



**REPÚBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS**

**CARACTERIZACIÓN Y MONITOREO
DE GLACIARES ROCOSOS EN LA
CUENCA DEL RÍO ELQUI,
Y BALANCE DE MASA DEL GLACIAR
TAPADO**

REALIZADO POR:

CENTRO DE ESTUDIOS AVANZADOS EN ZONAS ARIDAS

S.I.T. N°285

Santiago, noviembre 2012

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas
Ingeniero Civil Sr. Laurence Golborne R.

Director General de Aguas
Abogado Sr. Francisco Echeverría E.

Jefe de Unidad de Glaciología y Nieves
Dr. Gonzalo Barcaza S.

Inspector Fiscal
Geóloga Srta. M^a Belén Varela M.

CENTRO DE ESTUDIOS AVANZADOS EN ZONAS ARIDAS

Jefe de Proyecto
Dr. Christophe Kinnard

Profesionales

Dr. Sébastien Monnier
Dr. Jakob Abermann
Dr. Michal Petlicki
Dra. Shelley Macdonell
Dr. Arzhan Surazakov
Ing. Carlos Mendoza

Profesionales asociados

Dr. Alexander Brenning
Dr. Hervé Jourde
Geógrafo Sr. Guillermo Azócar

AGRADECIMIENTOS

El equipo profesional agradece a Jean-Maxime Bertrand, Grant Macdonald, Camilo Muñoz, José Gomez, José Alejandro Reyes, Daniel Uribe y María Inés Espinoza para el apoyo en las campañas de terreno. Al Dr. Gonzalo Barcaza, jefe de la Unidad de Glaciología y Nieves, y Belén Varela, Geóloga, de las Dirección General de Aguas (DGA). A William Bossy, estudiante de Máster en geografía en la Universidad de Paris 1, para el apoyo en la cartografía de la litología y participación en el proyecto. A Jonathan Pourrier, estudiante de doctorado en la Universidad de Montpellier 2, por el apoyo en el estudio hidrológico. A Jimena Cucurella, Geóloga a la Universidad de La Serena, por su apoyo en la interpretación de muestras geológicas. Al Dr. Christian Camerlynck, de la Universidad de Paris 6 y el Dr. Laurent Longuevergne, de la Universidad de Rennes 1, para el apoyo científico con las mediciones geofísicas. Al área de gestión del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) para el apoyo administrativo al proyecto. Al Dr. Simon Gascoin, del centro CESBIO, Toulouse, y al Dr. Stefaan Lhermitte, del Royal Netherlands Meteorological Institute para la continua cooperación científica en el sector del glaciar Tapado. Se agradece especialmente a la organización y al personal de la Junta del Río Elqui y sus Afluentes, para el uso del campamento de La Laguna y su apoyo al proyecto.

RESUMEN

Este informe presenta resultados de mediciones glaciológicas, hidrológicas y geomorfológicas realizadas en el sector del glaciar Tapado, en la sub-cuenca del río La Laguna, afluente del río Elqui. Las actividades de terreno se desarrollaron desde fines de noviembre de 2011 hasta la mitad de abril de 2012. Se midió el balance de masa en el glaciar Tapado con el método glaciológico. El balance de masa fue negativo (-0,981 m.a.e.) para el año hidrológico 2011-12. Mediciones topográficas del glaciar realizadas con un sistema de laser terrestre (lidar) permitieron de construir un modelo digital de terreno (MDT) a fina escala espacial (1m) y con alta precisión vertical (10cm). Se diferenció el MDT obtenido del lidar de un MDT existente de 2010 para calcular el balance geodésico sobre la parte inferior del glaciar (-4,4 m.a.e / 2 años). Mediciones de movimiento en el glaciar Tapado revelan que la superficie se mueve poco, del orden de 2-5 m año⁻¹, valores típicas para glaciares fríos de pequeño tamaño. Se calculo el balance de energía en dos estaciones meteorológicas automáticas, una puesta en la zona de ablación (4769 m s.n.m), y la otra en la zona de acumulación en la cumbre del cerro Tapado (5527 m.s.n.m.). La radiación solar incidente, fuertemente controlada por el albedo, es la fuente dominante de energía para el glaciar. Las pérdidas de energía ocurren principalmente por radiación de ondas largas, seguido del flujo de calor latente. Las tasas de sublimación varían entre 0,6 y 5 mm día⁻¹, y las tasas de derretimiento entre 0,01 a 25 mm día⁻¹. El monitoreo de caudal en las cercanías del glaciar Tapado mostró que el glaciar Tapado puede contribuir un 7% del caudal entrando en el embalse La Laguna durante un día típico de febrero.

