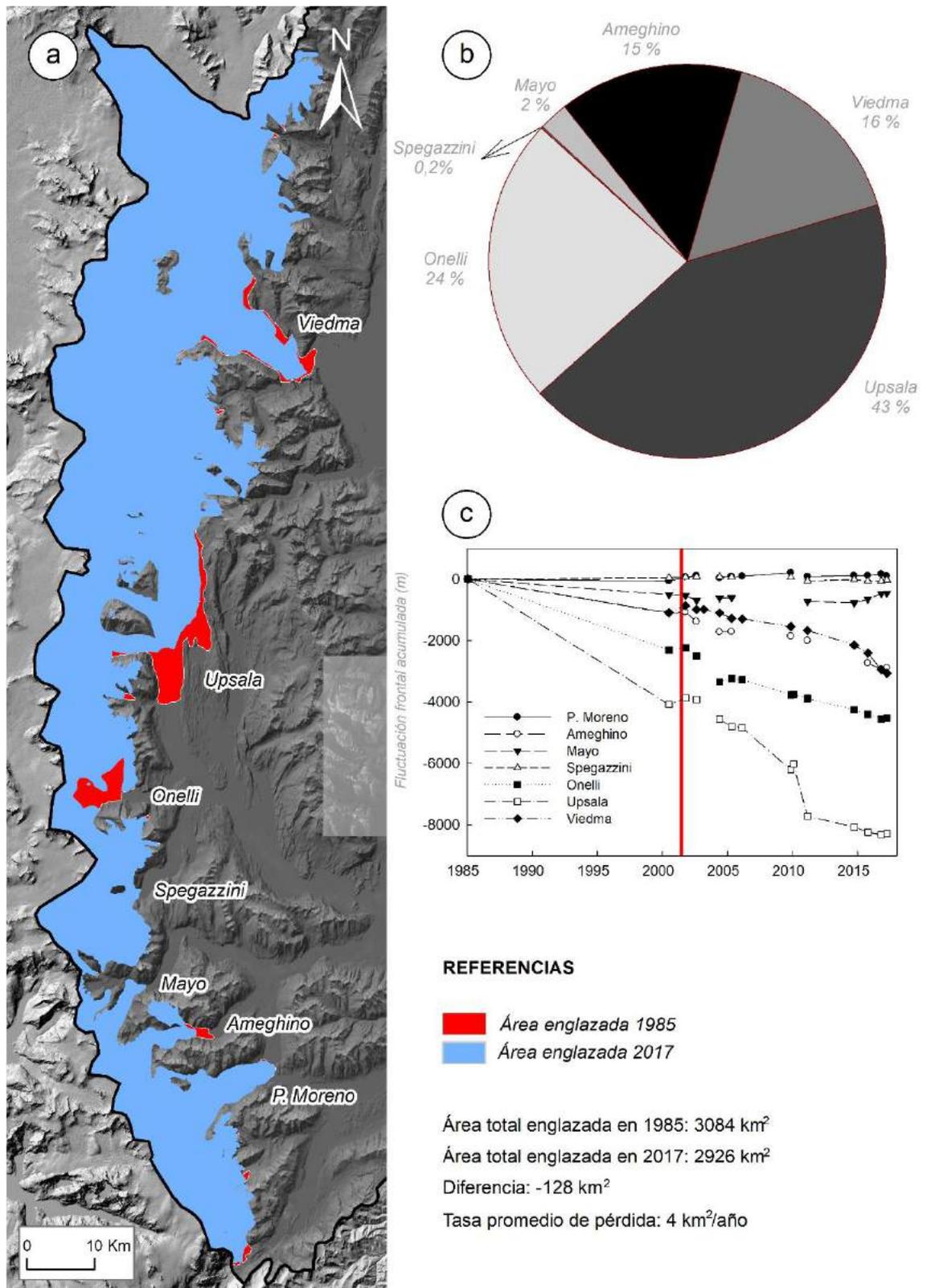


Figura 11.1. Síntesis de la fluctuación frontal de la CRS. a) Fluctuación areal entre los años 1985 y 2017. b) Porcentaje de participación por glaciar respecto de la fluctuación frontal total registrada entre los años 1985 y 2017 (-19,2 km). c) Fluctuación frontal acumulada por glaciar entre 1985 y 2017.

Disponibilidad de tierras y el aprovechamiento humano

La disponibilidad de tierras con diversas aptitudes son un condicionante acerca de las actividades humanas capaces de ser desarrolladas (Strahler, 2013). En la CRS, y especialmente en la cuenca alta y media, donde se emplaza el sistema lacustre Argentino-Viedma, los usos del suelo se acotan a: agrícola-ganadero, residencial, comercial y servicios (Ministerio de Hacienda, 2018).

El uso agrícola-ganadero caracterizó históricamente a esta cuenca, siendo la ganadería ovina y bovina las actividades más importantes dentro del producto bruto geográfico de la CRS (Consejo Federal de Inversión, 1973; Ministerio de Hacienda, 2018). En las inmediaciones del sistema lacustre Argentino-Viedma la disponibilidad de suelos de gran aptitud para el crecimiento natural de pastizales jugó un rol clave en el establecimiento y desarrollo de esta actividad. El origen de esos suelos tiene un profundo vínculo con la dinámica glacial, derivados de depósitos glaciales y glacifluviales (costa sur del lago Argentino). Los depósitos glaciales son mayormente constituidos por *till*, mezcla de textura heterogénea compuesta por una matriz fina de sedimentos y clastos de diversos tamaños no estratificados. Por su parte, los depósitos de origen glacifluvial han sido representados principalmente por planicies glacifluviales (*outwash*) (Glasser et al., 2008) y extensas pampas producidas por la reducción del área lacustre SLAV. En ambos casos, depósitos de origen glacial y glacifluvial, sus propiedades sedimentarias han sido el punto de partida para el establecimiento y desarrollo de la actividad vegetal (Figura 11.2). Esa observación ha sido confirmada por Ponce et al., (2013) quienes tras hacer un relevamiento de los campos de *drumlins*, *flutes* y *megaflutes* (geoformas de origen glacial) en las adyacencias del lago Viedma, concluyeron que la única opción para que vastas extensiones estuviesen dominadas por esa geomorfología era debido a una alta disponibilidad de rocas sedimentarias de grano fino. Esas rocas son las que ya fueran presentadas en el capítulo 6 de esta tesis, asociadas a la Fm. Rio Mayer y Toro, y a las que Lo Vecchio et al., (2016) responsabilizaron de los profundos valles tallados por el paso glacial.

Indicios de cambios en el patrón productivo comenzaron a ser visibles a partir de 1973, donde de acuerdo al informe técnico presentado por el Consejo Federal de Inversión (1973): *“Las actividades relacionadas a la prestación de servicios tienden a incrementarse y concentrarse (...) lo que hace prever para los próximos años el desarrollo integral de la zona, basado fundamentalmente en la utilización indirecta de*

las bellezas naturales de la región". Este hecho ha sido particularmente evidente en la expansión del área urbana de El Calafate y El Chaltén entre 1986 y 2016 (Figura 11.3). En 1986 la localidad de El Chaltén aún no cumplía un año de existencia y solo había unas pocas edificaciones (dependencias provinciales y del Parque Nacional Los Glaciares), sin embargo, a comienzos del 2016 el área ocupada era de 83 Ha. Por su parte, El Calafate también experimentó un fuerte proceso de expansión, en 1986 su área era de 94 Ha, mientras que en 2016 de 1679 Ha (~18 veces la superficie inicial). La expansión del área urbana en ambas localidades fue acompañada de un crecimiento neto en la población residente en el departamento de Lago Argentino², pasando de 1994 habitantes en el año 1970 a más de 18000 en 2010, según el Censo Nacional de Población de ese año. El vasto crecimiento demográfico en una región que hasta el momento perdía población (Consejo Federal de Inversión, 1973) fue posible y estimulado por el desarrollo del turismo vinculado a los glaciares (de ahora en más turismo glacial). Queda entonces en evidencia que los glaciares tienen un importante y punto en común con la dinámica social.

Un último aspecto relacionado a la expansión urbana experimentada por estas dos localidades está relacionado con los sitios elegidos para tales efectos. El Chaltén se encuentra emplazado sobre un antiguo valle glacial, actualmente retrabajado por la acción fluvial, limitado al oeste y el este por laderas con frecuentes procesos de remoción en masa, y al sur por el río Fitz Roy. En la actualidad, El Chaltén planifica un proceso de relocalización y el mayor inconveniente es que los sitios que presentan factibilidad de infraestructura están localizados en sectores con fuertes amenazas naturales. Por su parte, El Calafate se encuentra en una situación distinta a la anterior, fundamentalmente por la disponibilidad de terrenos para su expansión. Sin embargo, los terrenos elegidos por el municipio y/o por la iniciativa privada también están expuestos a amenazas naturales: la expansión urbana se ha producido hacia el sur, sobre el talud del cerro Calafate, y sobre la costa del lago Argentino.

² Lago Argentino es el departamento en el cual se localizan El Chaltén y el Calafate, siendo ésta última la localidad cabecera del departamento. Son esas dos localidades quienes concentran la mayor población (+90%) de dicho departamento. Con excepción de la localidad de Tres Lagos, en donde habitan menos de 500 personas, el resto son parajes y estancias (Figura 1.2).

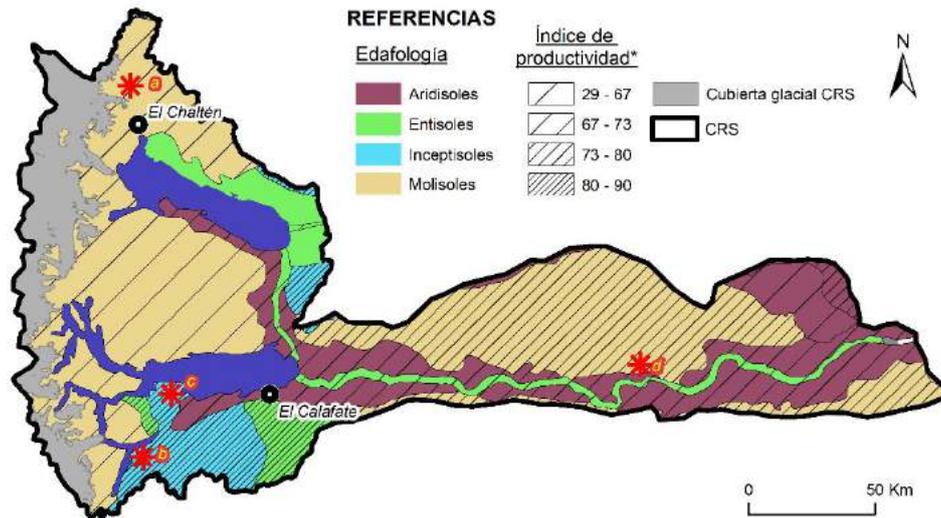


Figura 11.2. Distribución espacial de suelos en la CRS. Los tipos de suelo han sido extraídos del Atlas online del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) (www.visor.geointa.inta.gob.ar). De la misma manera, el índice de productividad ha sido extraído del mismo sitio y elaborado en base a (Schulz et al., 2012). El índice de productividad varía de 0 a 100 (baja y alta productividad, respectivamente). Para mayor detalle acerca de su estimación, ver Schulz et al., (2012). El sitio **a**) representa el paisaje típico del camino hacia laguna del desierto, valle del río las Vueltas tapizado por densos bosques de *Nothofagus*; **b**) adyacencias al brazo Rico, sitio caracterizado por suelos con poco contenido de materia orgánica, aunque más profundos que los observados en **d**; **c**) Planicies correspondientes a la antigua extensión del lago Argentino, caracterizada por Inceptisoles, suelos con poca materia orgánica. En la actualidad, las variaciones estacionales del sistema SLAV produce la inundación parcial de estas zonas (fotografía: S. Moragues); **d**) Sitio cercano a la construcción de las represas Kirchner y Cepernic: la tipología de suelo característico es Aridisoles, estos suelos se presentan en zonas de clima árido ya sean fríos o cálidos y no disponen durante largos períodos el agua suficiente para el crecimiento de cultivos o pasturas.

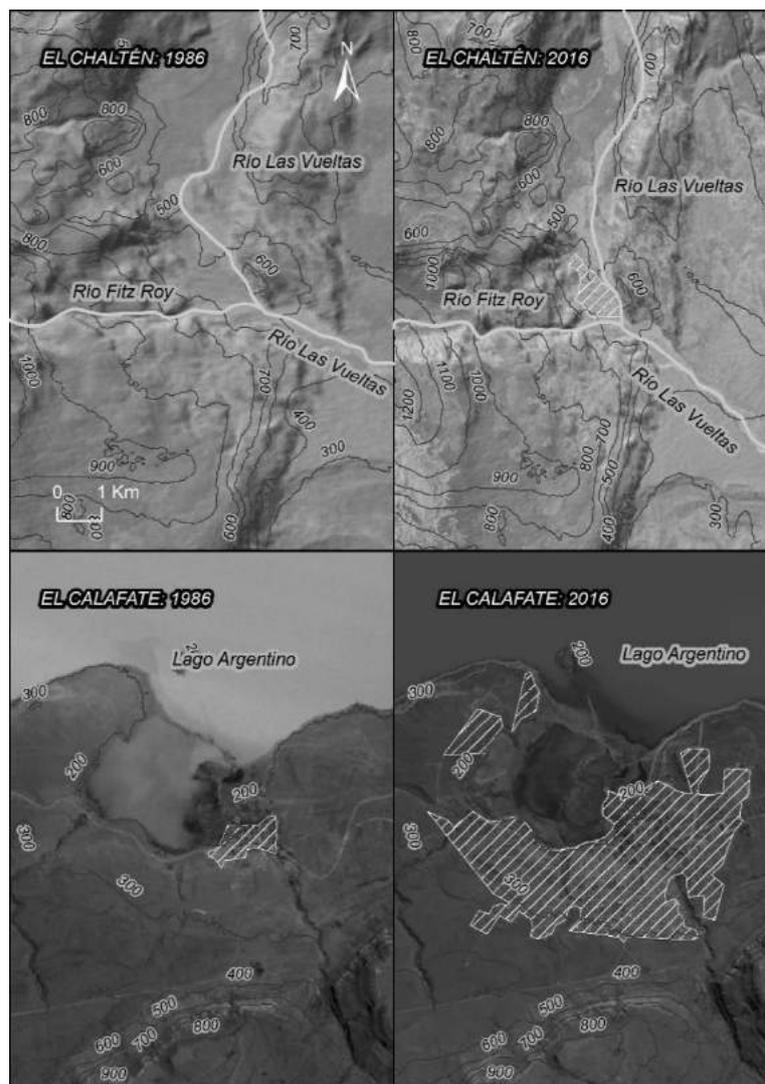


Figura 11.3. Expansión urbana en El Chaltén y El Calafate entre 1986 y 2016. Hacia 1986 El Chaltén aún no cumplía un año de fundación, siendo imposible observar en la imagen satelital de referencia (LANDSAT 5) alguna expresión de espacio humanizado. La imagen de referencia del año 2016 corresponde a la plataforma LANDSAT 8. Todas las figuras están a la misma escala cartográfica.

Dinámica glacial como fuente de agua y desarrollo social

La accesibilidad al agua es un factor esencial para el establecimiento de los enclaves humanos. Su importancia radica no solo en lo referido al consumo humano, sino también para el desarrollo agrícola, industrial y de servicios. La dependencia de las ciudades y poblados acerca de los cursos de agua es evidente en la República Argentina, donde el 55 % de las localidades están emplazadas a menos de 5 km de distancia de un cauce. Esto aún es mucho más evidente en las regiones del Noroeste Argentino (NOA), Cuyo y Patagonia, donde las precipitaciones son escasas (Figura 11.4).

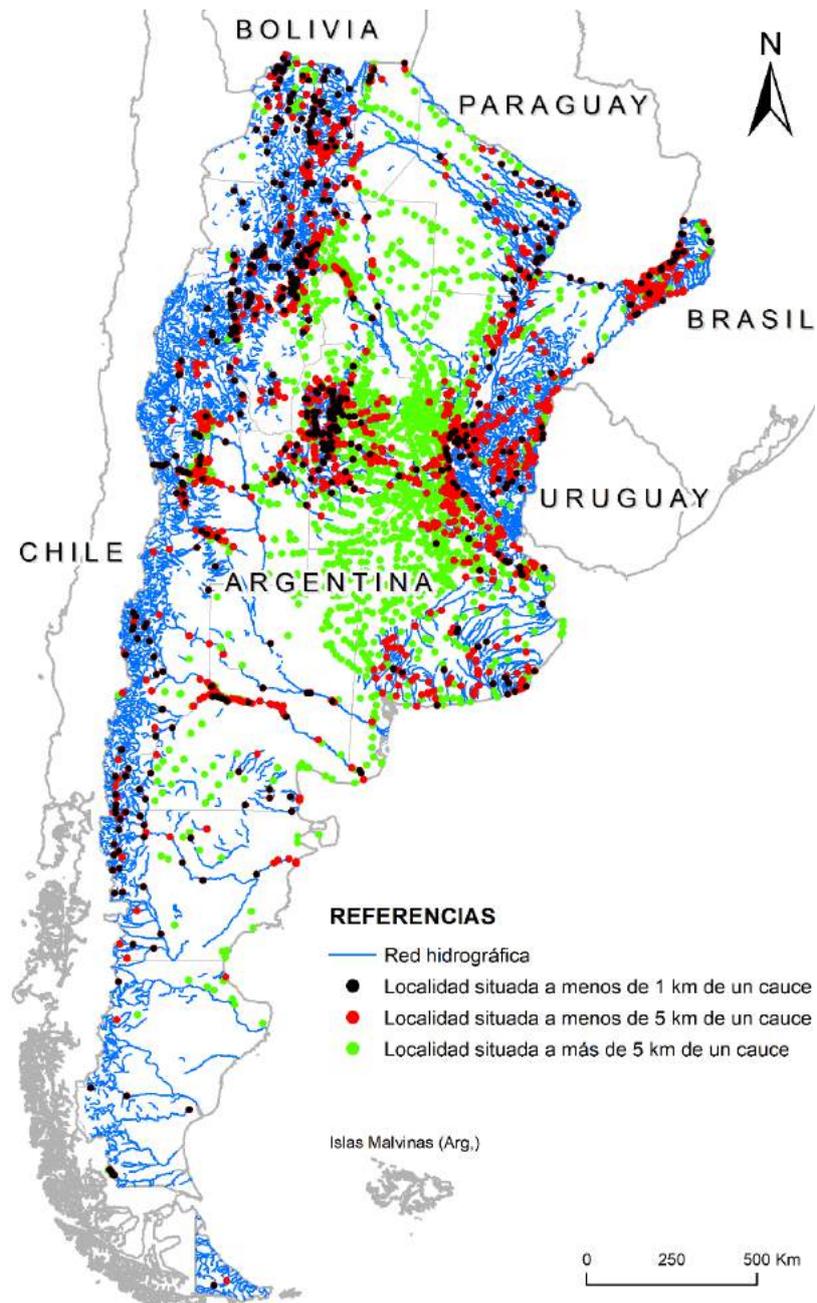


Figura 11.4. Distribución espacial de las localidades de la República Argentina respecto de la red hidrográfica nacional. Las bases de datos utilizadas corresponden a las provistas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en su sitio web: www.ign.gob.ar

En ese contexto, el río del futuro de la República Argentina es el Santa Cruz por dos condiciones: 1) drena la cubierta glacial más importante del país, 2) tiene origen y fin dentro del territorio nacional. La primera condición supone que este río es un reservorio invaluable, que ante el escenario de crecimiento poblacional en Argentina al unísono con las cada vez más marcadas reducciones de precipitaciones y caudales de los ríos andinos significará una fuente de abastecimiento (Penalba y Rivera, 2013; Penalba y Rivera, 2016). En referencia a la segunda condición, es tan importante, o más, que la anterior ya que el hecho que este río se origine y finalice

en el territorio nacional permite gestionar y proteger la calidad del recurso. En contraposición, ríos como el Paraná donde la mayor parte del caudal es aportado por afluentes por fuera de la República Argentina supone de una fuerte amenaza en cuanto a la calidad del agua: los agroquímicos usados para el cultivo de soja, caña de azúcar, yerba mate, maíz, entre otros, son traducidos al agua subterránea y escorrentía superficial aguas abajo (Villaamil Lepori, Bovi Mitre, y Nassetta, 2013). Un ejemplo concreto de la vulnerabilidad de Argentina al acceso al agua a través de ríos internacionales es el ocurrido en Minas Gerais (Brasil) en enero de 2019, donde un dique de cola de la minera Vale colapsó, volcando todo su contenido al sistema hidrológico.

El caudal medio histórico del río Santa Cruz (periodo 1955-2016) (medido en la estación de aforo Charles Fuhr) es de $713 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, con máximos superiores a $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y con una tendencia al incremento de su caudal igual a $0,1485 \text{ m}^3\text{s}^{-1}/\text{mes}$ ($p\text{-value} < 0,05$), lo que supone que en el término de 10 años podría anexarse el equivalente a la tercera parte del caudal histórico del río Mendoza ($57 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Esta particular tendencia de aumentos de caudales ya fue detectada desde principios del S XXI por la Unión Transitoria de Empresas China Gezhouba Group Company Limited -Electroingeniería S.A.- Hidrocuyo S.A., quienes presentaron los primeros informes técnicos para la instalación de un sistema de represas sobre ese río a fin de generar energía hidroeléctrica (Secretaría de Estado de Ambiente, 2017). El caudal del río Santa Cruz, y su régimen anual, junto con las características topográficas del entorno dieron factibilidad técnica a este emprendimiento (Universidad de Valladolid, 2017). Los caudales y su régimen están estrechamente relacionados con las TSH y los ciclos de fusión aquí reportados (capítulo 7 y 8) (Lo Vecchio et al., 2019), mostrando una vez más el vínculo existente entre los procesos naturales y los sociales. Éste representa un claro ejemplo de la utilidad de mejorar el entendimiento de la dinámica ambiental como mecanismo para la planificación y el ordenamiento territorial.

El proyecto de las represas hidroeléctricas es considerado de desarrollo e infraestructura energética; sin embargo, numerosas protestas y campañas de concientización han tenido lugar en oposición a su construcción. Esto está fundado en el posible impacto que las represas tendrían sobre el ecosistema de la CRS y además por la probabilidad de que la cota de las represas alcance, e incluso supere, la del Sistema Lacustre Argentino-Viedma (SLAV). Sin embargo, según el estudio de caudal ecológico presentado por la consultora de la Universidad de Valladolid (2017) la posibilidad de un acople entre ambos cuerpos de agua es nula. No obstante, conforme a los estudios y análisis realizados en la presente tesis (capítulo 10),

pequeños cambios en el nivel del lago Argentino podrían disparar eventos masivos de *calving* sobre el glaciar Upsala y en menor medida sobre el Viedma. Entonces, resulta claro la fragilidad del ecosistema y la necesidad de un monitoreo exhaustivo de la CRS en el contexto del funcionamiento de las futuras represas.

Un último ejemplo que pone de manifiesto la relación glaciares y sociedad está relacionado al turismo glacial. El turismo glacial es la principal fuente de empleo y de divisas de las localidades de El Chaltén y El Calafate, traducido en hotelería, servicios gastronómicos, traslados y guías por ambientes naturales. Esas localidades concentran más del 60% de las plazas hoteleras de toda la provincia de Santa Cruz (Bevilacqua et al., 2018) atendiendo a la alta demanda de visitantes al Parque Nacional Los Glaciares (PNLG), segundo parque Nacional más visitado del país. Si bien existen series de datos sobre algunos aspectos de la dinámica glacial en el PNLG, para poder evaluar las capacidades turísticas en el tiempo resulta de vital importancia el abordaje de series de datos robustas que abarquen de manera integral a los aspectos y procesos que intervienen en la dinámica glacial.

Un caso paradigmático fue el ocurrido con el glaciar Viedma: hasta el año 2015 una propuesta de navegación al frente de ese glaciar y una posterior caminata sobre éste era una de las ofertas turísticas más demandadas en la localidad de El Chaltén. Un fuerte retroceso experimentado por el glaciar entre los años 2015 y 2016, el más intenso de los últimos 40 años (Lo Vecchio et al., 2018), condujo a que la posición frontal de ese glaciar se emplazara en un sitio en donde el acceso a este sea muy dificultoso, sobre todo por la necesidad del uso de material de escalada por parte de los visitantes. Esa situación llevó a que los visitantes optaran por otros destinos, perjudicando los haberes percibidos por la comunidad local de dicha localidad (Figura 11.5). La Figura 11.5 ilustra el efecto generado por la fuerte retracción del glaciar Viedma sobre la cantidad de visitantes a la localidad de El Chaltén: en un claro contexto de incremento de la cantidad de visitantes (entre 2010-2015), un repentino descenso, el más importante de lo que va del S XXI, acompaña la retracción más intensa experimentada por el glaciar Viedma entre los años 2014 y 2016 (Figura 11.6). Según este análisis existe un retardo entre la retracción frontal del glaciar y la reducción de visitantes. Cuando el glaciar Viedma comenzó a retroceder bruscamente en el 2015, las empresas ejecutaron medidas de mitigación para sostener ese paquete turístico. Ejemplo de esto fue la instalación de escalinatas, cuerdas fijas y otros elementos de seguridad en la zona adyacente el frente. Sin embargo, tiempo después quedaron inutilizadas debido al retroceso sostenido del glaciar.

Esa realidad fue percibida desde el municipio de El Chaltén, donde el Secretario de Turismo Francisco Cibrian expresó en una entrevista realizada en el marco de esta tesis doctoral:

“Hoy en día no contamos con una actividad turística comercial en el lago y glaciar Viedma, lo que ha sido una gran pérdida para nuestro destino turístico, ya que era un atractivo apto para todo público en lo que a exigencia física se refiere y lo hemos perdido debido a la retracción del glaciar Viedma. La imposibilidad de hacer el mini-trekking sobre el glaciar condujo a que la empresa que concesionaba ese servicio deje de hacerlo porque económicamente no era redituable”

La situación experimentada en El Chaltén con el glaciar Viedma condujo a la planificación de otras alternativas turísticas, lo que sin duda ha llevado tiempo y, en efecto, una pérdida neta de divisas. Esa situación ha sido percibida por el municipio, PNLG y los científicos que trabajan en conjunto con dichas instituciones. De hecho, el grupo de Geomática en Ambientes Fríos (IANIGLA-CONICET), busca pronosticar el comportamiento futuro del glaciar P. Moreno como mecanismo para la adaptación y planificación de la comunidad de El Calafate a una posible retirada de éste (Esteban Lannutti, comunicación personal).

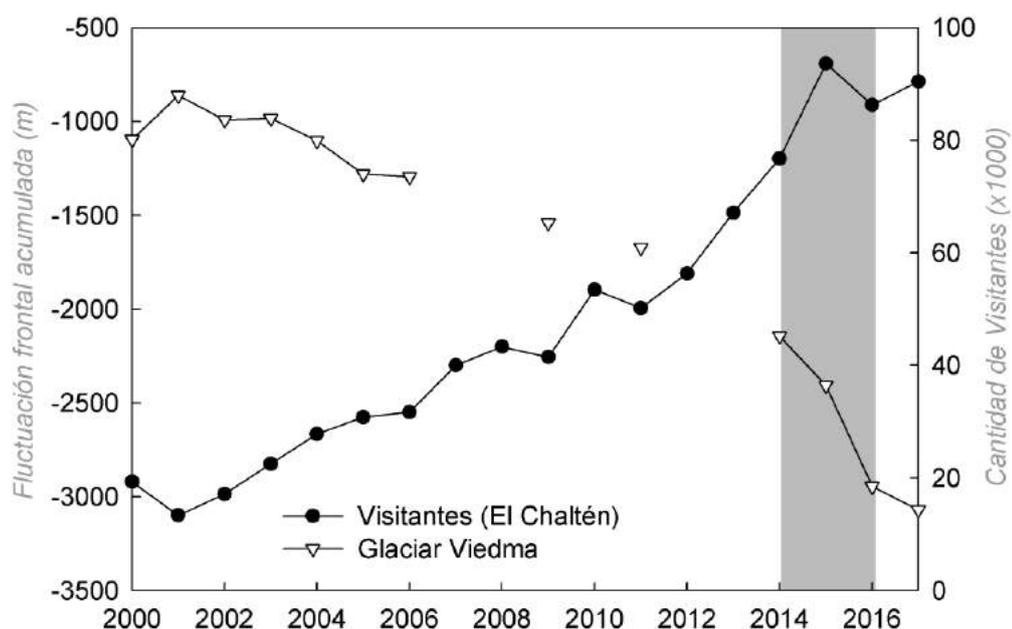


Figura 11.5. Evolución temporal de la cantidad de visitantes a la localidad de El Chaltén vs. la fluctuación frontal acumulada del glaciar Viedma. Los datos de visitantes ha sido provista por el Parque Nacional Los Glaciares. La zona sombreada en gris representa el momento de mayor retracción del glaciar Viedma y su vínculo con la caída de visitantes.