Las mediciones geofísicas en los glaciares rocosos sugieren la presencia de un núcleo de hielo masivo en la parte superior del glaciar rocoso Llano de las Liebres, y una mezcla más heterogénea de sedimentos, agua y hielo en

la parte inferior. El sector del Tapado, se estimó un espesor de 50-70 m de hielo masivo en el glaciar cubierto Tapado. El espesor y contenido en hielo disminuye hasta los 20-230 m desde la transición entre el glaciar cubierto/rocoso, hasta el frente de los glaciares rocosos abajo. El monitoreo térmico de los glaciares rocosos muestran que la variación espacial de la temperatura de superficie se puede explicar por las variaciones en la altitud, radiación solar potencial y duración de la cobertura de nieve. El monitoreo de movimiento de los glaciares rocosos confirman su estado de actividad, con movimiento del orden del metro por año.

INDÍCE

1. INTRODUCCIÓN	23
1.1. OBJETIVOS.....	26
1.2. ALCANCE	26
1.2.1. <i>Mediciones glaciológicas en el glaciar Tapado</i>	<i>26</i>
1.2.2. <i>Monitoreo de los glaciares rocosos Tapado y Llano de Las Liebres</i>	<i>26</i>
26	
2. ANTECEDENTES.....	28
2.1. LOCALIZACIÓN	28
2.2. GLACIAR TAPADO.....	28
2.3. GLACIAR ROCOSO LLANO DE LAS LIEBRES	32
2.4. CONDICIONES CLIMATICAS	35
2.5. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA.....	36
2.6. ESTUDIOS PREVIOS	38
2.6.1. <i>Distribución de glaciares.....</i>	<i>38</i>
2.6.2. <i>El glaciar Tapado.....</i>	<i>39</i>
2.6.3. <i>Distribución de glaciares rocosos</i>	<i>40</i>
2.6.4. <i>Monitoreo de glaciares rocosos.....</i>	<i>42</i>
2.6.5. <i>Estructura interna de glaciares rocosos.....</i>	<i>42</i>
3. METODOS.....	44
3.1. BALANCE DE MASA GLACIOLOGICO.....	44
3.2. BALANCE DE MASA GEODESICO	51
3.2.1. <i>Bases del método.....</i>	<i>51</i>
3.2.2. <i>Adquisición de datos</i>	<i>51</i>
3.3. METEOROLOGIA Y BALANCE DE ENERGÍA	56
3.3.1. <i>Mediciones meteorológicas.....</i>	<i>56</i>
3.3.2. <i>Modelo de balance de energía</i>	<i>61</i>
3.3.3. <i>Antecedentes acerca del modelamiento de energía.....</i>	<i>62</i>
3.3.4. <i>Ecuaciones del modelo de balance de energía.....</i>	<i>64</i>
3.4. MEDICIONES DE VELOCIDAD GLACIAL.....	71
3.4.1. <i>Objetivos de las mediciones.....</i>	<i>71</i>
3.4.2. <i>Revisita del método.....</i>	<i>71</i>
3.5. MONITOREO FOTOGRAMETRICO.....	75
3.6. ANALYSIS DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE GLACIARES ROCOSOS.....	83
3.6.1. <i>Radar de suelo (GPR).....</i>	<i>83</i>

3.6.2.	<i>Estimación del contenido de hielo sobre la base de los datos radar</i>	92
3.7.	ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE GLACIARES ROCOSOS.....	95
3.7.1.	<i>Análisis et cartografía morfológica</i>	95
3.7.2.	<i>Análisis sedimentológico en los puntos de termistores</i>	95
3.8.	ANÁLISIS DEL REGIMEN TERMICO DE LA CAPA ACTIVA DE GLACIARE ROCOSOS	97
3.8.1.	<i>Monitoreo de las temperaturas superficiales</i>	97
3.8.2.	<i>Monitoreo de las temperaturas en profundidad</i>	97
3.9.	MONITOREO DE MOVIMIENO EN GLACIARES ROCOSOS	101
3.10.	DESCARGA HÍDRICA DE GLACIARES	103
4.	RESULTADOS	105
4.1.	BALANCE DE MASA DEL GLACIAR TAPADO.....	105
4.1.1.	<i>Balance de invierno año 2011</i>	105
4.1.2.	<i>Ablación y balance de verano 2012</i>	111
4.1.3.	<i>Balance de masa neto</i>	115
4.2.	BALANCE DE MASA GEODESICO DEL GLACIAR TAPADO.....	123
4.2.1.	<i>Análisis de los errores de medición con TLS</i>	123
4.3.	METEOROLOGIA Y BALANCE DE ENERGÍA DEL GLACIAR TAPADO	132
4.3.1.	<i>Mediciones meteorológicas</i>	132
4.3.2.	<i>Balance de energía</i>	138
4.3.3.	<i>Tendencias históricas</i>	151
4.4.	MEDICIONES DE VELOCIDAD DEL GLACIAR TAPADO.....	154
4.5.	MONITOREO FOTOGRAMETRICO DEL GLACIAR TAPADO	157
4.5.1.	<i>Albedo puntual</i>	157
4.5.2.	<i>Albedo espacial</i>	158
4.5.3.	<i>Líneas de nieve</i>	159
4.5.4.	<i>Discusión</i>	160
4.6.	ANÁLISIS DE LA GEOMORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA SUPERFIACAL DE LOS GLACIARES ROCOSOS TAPADO Y LLANOS DE LAS LIEBRES.....	162
4.6.1.	<i>Llanos Las Liebres</i>	162
4.6.2.	<i>Tapado</i>	176
4.7.	ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LOS GLACIARES ROCOSOS TAPADO Y LLANOS DE LAS LIEBRES	186
4.7.1.	<i>Llano de Las Liebres</i>	186
4.7.2.	<i>Tapado</i>	201
4.8.	ANÁLISIS DEL REGIMEN TERMICO DE LA CAPA ACTIVA DE GLACIARE ROCOSOS	211