Figura 11.6. Posición frontal del glaciar Viedma en dos momentos distintos: 20-04-2014 y 25-04-2016. Imágenes capturadas en el marco del proyecto de investigación: “Integración de las técnicas de Fotogrametría, LiDAR y GNSS para el estudio y monitoreo de la dinámica de glaciares. Caso de estudio: Glaciar Viedma”. IR Argentina: M. G. Lenzano, IR USA: Dorota Grejner-Brzezinska. 2015-2016.

Amenazas naturales en la CRS

Cuando un fenómeno natural ocurre y tiene el potencial de impactar sobre enclaves humanos, ese proceso natural es considerado como una amenaza. Las amenazas también pueden ser de origen antrópico, o incluso ser el resultado de la combinación de factores naturales y humanos, denominadas como amenazas socio-naturales (Orlove et al., 2008). Además, las amenazas pueden ser concatenadas, lo que supone que la ocurrencia y efectivización de una de esas amenazas sea la disparadora de otra. Un ejemplo de ello es la actividad volcánica en Hawái, en donde las coladas de lava son una amenaza por sí misma, aunque al mismo tiempo desatan numerosos focos de incendios, considerada una amenaza concatenada.

Cada amenaza, sea cual sea su origen, puede ser definida por su intensidad y área de influencia. Así, en el caso de las coladas de lava de Hawái estas tienen una intensidad devastadora, sin embargo, su distribución espacial es local. Caso contrario

es el viento Zonda en Mendoza, quien tiene una intensidad menor que la anterior, pero el área de influencia tiene un alcance regional.

En la CRS las amenazas naturales son diversas, no solo por su origen, sino también debido a la manera en que se traducen al espacio geográfico. En la CRS pueden distinguirse las siguientes amenazas: *seiches*, remoción en masa, GLOF, inundaciones, sismicidad, vulcanismo, lahares e incendios. Con excepción de la sismicidad, el vulcanismo y los incendios, el resto de las amenazas están directamente asociadas a la dinámica glacial, lo cual es usual en regiones montañosas. El cambio climático y la intensificación de las actividades humanas en ambientes de montaña ha incrementado el interés por el entendimiento del riesgo asociado, donde es entendido como una función de la amenaza y el daño potencial sobre la infraestructura, la población y los bienes culturales (Orlove et al., 2008). De ello resulta evidente la necesidad de conocer las características de las amenazas presentes como primer paso para una futura aproximación al concepto de riesgo en la CRS.

En efecto, se propone un detalle de las amenazas previamente mencionadas con excepción de la sismicidad, vulcanismo e incendios. En el caso de las primeras dos, fueron desarrolladas en el capítulo 3 de esta tesis, mientras que la amenaza de incendio está por fuera de los objetivos de esta tesis.

Seiches

Un *seiche* es una onda estacionaria que afecta a un cuerpo de agua cerrado o parcialmente cerrado (Richter et al., 2016). Con la salvedad de las diferencias propias de la intensidad del proceso, un *seiche* es el equivalente a un tsunami, onda estacionaria que afecta a un cuerpo de agua abierto. En la CRS, los *seiches* pueden ser disparados por el desmembramiento frontal (*calving*), procesos de remoción en masa y sismicidad, confiriéndole la cualidad de amenaza concatenada. En la CRS se cuentan con evidencias recientes acerca de la ocurrencia de este tipo de procesos, sin dudas, el más frecuente de todos. El *seiche* ocurrido en la madrugada del 10 de febrero de 2013 en el canal Upsala (o canal de las Américas) (Moragues et al., 2019; Winocur et al., 2015) le recordó a toda la ciudad de El Calafate, administradores del PNLG y empresas de turismo la capacidad de destrucción de esta amenaza y el alto grado de exposición de las numerosas navegaciones que a diario se realizan sobre dicho brazo. El saldo de ese evento fue la destrucción total del embarcadero en bahía Onelli, la cancelación permanente de la excursión a ese sitio e incluso el establecimiento de restricciones de navegación a través del canal Upsala (Nota N° 64/14SLA-PNLG) (Figura 11.7).



Figura 11.7. a) destrucción del embarcadero de bahía Onelli como consecuencia del seiche del 10-02-2013 producido por el deslizamiento de ladera ocurrido en la ladera oeste del brazo Upsala. b) Parte de la estructura del embarcadero fue arrojada bosque adentro por la fuerza de la ola, produciendo la caída y ruptura de árboles.

Remoción en masa

En cuanto a los procesos de remoción en masa en la CRS, la dinámica glacial tiene gran parte de la explicación. Debido a la retracción glacial, las laderas previamente contenidas por el flujo de hielo son ahora expuestas a inestabilidades internas. De hecho, de acuerdo a Church y Ryder (1972) los deslizamientos de laderas en estas áreas están directamente relacionados con los ciclos de glaciación-deglaciación. En ese sentido, los sucesivos avances y retrocesos reportados para dicha cuenca (Caldenius, 1932) han dado origen a importantes y voluminosos depósitos glaciales que una vez expuesto a las condiciones de intemperie comenzaron a ser retrabajados por los procesos erosivos actuales, favoreciendo su inestabilidad (Moragues et al., 2019). En muchos casos, esos depósitos están emplazados en las márgenes de los lagos Argentino y Viedma, además de otras lagunas y lagos proglaciales (Figura 11.8). Eso supone que, ante un efecto dinámico

de esos depósitos, los cuerpos de agua sean los principales receptores de esa dinámica. En efecto, el ingreso de la masa desplazada al cuerpo de agua produce un desalojo de ésta equivalente al volumen ingresado, traduciéndose en la formación de *seiches*. De hecho, ese fue el origen del *seiche* de febrero de 2013. Hasta el momento, los eventos de remoción en masa al interior de la CRS han tenido mayor significancia como disparadores de otras amenazas más que por la propia preponderancia de ellos mismos. Ese es el caso de lo observado en la laguna Torre, una de las nacientes del río Fitz Roy en la localidad de El Chaltén. Actualmente existe un fuerte alarmismo debido a una hipotética ocurrencia de un deslizamiento de ladera en la cara norte del cerro Solo y sur del Techado Negro, capaz de producir un *seiche* en el lago proglacial Torre. Ante esta situación PNLG solicitó a los especialistas del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) (Balbi et al., 2019) evaluar la peligrosidad geológica de la localidad de El Chaltén debido a un potencial deslizamiento y su capacidad de originar un *seiche* que destruya la morrena de retroceso que contiene al lago, favoreciendo el drenaje repentido. Cabe destacar que los drenajes repentinos de lagos y lagunas proglaciales son conocidos como GLOF (*Glacial Lake Outburst Floods*) y son otra de las amenazas naturales de origen glacial presentes en la CRS.

GLOF

Los cuerpos de agua pueden estar almacenados en ambientes supraglaciales, subglaciales, englaciales y proglaciales. En cualquiera de los casos, el drenaje libre del agua de escorrentía es evitado por barreras de hielo, sedimentos o rocas. Esos cuerpos de agua varían en tamaño y forma: desde pequeños estanques a lago de miles de kilómetros cuadrados (ejemplo de esto último es el SLAV). El tiempo de vida de estos reservorios de agua es controlado por la persistencia e integridad de la barrera que impide la libre circulación del agua de escorrentía (Benn y Evans, 2010). Drenajes catastróficos de lagos glaciales pueden producir crecidas con órdenes de magnitud por encima de los normales, generando grandes consecuencias sobre el ecosistema impactado, la vida humana e infraestructura.

Dado el gran potencial de destrucción de los GLOFs, los cuerpos de agua con probabilidades de ser drenados súbitamente son observados y monitoreados en diversas regiones del mundo. Esto ha conducido a que en cada sitio sean mencionados con un nombre en particular. Es así que en Islandia son conocidos como *jökulhlaups*, en los Alpes como *débâcles*, en los Andes como *aluviones* y en el Tibet como *tschoscrup* (Benn y Evans, 2010). A pesar de ello, internacionalmente

son conocidos como GLOF, acrónimo anglosajón derivado de *Glacial Lake Outburst Floods*.

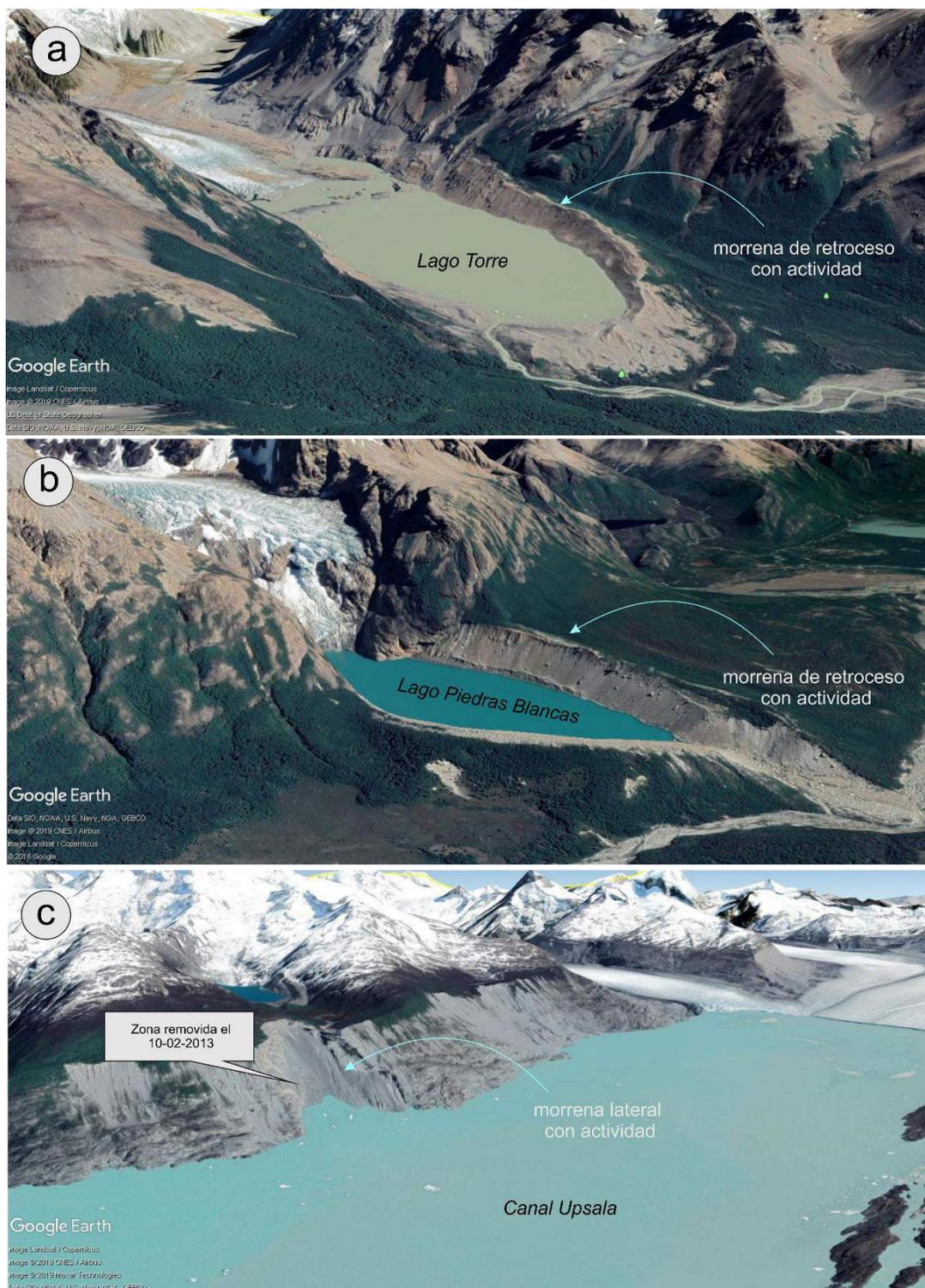


Figura 11.8. Evidencia de la frecuente presencia de morrenas desprovistas de vegetación expuestas a los agentes erosivos que estimulan su remoción hacia los cuerpos de agua adyacentes.

En la CRS únicamente se han monitoreado los drenajes súbitos del brazo Rico producidos por la ruptura del dique de hielo generado por el glaciar P. Moreno (Lenzano, Lannutti, Toth, Lenzano, et al., 2018; Masahiro Minowa, 2017; Richter et al., 2016). Sin embargo, existe vasta evidencia de datos de origen satelital capaces de mostrar que estos procesos son comunes en esta región. Una exploración preliminar hecha en el marco de esta tesis ha revelado numerosos cuerpos de agua que han experimentado GLOF y otros en posibles estados de latencia (Figura 11.9).

En el caso de aquellas que previamente han experimentado drenajes súbitos, se reconoció que la laguna Viedma y el brazo Rico son recurrentes en este proceso (Lenzano et al., 2018; Lo Vecchio et al., 2018). En ambos casos, la barrera de contención son los glaciares Viedma y P. Moreno, respectivamente. Esto supone que los permanentes desplazamientos de esos glaciares favorecen los reiterados represamientos. En el resto de los casos, los cuerpos de agua han estado limitado por morrenas de retroceso (Figura 11.10). Ese es el caso del lago Torre, que por su posición relativa respecto de la localidad de El Chaltén representa la principal amenaza natural para los habitantes de ese sitio. A pesar de esa innegable situación, es preciso notar que aguas arriba de la localidad de El Chaltén hay ocho cuerpos de agua susceptibles de experimentar GLOFs. Entonces, resulta vital un estudio que analice estos procesos y gestione el riesgo.

Inundaciones

En la CRS, dicha amenaza está asociada a la tendencia observada en las tasas de fusión, los niveles del lago Argentino y los caudales del río Santa Cruz. En particular, la tendencia al incremento de una anomalía positiva de 1 mm mes^{-1} en el nivel del lago Argentino supondría que en el término de cincuenta años el nivel superaría por medio metro al actual. A priori, ese incremento parecería ser despreciable, sin embargo, hay dos condiciones importantes a considerar: 1) la margen costera del lago Argentino, en donde está emplazado El Calafate es una zona topográficamente plana, donde una elevación de medio metro podría suponer una importante transgresión lacustre. 2) El Calafate está experimentado un proceso de expansión principalmente a lo largo de la costa del lago Argentino, y en muchos casos mediante la construcción de *polders*. Nótese que los *polders* son superficies terrestres ganadas originalmente al mar, adaptado en este caso al lago Argentino.

Otra fuente capaz de producir inundaciones en El Calafate está asociada a los eventos de ruptura del dique de hielo generado por el glaciar P. Moreno. De hecho, en el año 2018 se registró una inundación récord en esa localidad, la mayor en treinta años (Figura 11.11). El ingreso del agua al área urbana de dicha localidad

obligó a la evacuación de la población, el corte de suministro de servicios básicos y la caída abrupta en las reservas hoteleras³.

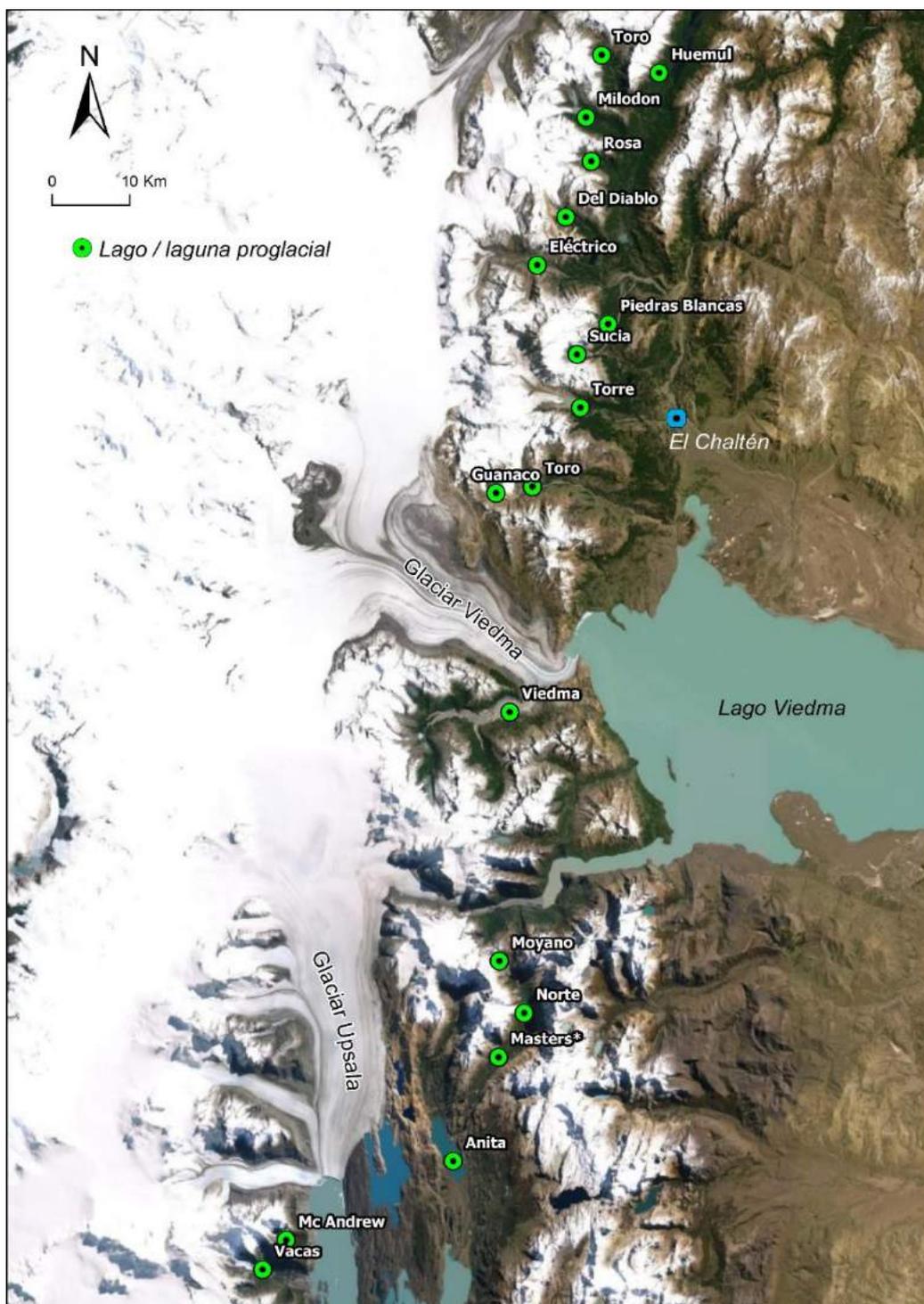


Figura 11.9. Distribución espacial de lagos y lagunas proglaciales al interior de la CRS. La mayor parte de ellas se encuentran localizadas aguas arriba de la localidad de El Chaltén, representando una severa amenaza para esa localidad.

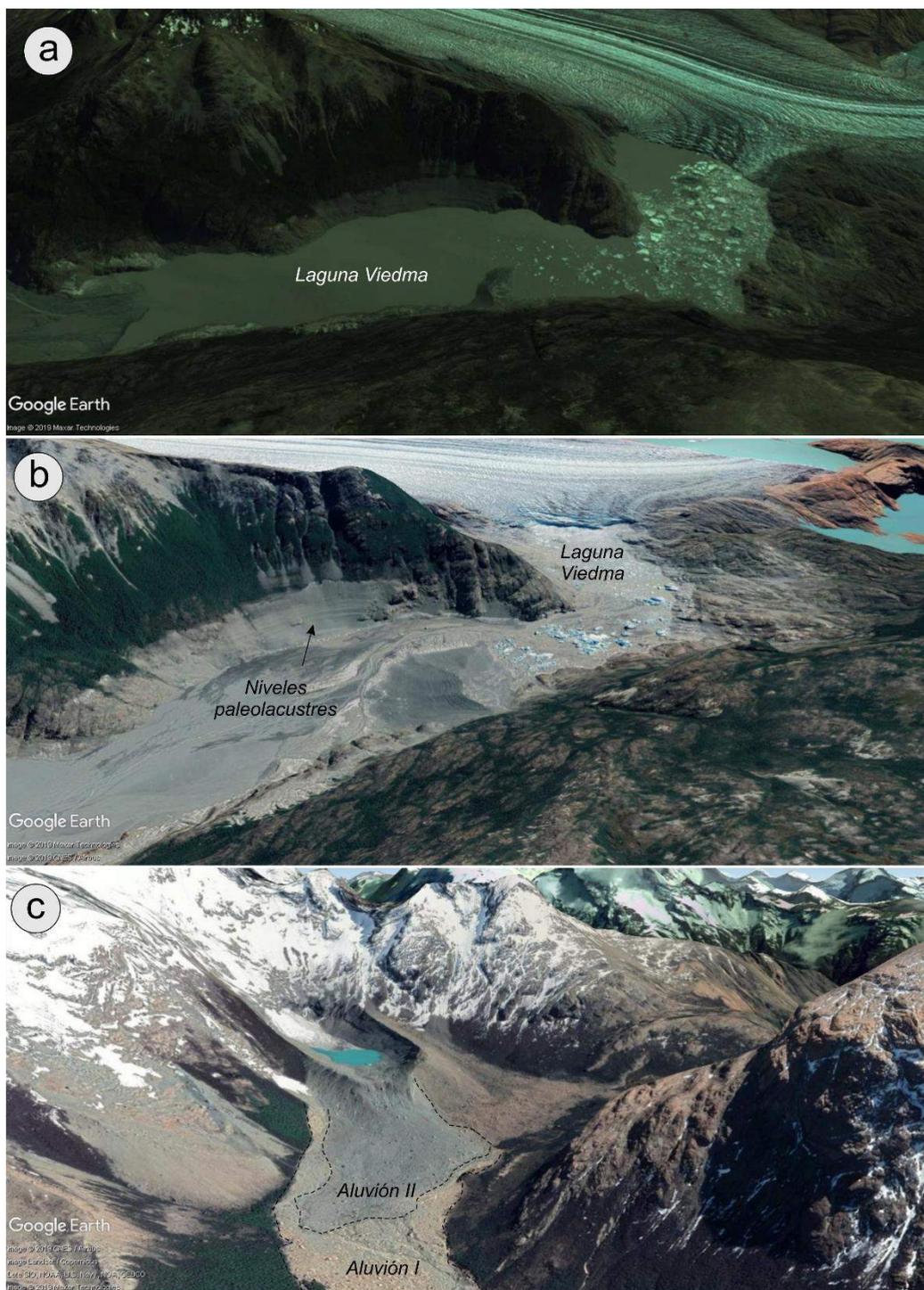


Figura 11.10. a) Laguna Viedma con un nivel lacustre próximo a su máximo (febrero de 2013). b) Laguna Viedma drenada en un 90 % (febrero 2016). c) Lago proglacial Moyano drenado en un 95 %. Los aluviones I y II denotan la ocurrencia de GLOFs.

En el caso de la localidad de El Chaltén, la amenaza de inundación está derivada de la posibilidad de ocurrencia de los GLOF antes mencionados. La posición relativa de dicha localidad respecto de los dos principales ríos de la zona (Fitz Roy y De las vueltas) resulta central para entender este problema. En ese sentido, El Chaltén se encuentra en una encrucijada de ríos, donde la ocurrencia de una crecida

podría generar daños en infraestructura, viviendas e instalaciones críticas. A ello habría que anexarle el impacto sobre vidas humanas.

En ese contexto, surge la necesidad de un adecuado plan de Ordenamiento Territorial que planifique la expansión de dicha localidad, fundamentalmente considerando que la CRS está experimentando importantes cambios en términos de paisaje y que las infraestructuras hoy construidas podrían estar sujetas a destrucciones en el futuro.



Figura 11.11. Inundación en El Calafate con posterioridad a la ruptura del dique de hielo generado por el glaciar P. Moreno en el año 2018. a) imagen de la zona de Las Chacras en las adyacencias a la localidad de El Calafate. b) postal de la costanera de la ciudad de El Calafate, a escasos minutos de la avenida principal de esa localidad. Imágenes extraídas de https://www.clarin.com/sociedad/ruptura-glaciar-perito-moreno-provoca-inundaciones-calafate_0_SyByFBrFz.html.

Lahar

Los volcanes compuestos (o estratovolcanes) como el Lautaro, Reclus y Aguilera pueden producir un tipo de corrientes de barro muy fluida denominada por su nombre indonesio lahar. Estas coladas se producen cuando los derrubios volcánicos se saturan de agua y se mueven rápidamente pendiente abajo. Algunos lahares se desencadenan cuando el magma se sitúa cerca de la superficie, haciendo que se derritan grandes volúmenes de hielo y nieve (Tarbuck y Lutgens, 2013).

Aunque no hay evidencias de ellos en la CRS, la ocurrencia de una erupción de estilo estromboliana o plineana podría estimular la fusión de enormes volúmenes de hielo glacial, lo cual sería directamente transferido a los glaciares de descarga y de valle que descienden del CHPS. Al arribar allí, el lahar podría convertirse en una amenaza al ingresar al sistema hidrológico de la cuenca bajo estudio. Debido a su ubicación relativa, la localidad de El Chaltén parecería ser la más expuesta.

CRS, un ambiente de multiamenazas

La CRS está expuesta a numerosas amenazas espacialmente superpuestas (Figura 11.12). Cada una de éstas tiene una influencia dispar en términos espaciales y temporales. Mientras que la actividad volcánica puede tener periodos de recurrencia decadales o de centurias y una influencia regional, los *seiches* pueden tener una recurrencia diaria y una influencia local. Sin embargo, esa superposición debe ser atendida por la concatenación de las amenazas. La efectivización de una de ellas puede desatar otras. En términos espaciales, es la cuenca alta la que mayor cantidad de amenazas presenta. Sin embargo, es la cuenca media quien mayor exposición posee, fundamentalmente por la concentración de la infraestructura humana.

En función de los análisis de las variables disparadoras y dinámicas realizados en esta tesis, junto con la revisión bibliográfica sintetizada en la Tabla 2.2, se ponderaron los efectos y grados de amenazas representados por cada uno de los procesos recientemente desarrollados. Por lo tanto, se propone una escala cualitativa (Alta, Media y Baja) respecto de cada amenaza. La Tabla 11.1 muestra esa clasificación, de la cual surge las claras diferencias acerca de las amenazas más importantes para una y otra localidad, denotando las condiciones particulares de cada sitio. La justificación de cada una de esas categorizaciones es dada a continuación.