4.8.1. <i>Monitoreo de las temperaturas superficiales</i>	211
4.8.2. <i>Monitoreo de las temperaturas en profundidad</i>	227
4.9. MONITOREO DE MOVIMIENTO EN GLACIARES ROCOSOS	1
4.10. DESCARGA HIDRICA DE LOS GLACIARES DE ESTUDIO.....	4
4.10.1. <i>Presentación de los datos</i>	4
4.10.2. <i>Presentación grafica de los datos de caudal</i>	8
5. CONCLUSIONES	14
6. REFERENCIAS	19
7. ANEXOS	27

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1. Posiciones de los puntos de referencia (UTM 19S, WGS84, EGM96).....	55
Tabla 2. Sensores en la estación meteorológica en la zona de ablación del glaciar Tapado (EM2)	58
Tabla 3. Sensores en la estación meteorológica en la zona de acumulación del glaciar Tapado (EM1)	61
Tabla 4. Requerimientos de datos meteorológicos de entrada para el modelo de balance de energía	63
Tabla 5. Posición de puntos de monitoreo (UTM 19S, WGS84, EGM96) ..	73
Tabla 6. Albedo típico para distintas superficies de nieve y hielo (Paterson, 1994)	76
Tabla 7. Resumen de las principales características de localización de las cintas termistores.....	99
Tabla 8. Puntos de medición de espesor y densidad de nieve al fin del invierno 2011. Los puntos fueron medidos entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre de 2011.....	106
Tabla 9. Ubicación y condiciones topográficas de cada arco de ablación	111
Tabla 10. Balance de masa 2011-2012 (m.a.e)	116
Tabla 11. Coeficiente de correlación entre balance de masa y variables topográficas. b_w = balance de invierno; b_s = balance de verano; b_n = balance neto; COS = coseno; SIN = seno; RAD = Radiación solar potencial (promedio diario). Valores en negrita (itálica) son estadísticamente significativos con un nivel de confianza de 5%(10%).n=numero de observaciones.....	118
Tabla 12. Estadísticas de regresión para el balance de invierno (b_w). F = valor F del test de ANOVA; p = probabilidad de significación; t = valor t de la distribución de Student; r^2 : coeficiente de determinación; r^2_{adj} : coeficiente de determinación ajustado para múltiple variables independientes; rmse: error cuadrático medio; E.S. = error estándar; 118	
Tabla 13. Estadísticas de regresión para el balance de verano (b_s).	119
Tabla 14. Resultados del balance de masa distribuido, glaciar Tapado, año hidrológico 2011-2012.	122
Tabla 15. Errores del alineamiento de los escaneos	125
Tabla 16. Errores de interpolación del modelo digital de terreno. Dev. Est.=desviación estándar.....	126
Tabla 17. Promedios mensuales de flujos de energía (en Wm^{-2})	140