El Calafate

Las numerosas reconstrucciones de eventos eruptivos realizadas por Stern (2002, 2006 y 2008) (Figura 3.8) han mostrado que ante un evento eruptivo similar al ocurrido hace 3000 años atrás en el volcán Aguilera, la ciudad de El Calafate quedaría cubierta por una capa de cenizas de 8 cm de espesor. De repetirse un evento así, el impacto sobre la región sería desastroso. Esto justifica que esta amenaza haya sido clasificada como Alta. En cuanto a las inundaciones, el evento de 2018 como consecuencia del GLOF del brazo Rico ha sentado precedente acerca de esta amenaza (Figura 11.11). Es preciso notar que en 2018 la altura de la columna de agua alcanzada por el brazo Rico (porción del lago Argentino represada) fue de catorce metros, la mitad del máximo alcanzado en 1966 (28,4 metros) (Liss, 1970). La expansión urbana de El Calafate hacia las zonas costeras podría aumentar la exposición de la población local. De lo anterior se deriva que la amenaza de inundación haya sido categorizada como Alta.

Por su parte, la sismicidad fue evaluada como Media, fundamentalmente por los numerosos epicentros localizados en las fajas plegadas inmediatamente al sur y suroeste de dicha localidad. Finalmente, los *seiches*, procesos de remoción en masa y GLOF fueron clasificados como Bajo. Respecto de los primeros, no hay registros que sugieran que una ola de dimensiones considerables y con cierto poder destructivo pudiese llegar a El Calafate. En el caso de los procesos de remoción en masa son una amenaza que puede incrementar su potencial hacia el futuro, fundamentalmente debido a que El Calafate se está expandiendo hacia la zona costera del Lago Argentino, aunque también hacia la zona de talud de los cerros inmediatamente al sur de esa localidad (cerro Calafate). En cuanto a los GLOF, ocurre una situación similar a la de los *seiches*.

El Chaltén

Las amenazas de Vulcanismo, GLOF e inundaciones han sido evaluadas como Alta. Respecto de la primera, las causas son similares a El Calafate, dando cuenta que la actividad volcánica tiene un alcance regional e incluso global. En cuanto a los GLOF, puede concluirse que es la amenaza de mayor latencia para esta localidad, sitiada por más de diez lagunas proglaciales capaces de producir uno o más GLOF. A este proceso se le vincula la amenaza de inundación, la cual podría arribar a través de los ríos Fitz Roy y Las Vueltas. Este último río presenta las mayores aptitudes para generar inundaciones tanto por las numerosas lagunas proglaciales como también por el bajo gradiente topográfico existente entre el lecho activo del río y el área urbana de El Chaltén.

Por su parte, los procesos de remoción en masa, lahares y sismicidad fueron clasificados como Media. Respecto de los primeros, fundamentalmente porque El Chaltén está emplazado en un angosto valle de elevadas paredes rocosas originalmente alteradas por el paso glacial, encontrándose en un estado de importante degradación. Sin embargo, no hay evidencias de su ocurrencia. En cuanto a los lahares, a pesar de existir una carencia de registros de ocurrencia y la distancia geográfica al volcán Lautaro pareciese importante (58 km), existe una virtual posibilidad de ocurrencia, la cual no debiera ser despreciada. Finalmente, en lo referido a la sismicidad, esa amenaza ha recibido esa clasificación debido a la ausencia de registros cuali-cuantitativos, ausencia debida a la falta de instrumental y reciente poblamiento de esa localidad más que por la no ocurrencia de sismos. Sin embargo, la disponibilidad de sensores y, en efecto, registros sísmicos podrían estimular la reclasificación a Media.

Tabla 11.1. Clasificación cualitativa de las multiamenazas a las cuales están expuestas las localidades de El Chaltén y El Calafate.

| | | Alta | Media | Baja | Nula |
|--------------------|-------------------------|-------------|--------------|-------------|-------------|
| El Calafate | Seiche | | | x | |
| | Remoción en masa | | | x | |
| | GLOF | | | x | |
| | Inundación | x | | | |
| | Lahar | | | | x |
| | Sismicidad | | x | | |
| | Vulcanismo | x | | | |
| El Chaltén | Seiche | | | x | x |
| | Remoción en masa | | | | |
| | GLOF | x | | | |
| | Inundación | x | | | |
| | Lahar | | | x | |
| | Sismicidad | | | x | |
| | Vulcanismo | x | | | |

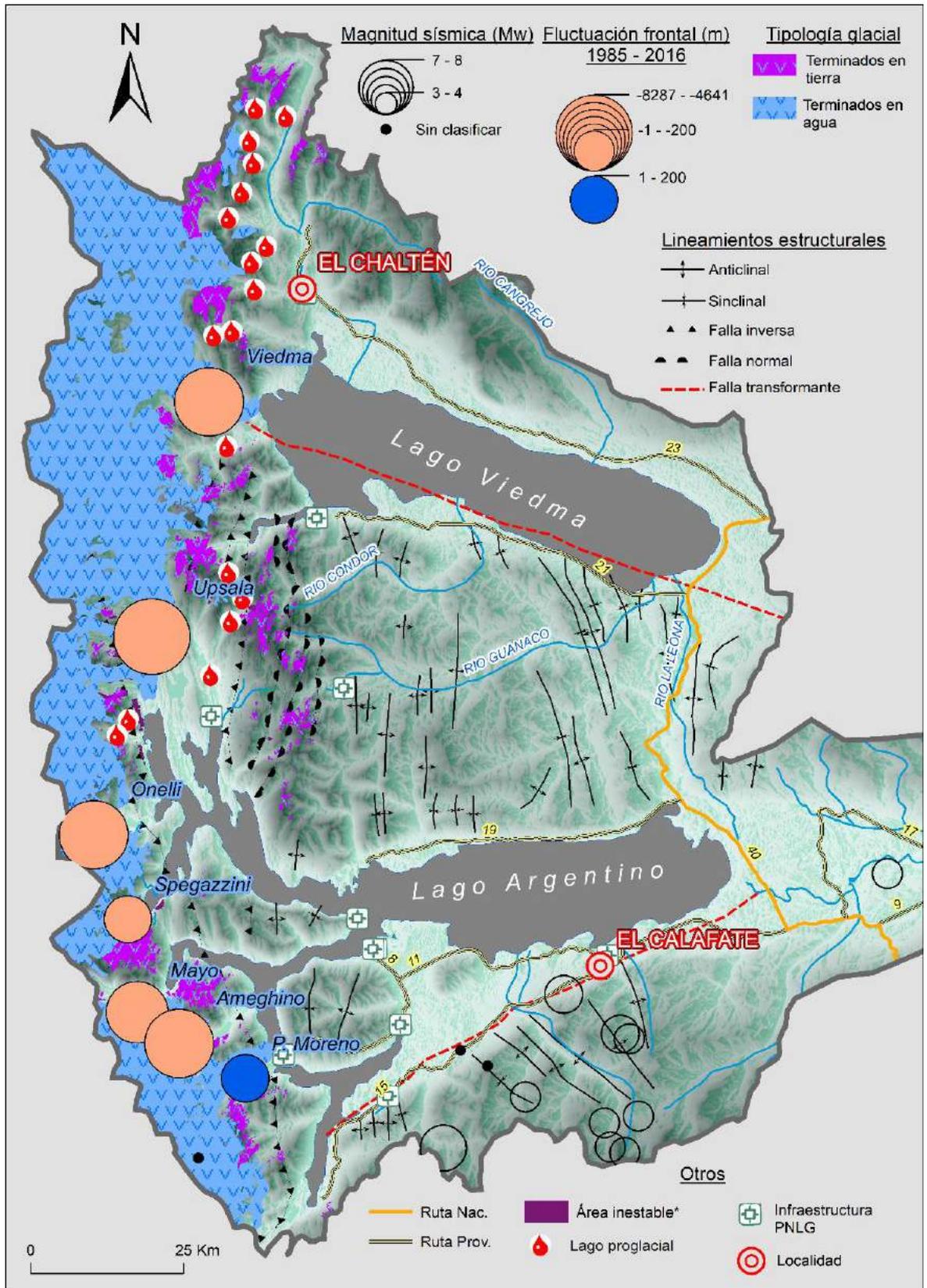


Figura 11.12. Mapa de correlación de los aspectos dinámicos de la cubierta glacial de la CRS y las amenazas derivadas. Los lineamientos tectónicos han sido extraídos de Ghiglione et al., (2009), mientras que las áreas inestables (*) de Moragues et al., (2019).

La cuenca del río Santa Cruz (CRS) es un sistema ambiental complejo donde múltiples procesos naturales y antrópicos se superponen e interactúan a diversas escalas espacio-temporales. Esa característica responde al concepto del sistema Tierra, compuesto por los subsistemas hidrósfera, atmósfera, geósfera, criósfera y biósfera. En efecto, una revisión integral mediante un abordaje sistémico de la presente tesis ha dejado en evidencia el estrecho vínculo y la sinergia producida entre cada uno de los subsistemas hasta aquí definidos: hidrósfera (variaciones en el nivel lacustre y temperaturas superficiales lacustres); atmósfera (Modo Anular del Sur (SAM) y la Oscilación del Sur-El Niño (ENSO)); geósfera (Sismicidad, vulcanismo y litologías aflorantes en superficie que recientemente fueron abandonadas por el hielo glacial); criósfera (Temperatura superficial del hielo, eventos de fusión, fluctuación frontal y velocidades superficiales); biósfera (síntesis ambiental que da por resultado la relación bidireccional sociedad-medio).

A partir del constante dinamismo que presenta la CRS los mecanismos de retroalimentación positivos y negativos derivados están en la búsqueda continua de un equilibrio dinámico. En ese sentido, el ambiente criosférico de la CRS ha acusado importantes cambios en los últimos treinta años, particularmente en la retracción de los frentes glaciales y el adelgazamiento de los cuerpos de hielo. En particular, ha quedado en evidencia la dualidad de las variables dinámicas estudiadas y sus complejos vínculos, que actúan simultáneamente como causas y consecuencias modulando al comportamiento glacial.

En esta tesis se ha puesto de manifiesto la multiescalaridad espacio-temporal de los procesos glaciológicos estudiados que contempla a la fluctuación glacial; los eventos de fusión; y las velocidades superficiales. El análisis de las fluctuaciones frontales ha dejado en evidencia la multicausalidad de la dinámica glacial, al mismo tiempo que se debiera visualizar a cada cuerpo de hielo como un caso único. De ello se desprende, la imposibilidad de extrapolar el comportamiento de un único glaciar al resto de la cuenca, o de la región, ni siquiera teniendo en cuenta a los denominados los “representativos” (Viedma, Upsala y P. Moreno). En conjunto los glaciares Viedma, Upsala, Onelli, Spegazzini, Mayo y Ameghino han retrocedido 19,2 km entre 1985 y 2017; un aspecto fundamental ha sido la marcada heterogeneidad presentada. Mientras que el Upsala se retrajo más de 8 km, el Spegazzini lo hizo menos de 100 m. Un contraste similar ha sido observado entre los glaciares P. Moreno y Ameghino, donde el primero tuvo un saldo

positivo de 100 m entre y el Ameghino retrocedió 2,8 km. De mediar un control climático, las fluctuaciones debieran poseer cierta homogeneidad o tendencia, similar a lo ocurrido en la cordillera mendocina (Andes centrales). Esa conclusión ha sido sustentada por las correlaciones efectuadas en el capítulo 9, donde se observó que solo los glaciares Upsala y P. Moreno mostraron asociaciones con el SAM, mientras que los restantes cinco glaciares carecieron de cualquier tipo de vínculo. Entre todas las variables disparadoras abordadas se descarta la influencia transversal sobre todos los glaciares analizados. Por el contrario, cada variable disparadora tuvo su preponderancia sobre ciertos glaciares. Ejemplo de ello son las temperaturas superficiales del lago, que mostraron un fuerte vínculo respecto de las fluctuaciones del Viedma y en menor medida con el P. Moreno; al mismo tiempo, los niveles lacustres sugirieron un fuerte control sobre los glaciares Upsala y P. Moreno, aunque los glaciares Onelli y Viedma fueron insensibles a esta influencia.

Respecto de los eventos de fusión, y su posterior impacto en los niveles lacustres, son un agente dinamizador si se considera que los frentes de los glaciares Upsala y P. Moreno se mostraron muy sensibles a los cambios en los niveles lacustres. El efecto ejercido por los eventos de fusión sobre los niveles del lago Argentino, han sido caracterizados por un fuerte vínculo ($R=0,86$). Debe hacerse la salvedad que la influencia de la fusión sobre los niveles lacustres mostró un retardo de dos meses, dando cuenta de la ineficiencia de la red de drenaje englacial y subglacial. Cabe destacar que una leve tendencia al aumento de las superficies en fusión equivalente a 0,018% por mes fue observada durante el periodo 2001-2016. En efecto, es posible suponer que en un año donde la fusión sea intensa, el impacto sobre la posición frontal también podría serlo. Además, se desprende del análisis realizado en el capítulo 8 la contribución que presentan las temperaturas superficiales del hielo en la configuración de las superficies en fusión. Esta dependencia generó una nula participación del resto de las variables causales. La distribución espacial de las TSH está controlada por un factor altitudinal, por lo tanto, las zonas terminales de los grandes glaciares de descarga fueron quienes mayor cantidad de días en fusión reportaron. Es importante notar que la superficie del glaciar Upsala se encuentra a ~461 m.s.n.m., mientras que la del glaciar P. Moreno a ~240 m.s.n.m. De ello, se desprende que el glaciar P. Moreno es el que mayor cantidad de días en fusión ha reportado a lo largo de un mismo año, superando los 100 días (año 2016).

En lo referido a las velocidades superficiales intraanuales de los glaciares Viedma y Upsala, cabe destacar la marcada aceleración registrada entre los meses de abril y julio durante los tres años analizados caracterizados por pulsos súbitos. Esta respuesta denota un fuerte control externo sobre las velocidades; en contraposición, si

el control se debiera a las condiciones internas del hielo, entonces las aceleraciones deberían producirse de forma sostenida en el tiempo y durante los meses cálidos. En consecuencia, el agua almacenada en el interior y la base glacial (con origen en la fusión nivo-glacial y precipitación líquida) se postula como la causa más probable de esos desplazamientos repentinos y acotados temporalmente (capítulo 7). El análisis de correlación desarrollado en el capítulo 10 mostró a la temperatura superficial del hielo como la única variable capaz de explicar el comportamiento de las velocidades del glaciar Upsala, lo cual está directamente relacionado con la fusión (capítulo 8) y su disponibilidad como agente disparador de avances súbitos a través de desplazamientos basales.

La sismicidad y vulcanismo no mostraron asociaciones con ninguno de los tres aspectos dinámicos analizados. Sin embargo, eso no significa que las relaciones estén ausentes. La falta de vínculo observado en esta tesis ha sido asociada a la falta de registros sismo-volcánicos por parte de equipos instalados in situ. En el capítulo 3 se ha mostrado la fuerte relación existente entre cantidad de sismos detectados y sismómetros disponibles. Al mismo tiempo, las evidencias registradas in situ (Figura 9.15 y 9.16) junto con los registros sísmicos asociados al volcán Reclus (Figura 9.17), ponen de manifiesto una historia en común entre glaciares, sismos y volcanes. Sin lugar a duda, es un tópico que deberá ser profundizado en posteriores estudios, dado que una eventual erupción volcánica podría modificar y reconfigurar al escenario glacial de la CRS y el CHPS.

De lo expuesto, se deriva la confirmación y relevancia de la hipótesis inicialmente planteada, dejando en evidencia la complejidad y relación existente entre los procesos que intervienen en la cuenca estudiada. Esta complejidad debe ser adecuadamente entendida y abordada por los gestores del territorio mediante un manejo propicio que contempla: 1) el cuidado y aprovechamiento de la reserva de agua dulce más grande de Argentina; y 2) la mitigación de las amenazas naturales a las cuales se encuentran expuestas las localidades de El Chaltén y El Calafate, sitios cada vez más poblados y sujetos a la especulación inmobiliaria.

La visión geográfica de la relación glaciares y sociedad ha cobrado gran sentido a lo largo de esta tesis, sobre todo considerando que la dinámica glacial pasada y presente ha condicionado las posibilidades de ocupación y aprovechamiento de la cuenca por parte del hombre. Inicialmente, la disponibilidad de vastas extensiones de pasturas naturales y cuerpos de agua estimuló la actividad ganadera, la cual fue la principal actividad hasta comienzos de la década de los 80 del siglo pasado. Con posterioridad, la matriz productiva comenzó a reconvertirse, direccionándose hacia el turismo glaciar. Eso condujo a que las localidades de El Chaltén y El Calafate

experimentaran una fuerte expansión urbana, al punto de incrementar su área 18 veces entre 1985 y 2017 (El Calafate).

Finalmente, y a modo de corolario, surge la imperiosa necesidad de un trabajo y esfuerzo mancomunado entre el estado municipal, provincial, nacional, Parque Nacional Los Glaciares y entidades científicas para fortalecer y establecer una visión interdisciplinaria del/los fenómenos a monitorear y/o analizar mediante un abordaje con provisión de datos certeros. A partir de la integración de algoritmos robustos y tecnología de punta, y la integración de las disciplinas del sensoramiento remoto con adecuados métodos de procesamiento de datos geoespaciales, se obtendrán soluciones eficientes y precisas en la detección de cambios en los glaciares en vistas de desarrollar un plan de ordenamiento territorial y gestión del riesgo capaz de preservar el ambiente natural, al mismo tiempo que reducir el riesgo.

- Abdel Jaber, W., Floricioiu, D., Rott, H., & Eineder, M. (2012). Dynamics of fast glaciers in the Patagonia Icefields derived from TerraSAR-X and TanDEM-X data. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, (January 2002), 3226-3229. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6350737>
- Ackerman, S. A., Strabala, K. I., Menzel, W. P., Frey, R. A., Moeller, C. C., & Gumley, L. E. (1998). Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 103(D24), 32141-32157. <https://doi.org/10.1029/1998JD200032>
- Adaros, R. (2003). Sismicidad y Tectónica Del Extremo Sur de Chile. Memoria de Magister, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Univ. de Chile.
- Aguirre, F., Carrasco, J., Sauter, T., Schneider, C., Gaete, K. R., Garin, E., ... Casassa, G. (2018). Snow cover change as a climate indicator in Brunswick Peninsula, Patagonia. *Frontiers in Earth Science*, 6(September), 130. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00130>
- Amundson, J. M., & Truffer, M. (2010). A unifying framework for iceberg-calving models. *Journal of Glaciology*, 56(199), 822-830. <https://doi.org/10.3189/002214310794457173>
- Balbi, A., Bedmar, J., Kaufman, J., Oliva, J., & Villegas, D. (2019). *REMOCIÓN EN MASA DE LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO , PROVINCIA DE SANTA CRUZ EL CHALTÉN Y DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA DE LA LADERA NORTE DEL CERRO SOLO , PROVINCIA DE SANTA CRUZ*. Buenos Aires.
- Benn, D., & Evans, D. (2014). *Glaciers and glaciation*. Recuperado de <https://sci-hub.tw/https://content.taylorfrancis.com/books/download?dac=C2012-0-11117-6&isbn=9781444128390&format=googlePreviewPdf>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and glaciation* (Second). Abingdon: Taylor & Francis.
- Benn, D. I., Warren, C. R., & Mottram, R. H. (2007). Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Science Reviews*, 82(3-4), 143-179. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.02.002>
- Bennett, M. R., & Glasser, N. F. (2009). *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms, 2nd Edition* (Second). Oxford: John Wiley & Sons.
- Berman, A. L., Silvestri, G., & Compagnucci, R. (2013). On the variability of seasonal temperature in southern South America. *Climate Dynamics*, 40(7-8), 1863-1878. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1596-5>
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K. L., ... Legrésy, B. (2005). Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95(1), 14-28. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.005>

- Bevilacqua, M., Cardín, R., Vila, H. C., Gorzycki, R., Méndez, A., Méndez, Y., & Rodríguez, J. (2018). *INFORMES PRODUCTIVOS PROVINCIALES Técnicos Responsables*. Río Gallegos. Recuperado de <https://www.minhacienda.gob.ar/>
- British Antarctic Survey. (2019). Recuperado 5 de febrero de 2019, de <https://www.bas.ac.uk/>
- Brock, B., Rivera, A., Casassa, G., Bown, F., & Acuña, C. (2007). The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, southern Chile. *Annals of Glaciology*, 45, 104-114. <https://doi.org/10.3189/172756407782282372>
- Buffoni, C., Sabbione, N., Connon, G., & Ormaechea, J. (2009). Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en tierra del fuego y zonas aledañas. *Asociacion Argentina de Geofiscas y Geodestas*, 75-85.
- Burbank, D. W., & Fort, M. (1985). Bedrock control on glacial limit: Example from the Ladakh and Zaskar ranges, north-western Himalaya, India. *Journal of Glaciology*, 31(108), 143-148.
- Caldenius. (1932). Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14(1932), 1-164.
- Casu, F., Manconi, A., Pepe, A., & Lanari, R. (2011). Deformation time-series generation in areas characterized by large displacement dynamics: The SAR amplitude pixel-offset SBAS technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(7), 2752-2763. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2104325>
- Chavez. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24, 459-479.
- Chavez, P., Berlin, G., & Sowers, L. (1982). Statistical method for selecting Landsat MSS ratios. *Journal of applied photographic ...*, (January 1984). Recuperado de <http://www.sid.ir/en/ViewPaperEn.asp?ID=128224&varStr=3;CHAVEZ P.S.,BERLIN G.L.,SOWERS L.B.;JAURNAL OF APPLIED PHOTOGRAMMETRIC ENGINEERING;1982;8;1;23;30>
- Chinni, G. (2005). *Glaciares de La Patagonia* (Primera Ed). Ushuaia: Zagier & Urruty.
- Church, M., & Ryder, J. (1972). Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3059-3072. Recuperado de <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-pdf/83/10/3059/3432884/i0016-7606-83-10-3059.pdf>
- Chuvieco Salinero, E. (2006). *Teledetección ambiental : la observación de la tierra desde el espacio*. Ariel. Recuperado de <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=UCC.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=067336>
- Chylek, P., McCabe, M., Dubey, M. K., & Dozier, J. (2007). Remote sensing of Greenland ice sheet using multispectral near-infrared and visible radiances. *Journal of Geophysical Research*, 112(D24), D24S20. <https://doi.org/10.1029/2007JD008742>

- Ciappa, A., Pietranera, L., & Battazza, F. (2010). Perito Moreno Glacier (Argentina) flow estimation by COSMO SkyMed sequence of high-resolution SAR-X imagery. *Remote Sensing of Environment*, 114(9), 2088-2096. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.014>
- Cisternas, A., & Vera, Y. E. (2008). Sismos históricos y recientes en magallanes. *Magallania*, 36(1), 43-51. <https://doi.org/10.4067/s0718-22442008000100004>
- Consejo Federal de Inversión. (1973). *Departamento Lago Argentino. Estructura económica y social*. Santa Cruz. Recuperado de <http://biblioteca.cfi.org.ar/wp-content/uploads/sites/2/1973/01/12401.pdf>
- Coronato, A., Borromei, A. M., & Rabassa, J. O. (2007). Paleoclimas Y Paleoescenarios En La Patagonia. *Boletín geográfico de la Universidad Nacional del Comahue. Número especial Jornadas sobre Calentamiento Global: Neuquén.*, 18-28.
- Cuadrat, J. M., & Pita, M. F. (1997). *Climatología*. Cátedra.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. . (2010). *The physics of glaciers*. (Academic Press, Ed.), *Journal of Glaciology*. Amsterdam: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.3189/002214311796405906>
- Davies, B. J., & Glasser, N. F. (2012). Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. *Journal of Glaciology*, 58(212), 1063-1084. <https://doi.org/10.3189/2012JoG12J026>
- De Angelis, H., Rau, F., & Skvarca, P. (2007). Snow zonation on Hielo Patagónico Sur, Southern Patagonia, derived from Landsat 5 TM data. *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 149-158. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.032>
- Depetris, P. ., & Pasquini, A. . (2000). The hydrological signal of the Perito Moreno Glacier damming of Lake Argentino (southern Andean Patagonia): the connection to climate anomalies. *Global and Planetary Change*, 26(4), 367-374. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00049-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00049-7)
- Doyle, S. H., Hubbard, B., Christoffersen, P., Young, T. J., Hofstede, C., Bougamont, M., ... Hubbard, A. (2018). Physical Conditions of Fast Glacier Flow: 1. Measurements From Boreholes Drilled to the Bed of Store Glacier, West Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(2), 324-348. <https://doi.org/10.1002/2017JF004529>
- Dunse, T., Schellenberger, T., Hagen, J. O., Käab, A., Schuler, T. V., & Reijmer, C. H. (2015). Glacier-surge mechanisms promoted by a hydro-thermodynamic feedback to summer melt. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tc-9-197-2015>
- Ebdon, D. (1982). *Estadística para Geógrafos*. Barcelona: Oikos-tau.
- Echelmeyer, K., & Zhonghxiang, W. (1987). Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures. *Journal of Glaciology*, 33(113), 83-98. Recuperado de https://www.cambridge.org/core/services/aop-cambridge-core/content/view/F294A309AAA0CAB889C65D475C0BA2B9/S002214300005396a.pdf/direct_observation_of_basal_sliding_and_deformation_of_basal_drift_at_subfreezing_temperatures.pdf

- EHB Bulletin. (s. f.). Recuperado 12 de julio de 2019, de <http://www.isc.ac.uk/ehbulletin/>
- Espizua, L. E. (1986). Fluctuations of the Rio del Plomo Glaciers. *Geografiska Annaler, Series A*, 68(4), 317-327.
- Espizua, L. E., & Bengochea, J. D. (1990). Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: its evolution through satellite images. *Geografiska Annaler, Series A*, 72 A(3-4), 255-259. <https://doi.org/10.1080/04353676.1990.11880321>
- Euillades, L. D., Euillades, P. A., Riveros, N. C., Masiokas, M. H., Ruiz, L., Pitte, P., ... Balbarani, S. (2016). Detection of glaciers displacement time-series using SAR. *Remote Sensing of Environment*, 184, 188-198. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.003>
- European Space Agency. (2012). → *Sentinel-1 eSA's Radar Observatory Mission for GMeS Operational Services*. Recuperado de www.esa.int
- Evans, D. J. A., & Twigg, D. R. (2002). The active temperate glacial landsystem : a model based on Brei j amerkurj okull and Fjallsj okull , Iceland, 21, 2143-2177.
- Falaschi, D., Bravo, C., Masiokas, M., Villalba, R., & Rivera, A. (2013). First Glacier Inventory and Recent Changes in Glacier Area in the Monte San Lorenzo Region (47°S), Southern Patagonian Andes, South America. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(1), 19-28. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.1.19>
- Feruglio, E. (1944). *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia)*. (A. N. de Ciencias, Ed.). Córdoba.
- 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(March), 441-455. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.041>
- Forster, R. R., Isacks, B. L., & Das, S. B. (1996). Shuttle imaging radar (SIR-C/X-SAR) reveals near-surface properties of the South Patagonian Icefield. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 101(E10), 23169-23180. <https://doi.org/10.1029/96JE01950>
- Fountain, A. G., & Walder, J. S. (1998). *WATER FLOW THROUGH TEMPERATE GLACIERS*. <https://doi.org/10.1029/97RG03579>
- Frey, R. A., Ackerman, S. A., Liu, Y., Strabala, K. I., Zhang, H., Key, J. R., & Wang, X. (2008). Cloud detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS cloud mask for Collection 5. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(7), 1057-1072. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA1052.1>
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Scambos, T., Fahnestock, M., Ligtenberg, S., Van Den Broeke, M., & Nilsson, J. (2018). Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years. *Cryosphere*, 12(2), 521-547. <https://doi.org/10.5194/tc-12-521-2018>
- Garreaud, R. D. (2009). Advances in Geosciences The Andes climate and weather. *Advances In Geosciences*, 7(1), 1-9. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

- Garreaud, R. D., Gabriela Nicora, M., Bürgesser, R. E., & Ávila, E. E. (2014). Lightning in Western Patagonia. *Journal of Geophysical Research*, 119(8), 4471-4485. <https://doi.org/10.1002/2013JD021160>
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Ghiglione, M. C., Suarez, F., Ambrosio, A., Poian, G. D. a, Cristallini, E. O., Pizzio, M. F., ... Aires, B. (2009). STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE AUSTRAL BASIN FOLD-THRUST BELT, SOUTHERN PATAGONIAN ANDES. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 215-226.
- Giacomo, D. Di, Bondár, I., Storchak, D. A., Robert Engdahl, E., Bormann, P., & Harris, J. (2015). ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.005>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Anderson, K., & Cowley, A. (2011). Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience*, 4. <https://doi.org/10.1038/NGEO1122>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Winchester, V., & Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change*, 43(1-2), 79-101. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.002>
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 381S and 561S. *Quaternary Science Reviews*, 27, 365-390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Gocic, M., & Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172-182. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2012.10.014>
- Gong, D., & Wang, S. (1999). Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26(4), 459-462. <https://doi.org/10.1029/1999GL900003>
- Harambour, S. M. (1988). Sobre el hallazgo del mítico volcan Reclus, ex Mano del Diablo, Hlelo Patagónico Sur, Magallanes, Chile. *Revista geológica de Chile*, 15(2), 173-179.
- Harbor, J. M. (1995). Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*, 14, 99-107.
- How, P., Schild, K. M., Benn, D. I., Noormets, R., Kirchner, N., Luckman, A., ... Borstad, C. (2019). Calving controlled by melt-under-cutting: detailed calving styles revealed through time-lapse observations. *Annals of Glaciology*, 60(78), 20-31. <https://doi.org/10.1017/aog.2018.28>
- IANIGLA-Inventario Nacional de Glaciares, & Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. (2018). *Resumen ejecutivo de los resultados del*

Inventario Nacional de Glaciares. Recuperado de www.glaciaresargentinos.gob.ar.

- Jaber, A. (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.* Recuperado de <https://sci-hub.tw/https://mediatum.ub.tum.de/1315885>
- Jaber, W. A., Rott, H., Floricioiu, D., Wuite, J., & Miranda, N. (2018). Heterogeneous spatial and temporal pattern of surface elevation change and mass balance of the Patagonian icefields between 2000 and 2016, 2(December).
- James, W. H. M., & Carrivick, J. L. (2016). Automated modelling of spatially-distributed glacier ice thickness and volume. *Computers and Geosciences*, 92, 90-103. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.04.007>
- Jansson, P., Hock, R., & Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282, 116-129. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00258-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00258-0)
- Jiménez, A., & Gaité, M. (1996). *Enseñar geografía: de la teoría a la práctica.* (Síntesis, Ed.) (1.^a ed.). Madrid.
- Jiskoot, H., Boyle, P., & Murray, T. (1998). The incidence of glacier surging in Svalbard: evidence from multivariate statistics. *Computers and Geosciences*, 24(4), 387-399. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00033-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00033-8)
- Kääb, A., Altena, B., & Mascaro, J. (2017). Coseismic displacements of the 14 November 2016 Mw7.8 Kaikoura, New Zealand, earthquake using the Planet optical cubesat constellation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(5), 627-639. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-627-2017>
- Kääb, A., Bolch, T., Casey, K., Heid, T., Kargel, J., Leonard, G., ... Raup, B. (2014). Glacier mapping and monitoring based on spectral data. *Global Land Ice Measurements from Space*, 3, 75-112. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-79818-7>
- Kääb, A., Winsvold, S. H., Altena, B., Nuth, C., Nagler, T., & Wuite, J. (2016). Glacier remote sensing using sentinel-2. part I: Radiometric and geometric performance, and application to ice velocity. *Remote Sensing*, 8(7). <https://doi.org/10.3390/rs8070598>
- Kendall, M. G. (1975). *Rank Correlation Methods.* (Griffin, Ed.). Oxford.
- Krabbendam, M. (2016). Sliding of temperate basal ice on a rough, hard bed: Creep mechanisms, pressure melting, and implications for ice streaming. *Cryosphere*, 10(5), 1915-1932. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1915-2016>
- Kraemer, P., & Riccardi, A. (1997). Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40'-50°10'lat. S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3), 333-360.
- Lemos, A., Shepherd, A., Mcmillan, M., Hogg, A. E., Hatton, E., & Joughin, I. (2018). Ice velocity of Jakobshavn Isbrae, Petermann Glacier, Nioghalvfjærdsfjorden, and Zachariae Isstrøm. *The Cryosphere*, 12, 2087-2097. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2087-2018>

- Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R., Van Wessem, J. M., Van De Berg, W. J., Van Meijgaard, E., Van Uft, L. H., & Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modeling. *Journal of Climate*, 27(12), 4607-4621. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00579.1>
- Lenzano, M. G., Lannutti, E., Toth, C., Lenzano, L., Lo Vecchio, A., Falaschi, D., & Vich, A. (2018). Analyzing the oscillations of the Perito Moreno Glacier, using time-lapse image sequences. *Cold Regions Science and Technology*, 146. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.11.015>
- Lenzano, M. G., Lannutti, E., Toth, C., Rivera, A., & Lenzano, L. (2018). Detecting glacier surface motion by optical flow. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 84(1), 33-42. <https://doi.org/10.14358/PERS.84.1.33>
- Liboutry, L. A. (1956). *Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología*. (U. de Chile, Ed.) (1.^a ed.). Santiago de Chile.
- Lindsay, R., Wensnahan, M., Schweiger, A., Zhang, J., Lindsay, R., Wensnahan, M., ... Zhang, J. (2014). Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic*. *Journal of Climate*, 27(7), 2588-2606. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00014.1>
- Liss, C. (1970). Der morenogletscher in der patagonischen kordillere. *Z. Gletscherk. Glazialgeol*, 6, 161–180.
- Liu, H., Wang, L., & Jezek, K. C. (2005). Wavelet-transform based edge detection approach to derivation of snowmelt onset, end and duration from satellite passive microwave measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 26(21), 4639-4660. <https://doi.org/10.1080/01431160500213342>
- Lo Vecchio, A., Lannutti, E., Lenzano, M. G., Mikkan, R., Vacaflor, P., & Lenzano, L. (2019). MODIS Image-derived ice surface temperature assessment in the Southern Patagonian Icefield. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 030913331985102. <https://doi.org/10.1177/0309133319851022>
- Lo Vecchio, A., Lenzano, M. G., Durand, M., Lannutti, E., Bruce, R., & Lenzano, L. (2018). Estimation of surface flow speed and ice surface temperature from optical satellite imagery at Viedma glacier, Argentina. *Global and Planetary Change*, 169. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.001>
- Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyaud, B., Ordenes, F., & Oerlemans, J. (2010). A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71(1-2), 85-108. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.12.009>
- Malz, P., Meier, W., Casassa, G., Jaña, R., Skvarca, P., & Braun, M. H. (2018). Elevation and mass changes of the southern Patagonia icefield derived from TanDEM-X and SRTM data. *Remote Sensing*, 10(2), 1-17. <https://doi.org/10.3390/rs10020188>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245. <https://doi.org/10.2307/1907187>

- Marchionni, D. S., & Cavayas, F. (2014). La teledetección por radar como fuente de información litológica y estructural: Análisis espacial de imágenes SAR de RADARSAT-1. *Geoacta*, 39(1), 62-89. Recuperado de http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1852-77442014000100007&lang=pt
- Martinic, M. (1988). Actividad volcanica historica en la region de Magallanes. *Revista Geologica De Chile*, 15(2), 181-186. <https://doi.org/10.5027/andgeoV15n2-a07>
- Martinic, M. B. (2008). Registro historico de antecedentes volcánicos y sísmicos en la patagonia austral y la tierra del fuego. *Magallania*, 36(2), 5-18. <https://doi.org/10.4067/S0718-22442008000200001>
- Masiokas, M. H., Delgado, S., Pitte, P., Berthier, E., Villalba, R., Skvarca, P., ... Zalazar, L. (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. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J094>
- Mazzoni, E., & Rabassa, J. (2010). Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de patagonia mediante imágenes satelitales y SIG, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 66(4), 608-618.
- Mazzoni, E., & Rabassa, J. (2010). Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de Patagonia mediante imágenes satelitales y sig, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 4, 608-618.
- McCabe, M. F., Chylek, P., Dubey, M. K., & McCabe, M. F. (2011). Detecting ice-sheet melt area over western Greenland using MODIS and AMSR-E data for the summer periods of 2002-2006. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.501830>
- Mcnabb, R. W., & Hock, R. (2014). Journal of Geophysical Research : Earth Surface Alaska tidewater glacier terminus positions , 1948 – 2012, 153-167. <https://doi.org/10.1002/2013JF002915.Tidewater>
- Meier, M. F., & Roots, E. F. (1982). Glaciers as a water resource. *Nature and Resources*. Recuperado de <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=XF19830896816>
- Meier, W. J.-H., Griesinger, J., Hochreuther, P., & Braun, M. H. (2018). An updated multi-temporal glacier inventory for the patagonian andes with changes between the little ice age and 2016. *Frontiers in Earth Science*, 6(May). <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00062>
- Mena, M. (2016). *La estadística como herramienta en las Ciencias de La Tierra*. Buenos Aires: Akadia.
- Mercer, J. H. (1968). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *American Journal of Science*, 266(2), 91-109. <https://doi.org/10.2475/ajs.266.2.91>
- Millan, R., Rignot, E., Rivera, A., Martineau, V., Mouginit, J., Uribe, J., ... Gim, Y. (2018). Ice thickness and bed elevation of the Northern and Southern Patagonian Icefields . <https://doi.org/10.1029/2019GL082485>

- Ministerio de Hacienda. (2018). *CARACTERIZACIÓN SOCIO-PRODUCTIVA*. Santa Cruz. Recuperado de http://www2.mecon.gov.ar/hacienda/dinrep/Informes/archivos/santa_cruz.pdf
- Minowa, M. (2017). *Frontal ablation of Glaciar Perito Moreno , a lake-terminating glacier in Patagonia*. Hokkaido.
- Minowa, M., Podolskiy, E. A., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Skvarca, P. (2018). Glacier calving observed with time-lapse imagery and tsunami waves at Glaciar Perito Moreno, Patagonia. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.28>
- Minowa, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Sawagaki, T. (2015). Contrasting glacier variations of Glaciar Perito Moreno and Glaciar Ameghino, Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology*, 56(70), 26-32. <https://doi.org/10.3189/2015AoG70A020>
- Minowa, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., & Skvarca, P. (2017). Seasonal Variations in Ice-Front Position Controlled by Frontal Ablation at Glaciar Perito Moreno, the Southern Patagonia Icefield. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00001>
- Minowa, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D., Skvarca, P., Sawagaki, T., Ohashi, Y., ... Casassa, G. (2017). Changes in calving glaciers and glacier-lake interaction in the Southern Patagonia Icefield Outline.
- Miró Pérez, J., Estrela Navarro, M. J., Pastor Guzman, F., & Millán, M. (2015). Análisis comparativo de tendencias en la precipitación, por distintos inputs, entre los dominios hidrológicos del Segura y del Júcar (1958-2008). *Investigaciones Geográficas*, 49(49), 129-157. <https://doi.org/10.14198/ingeo2009.49.07>
- Moffat, C., Tapia, F. J., Nittrouer, C. A., Hallet, B., Bown, F., Boldt Love, K., & Iturra, C. (2018). Seasonal Evolution of Ocean Heat Supply and Freshwater Discharge From a Rapidly Retreating Tidewater Glacier: Jorge Montt, Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(6), 4200-4223. <https://doi.org/10.1002/2017JC013069>
- Moragues, S., Gabriela Lenzano, M., Moreiras, S., Vecchio, A. Lo, Lannutti, E., & Lenzano, L. (2019). Slope instability analysis in South Patagonia applying multivariate and bivariate techniques on Landsat images during 2001–2015 period. *CATENA*, 174, 339-352. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.11.024>
- Moragues, S., Lenzano, M. G., Lo 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). <https://doi.org/10.5027/andgeov45n1-3034>
- Mouginot, J., & Rignot, E. (2015). Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984-2014. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1441-1449. <https://doi.org/10.1002/2014GL062661>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (2008). Tectonica Jurásica En Argentina y Chile: extension, Subduccion Oblicua, Rifting, Deriva y Colisiones? *Revista De La Asociacion Geologica Argentina*, 63(4), 481-497.

- Nagler, T., Rott, H., Hetzenecker, M., Wuite, J., & Potin, P. (2015). The Sentinel-1 mission: New opportunities for ice sheet observations. *Remote Sensing*, 7(7), 9371-9389. <https://doi.org/10.3390/rs70709371>
- 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. <https://doi.org/10.2307/1552398>
- Naruse, R., Srvarca, P., & Takeuchi, Y. (1997). Thinning and retreat of Glaciar Upsala, and an estimate of annual ablation changes in southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24, 38-42.
- Nullo, F., Proserpio, C., & Ramos, V. (1978). Estratigrafía y tectónica de la vertiente este Hielo Continental Patagónico, Argentina, Chile. En *VII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén.
- Ohmura, A. (2009). Completing the World Glacier Inventory. *Annals of Glaciology*, 50(53), 144-148. <https://doi.org/10.3189/172756410790595840>
- Orlove, B. S., Wiegandt, E., & Luckman, B. H. (2008). *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society*. University of California Press. Recuperado de https://books.google.com.ar/books?hl=es&lr=&id=vgJ1EKyK8RoC&oi=fnd&pg=PA3&dq=darkening+peaks&ots=Wh0xE5xDX8&sig=xeswnRma8WenH2CP9L_cMNSMqwU&redir_esc=y#v=onepage&q=darkening+peaks&f=false
- Østby, T. I., Schuler, T. V., & Westermann, S. (2014). Severe cloud contamination of MODIS Land Surface Temperatures over an Arctic ice cap, Svalbard. *Remote Sensing of Environment*, 142, 95-102. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.11.005>
- Pagli, C., & Sigmundsson, F. (2008). Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 35(9), L09304. <https://doi.org/10.1029/2008GL033510>
- Pardo-Pascual, J. E., Almonacid-Caballer, J., Ruiz, L. A., & Palomar-Vázquez, J. (2012). Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. *Remote Sensing of Environment*, 123, 1-11. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2012.02.024>
- Paruelo, J., Di Bella, C., & Milkovic, M. (2014). *Percepción remota y sistemas de información geográfica. sus aplicaciones en agronomía y ciencias ambientales*. (H. Sur, Ed.) (1.ª ed.). Buenos Aires.
- Pasquini, A., & Depetris, P. (2011). Southern Patagonia's Perito Moreno Glacier, Lake Argentino, and Santa Cruz River hydrological system: An overview. *Journal of Hydrology*, 405, 48-56. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.009>
- Paterson, W. S. . (1972). *The physics of glaciers*. (J. A. Jacobs & J. T. Wilson, Eds.) (First). Oxford: Pergamon Press.
- Paul, F., Barrand, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., ... Winsvold, S. (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>
- Penalba, O. C., & Rivera, J. A. (2013). Future Changes in Drought Characteristics over Southern South America Projected by a CMIP5 Multi-Model Ensemble. *American*

- Penalba, O. C., & Rivera, J. A. (2016). Regional aspects of future precipitation and meteorological drought characteristics over Southern South America projected by a CMIP5 multi-model ensemble. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 36, 974-986. <https://doi.org/10.1002/joc.4398>
- Pérez, D., D'Odorico, B., & Godeas, M. (2010). Reconocimiento de alteración hidrotermal con el sensor Aster, en el curso medio del río Santa Cruz (31°40'S), Provincia de San Juanv. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 623-633.
- Perucca, L. P., & Moreiras, S. M. (2009). Seismic and Volcanic Hazards in Argentina. *Developments in Earth Surface Processes*, 13(C), 267-300. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(08\)10014-1](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(08)10014-1)
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., ... Wyatt, F. R. (2014). The Randolph glacier inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60(221), 537-552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
- Piret, L., Bertrand, S., Kissel, C., De Pol-Holz, R., Tamayo Hernando, A., & Van Daele, M. (2018). First evidence of a mid-Holocene earthquake-triggered megaturbidite south of the Chile Triple Junction. *Sedimentary Geology*, 3121. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.01.002>
- Ponce, J. F., Rabassa, J., Serrat, D., & Martínez, O. A. (2013). El campo de drumlins, flutes y megaflutes de lago Viedma, Pleistoceno tardío, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(1), 115-127.
- Pozo Rodriguez, M., Carenas Fernandez, M., Giner Robles, J., & Gonzalez Yelamos, J. (2018). *Geología*. (Paraninfo, Ed.) (1.ª ed.). Madrid. Recuperado de <https://www.paraninfo.com.ar/catalogo/9788428340717/geologia--2º-bachillerato-lomce>
- Rabassa, J. O., & Coronato, A. M. (2002). Glaciaciones del Cenozoico tardío. En M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz* (pp. 303-315). El Calafate.
- Ramos. (2002). El magmatismo Neógeno de la cordillera patagónica. En *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz* (pp. 187-199). El Calafate.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, 15(13), 1609-1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2)
- Richiano, S., Varela, A. N., & Cereceda, A. (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., Marderwald, E., Hormaechea, J. L., Mendoza, L., Perdomo, R., Connon, G., ... 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. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2015.1189>
- Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. *Science*, 302, 434-437. <https://doi.org/10.1126/science.1088969>
- Rivera, A., Aravena, J. C., & Casassa, G. (1997). Recent Fluctuations of Glaciar Pio XI, Patagonia: Discussion of a Glacial Surge Hypothesis. *Mountain Research and Development*, 17(4), 309. <https://doi.org/10.2307/3674021>
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., & Zenteno, P. (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters*, 7(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014036>
- Rivera, A., Corripio, J., Bravo, C., & Cisternas, S. (2012). Glaciar Jorge Montt (Chilean Patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53(60), 147-155. <https://doi.org/10.3189/2012AoG60A152>
- Riveros, N., Euillades, L., Euillades, P., Moreiras, S., & Balbarani, S. (2013). Offset tracking procedure applied to high resolution SAR data on Viedma Glacier, Patagonian Andes, Argentina. *Advances in Geosciences*, 35, 7-13. <https://doi.org/10.5194/adgeo-35-7-2013>
- Sagredo, E. A., & Lowell, T. V. (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86-87, 101-109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.02.010>
- Sakakibara, D., & Sugiyama, S. (2014). Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011, 1-14. <https://doi.org/10.1002/2014JF003148>. Received
- Sakakibara, D., Sugiyama, S., Sawagaki, T., Marinsek, S., & Skvarca, P. (2013). Rapid retreat, acceleration and thinning of Glaciar Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology*, 54(63), 131-138. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A236>
- Scambos, T. A., Dutkiewicz, M. J., Wilson, J. C., & Bindschadler, R. A. (1992). Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, 42(3), 177-186. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(92\)90101-O](https://doi.org/10.1016/0034-4257(92)90101-O)
- Schaefer, M., MacGuth, H., Falvey, M., Casassa, G., & Rignot, E. (2015). Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *Cryosphere*, 9(1), 25-35. <https://doi.org/10.5194/tc-9-25-2015>
- Schulz, G., Irigoien, J., Poclava, J., Morales, & Paladino, I. (2012). APLICACIÓN DEL ÍNDICE DE PRODUCTIVIDAD UNIFICADO PARA LA HOJA LAJITAS, SALTA. En *XIX Congreso Latinoamericano de la ciencia del suelo*. Mar del Plata. Recuperado de https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-aplicacion_del_ndice_de_productividad_unificado_para_l.pdf
- Secretaría de Estado de Ambiente. Informe Técnica N° 41. Comisión Evaluadora del Estudio de Impacto Ambiental: "Proyecto Aprovechamiento Hidroeléctrico

del río Santa Cruz, Represas Presidente N. Kirchner y Gob. J. Cépernic" (2017). Recuperado de <http://saludsantacruz.gob.ar/secretariadeambiente/wp-content/uploads/2017/11/dictamen-tecnico-represas.pdf>

- Serco Italia SPA. (2018). *Glacier Velocity with Sentinel-1– Peterman Glacier, Greenland (version 1.1)*. Recuperado de <https://rus-copernicus.eu/portal/the-rus-library/learn->
- Skvarca, P., & De Angelis, H. (2002). Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 34, 379-384. <https://doi.org/10.3189/172756402781817806>
- Skvarca, P., Satow, K., Naruse, R., & Leiva, J. C. (1995). Recent thinning, retreat and flow of Upsala Glacier, Patagonia. *Bulletin of glacier research*, 13, 11-20.
- Smith, R. B., & Evans, J. P. (2007). Orographic Precipitation and Water Vapor Fractionation over the Southern Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 3-19. <https://doi.org/10.1175/JHM555.1>
- Stern, C., & 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, 263-281. <https://doi.org/10.1007/s004100050155>
- Stern, C. R. (1991). Mid-Holocene Tephra on Tierra Del Fuego (54 °S) Derived From the Hudson Volcano (46 ° S): Evidence for a Large Explosive Eruption. *Andean Geology*, 18(2), 7-11.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica De Chile*, 31(2), 161-206.
- Stern, C. R. (2008). Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 70(4), 435-454. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0148-z>
- Stern, C. R., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Sagredo, E. a., Prieto, A., & Labarca, R. (2011). Evolution of ice-dammed proglacial lakes in Última Esperanza , Chile : implications from the late-glacial R1 eruption of Reclús volcano , Andean Austral Volcanic Zone. *Andean Geology*, 38(1), 82-97. <https://doi.org/10.1016/j.jns.2003.09.014>
- Stern, C. R., Skewes, A., & Durán, M. (1976). Volcanismo orogénico en Chile austral. En *Primer Congreso Geológico Chileno*. Santiago.
- Storchak, D. A., Giacomo, D. Di, Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H. K., ... Bormann, P. (2013). Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue. *Seismological Research Letters*, 84, 810-815. <https://doi.org/10.1785/0220130034>
- Strahler, A. (2013). *Introducing Physical Geography*. (Wiley, Ed.) (6.^a ed.). Hoboken.
- Stuefer, M. (1999). *Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery*.
- Stuefer, M., Rott, H., & Skvarca, P. (2007). Glaciar Perito Moreno, Patagonia: Climate sensitivities and glacier characteristics preceding the 2003/04 and 2005/06

- damming events. *Journal of Glaciology*, 53(180), 3-16.
<https://doi.org/10.3189/172756507781833848>
- Suárez, R. J., Ghiglione, M. C., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B., & Rojo, D. (2018). The metamorphic rocks of the Nunatak Viedma in the Southern Patagonian Andes: Provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection. *Journal of South American Earth Sciences*, (2019). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.015>
- Sugiyama, S., Minowa, M., Sakakibara, D., Skvarca, P., Sawagaki, T., Ohashi, Y., ... Chikita, K. (2016). Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2270-2286.
<https://doi.org/10.1002/2016JF004084>
- Sugiyama, S., Skvarca, P., Naito, N., Enomoto, H., Tsutaki, S., Tone, K., ... Aniya, M. (2011). Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, 4(9), 597-600.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1218>
- Tar buck, E. J., & Lutgens, F. K. (2013). *Ciencias de la tierra : una introducción a la geología física*. (Pear, Ed.) (10.^a ed.). Madrid: Pearson Educación. Recuperado de <https://pearson.es/españa/TiendaOnline/ciencias-de-la-tierra-10ed->
- Thompson, D. (2019). Annular Modes - Introduction. Recuperado 5 de febrero de 2019, de <http://www.atmos.colostate.edu/~davet/ao/introduction.html>
- Truffer, M., & Motyka, R. J. (2016). Where glaciers meet water: Subaqueous melt and its relevance to glaciers in various settings. *Reviews of Geophysics*, 54(1), 220-239. <https://doi.org/10.1002/2015RG000494>
- Tsutaki, S., Nishimura, D., Yoshizawa, T., & Sugiyama, S. (2011). Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology*, 52(58), 31-36.
<https://doi.org/10.3189/172756411797252194>
- U S Geological Survey. (2005). Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. *America*, 8(1993), 1993-1993. <https://doi.org/http://www.webcitation.org/6mu9r7riR>
- Universidad de Valladolid. (2017). *ESTUDIO DE CAUDAL ECOLÓGICO*. Valladolid. Recuperado de www.gef-ecohidrologia.org/jmdiez@iaf.uva.es
- Venzke, E. (2013). Global Volcanism Program.
- Villaamil Lepori, E., Bovi Mitre, G., & Nassetta, M. (2013). Situación actual de la contaminación por plaguicidas en Argentina. *Revista internacional de contaminación ambiental*, 29, 25-43. Recuperado de <https://www.redalyc.org/pdf/370/37028958002.pdf>
- Waller, R. I. (2001). The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International*, 86(1), 117-128.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00054-4](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00054-4)
- Wan, Z. (2013). MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide. *Contract*, (December), 30. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11B3.006>

- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., & Li, Z. liang. (2002). Validation of the land-surface temperature products retrieved from terra moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2), 163-180. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00093-7)
- Warren, C. R., Greene, D., & Glasser, N. F. (1995). Glaciar Upsala, Patagonia: rapid calving retreat in fresh water.
- Warren, C. R., & Rivera, A. (1994). Non-linear climatic response of calving glaciers: a case study of Pio XI glacier, Chilean Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, 385-394.
- Warren, C. R., & Sugden, D. E. (1993). The Patagonian Icefields: A Glaciological Review The Patagonian Icefields: A Glaciological Review. *Arctic and Alpine Research*, 25(4), 316-331. <https://doi.org/10.1080/00040851.1993.12003018>
- Weidemann, S. S., Sauter, T., Kilian, R., Steger, D., Butorovic, N., & Schneider, C. (2018). A 17-year Record of Meteorological Observations Across the Gran Campo Nevado Ice Cap in Southern Patagonia, Chile, Related to Synoptic Weather Types and Climate Modes. *Frontiers in Earth Science*, 6(May), 1-18. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00053>
- Wenzens, G. (1999). Fluctuations of outlet and valley glaciers in the southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research*, 51(3), 238-247. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2043>
- Williams, R. S., & Ferrigno, J. G. (2012). State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments - Global Snow Cover. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*, 254. Recuperado de <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery1-fig16.html>
- Williams, R. S., Ferrigno, J. G., Parkinson, C., & Cavalieri, D. (2003). Floating Ice : Sea Ice. *State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments*, A345-A424.
- Willis, M. J., 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(17), 1-6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053136>
- Wilson, R., Carrión, D., & Rivera, A. (2015). Evolving ice dynamics and surface moraine morphology of the advancing Glaciar Pio XI , Southern Patagonia Icefield ., (2007).
- Winocur, D., Goyanes, G., & Vieira, G. (2015). Deslizamiento de ladera y tsunami asociado en el Lago Argentino, Canal Upsala, provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. En *Congreso Geológico Chileno* (pp. 79-82). La Serena. <https://doi.org/10.1007/s10346-014-0522>
- Wolter, K., & Timlin, M. S. (1998). How does 1997/198 rank ? events : *Weather*, 53(9), 315-324.

- Young, J. B., Presgrave, B. W., Aichele, H., Wiens, D. A., & Flinn, E. A. (1996). The Flinn-Engdahl Regionalisation Scheme: the 1995 revision. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 96, 223-297. Recuperado de https://ac.els-cdn.com/003192019603141X/1-s2.0-003192019603141X-main.pdf?_tid=15d468df-3232-4171-89cc-b7ea70096ee6&acdnat=1548352652_377bb1e2fbb1b420e9d6bc60b21c21c0
- Zalazar, L., Ferri, L., Castro, M., Gargantini, H., Giménez, M., Pitte, P., ... Masiokas, M. (2017). Glaciares de Argentina : Resultados Preliminares del Inventario Nacional de Glaciares Glaciers of Argentina : Preliminary Results of the National Inventory of Glaciers, (October).
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., He, X., & Tian, L. (2016). Evaluation of cloud effects on air temperature estimation using MODIS LST based on ground measurements over the Tibetan Plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(21), 13681-13696. <https://doi.org/10.5194/acp-16-13681-2016>
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., Ma, Y., Yang, K., & Ye, M. (2018). Daily air temperature estimation on glacier surfaces in the Tibetan Plateau using MODIS LST data. *Journal of Glaciology*, 64(243), 132-147. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.6>