Tabla 18. Totales mensuales de los cambios de masa.....	143
Tabla 19. Desplazamientos de los puntos de monitoreo (UTM 19S, WGS84, EGM96). Vx: velocidad hacia el este; Vy: velocidad hacia el norte; Vxy: velocidad total; Vz: velocidad vertical. Los desplazamientos de exprimen en metros por año.	155
Tabla 20. Velocidad de emergencia (m.a.e año ⁻¹)	155
Tabla 21. Estado de los data loggers (MTD) de temperatura instalados en el glaciar rocoso Llano de las Liebres.	212
Tabla 22. Estado de los data logger (MTD) de temperatura instalados en el glaciar rocoso Del Tapado.....	213
Tabla 23. Asociación entre las variables y las condiciones de sitio según año hidrológico (coeficientes de correlación Pearson, ρ , y resúmenes de la distribución de temperaturas en el caso de variables categóricas).....	222
Tabla 24. Coeficientes de los modelos e indicadores de bondad de ajuste para los modelos mixtos de MGST con diferentes representaciones de la cubierta de nieve.....	225
Tabla 25. Estado de las estaciones de permafrost en profundidad.	227
Tabla 26. Mediciones realizadas en los glaciares rocosos Llano de Las Liebres y Del Tapado hasta abril 2012.	1
Tabla 27. Valores cinemáticos calculados en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre las campañas de abril 2010 y abril 2012.	1
Tabla 28. Valores cinemáticos calculados en el glaciar rocoso Del Tapado entre las campañas de abril 2010 y abril 2012.	2
Tabla 29. Resultados de aforos realizados en distintos puntos de la cuenca Rio Laguna desde el embalse La Laguna hasta la confluencia con el rio Agua Negra.	5
Tabla 30. Resultados de aforos realizados en distintos puntos de la cuenca Rio Laguna desde la confluencia con el rio Agua Negra hasta el sistema Glaciar Del Tapado.	6

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de la zona y de los sitios de estudio.	29
Figura 2. Hipsometría de la cuenca de La Laguna	30
Figura 3. Mapa del sector del glaciar Tapado. Se indican las principales unidades morfológicas en colores.....	30
Figura 4. Fotos del glaciar Tapado (noviembre de 2010). (a) Vista hacia el oeste del glaciar Tapado; (b) vista hacia el norte del glaciar Tapado y glaciar cubierto (noviembre de 2011).	31
Figura 5. Penitentes de nieve y hielo en la parte inferior del glaciar Tapado, el 21 de febrero de 2012.	32
Figura 6. Mapa del sector del glaciar rocoso Llano de las Liebres.	33
Figura 7. Foto del glaciar Llano de las Liebres (febrero de 2012). La vista es hacia el noroeste.	34
Figura 8. (A) Caudal promedio por mes del río La laguna a su entrada en el embalse La Laguna (curva negra, calculado entre 1960 y 2012), y promedio de precipitaciones totales (lluvia y nieve) por mes entre 1970 y 2012 (barras gris). (B) Ciclo estacional promedio (1975-2011) de la temperatura del aire promedia diaria (curva negra) y mínima/máxima (curvas punteada gris) en La Laguna (3150 m).....	37
Figura 9. Balance de masa de un glaciar de valle típico. En la zona de acumulación se acumula más masa que se pierde, mientras en la zona de ablación se pierde más masa de lo que se gana en un año. La línea de equilibrio define el lugar donde el balance es cero. El gradiente del balance de masa cause un flujo desde la zona de acumulación hacia la zona de ablación, para compensar el desbalance entre ambas zonas. ..	46
Figura 10. Ejemplo de arco de ablación instalado en la superficie del glaciar Tapado. El arco ('arco3') está ubicado en la parte media del glaciar. Foto: 22 de febrero de 2012.	48
Figura 11. Ubicación de los principales puntos de monitoreo en el glaciar Tapado. Imagen: Geoeye, 12 de abril de 2010.	49
Figura 12. Mediciones con escáner ILRIS-LR en el punto TLS1.	53
Figura 13. Mediciones con escáner ILRIS-LR en el punto TLS2. Atrás se ve la cámara automática con el jalón topográfico del DGPS.....	53
Figura 14. Punto de referencia – un cono de tráfico	54
Figura 15. Instalación del punto de referencia n2	54

Figura 16. Fotos de las dos estaciones meteorológicas instaladas sobre el glaciar Tapado en noviembre de 2011. Izquierda: estación en la cumbre (EM1); derecha: estación en la zona de ablación (EM2).....	56
Figura 17. Mediciones de la posición de la estaca arco 4N.....	72
Figura 18. Estación base de DGPS	72
Figura 19. El glaciar de Tapado con la ubicación de la estación meteorológica (AWS) y la de la camera (CAM) indicada.	78
Figura 20. Instalación de la camera automática (izquierda: fundamento, derecha: construcción final).	78
Figura 21. Ejemplos de las fotos tomados con la camera automática durante la temporada de ablación 2011-2012.....	79
Figura 22. A la izquierda: fotografía oblicua del glaciar Tapado el 4 Abril 2012 ajustada al MNT (puntos rojos). Las cruces verdes son los puntos de control, mas detalles en el anexo. A la derecha la foto georeferenciada.	80
Figura 23. Materialización de los perfiles radar en el suelo con huinchas adjuntadas.	86
Figura 24. Perfiles radar realizados en el sitio Llano Las Liebres. La imagen es la imagen GeoEye 2012 orto-rectificada. El sistema de coordenadas es el UTM-WGS84, la unidad es el metro. PL: perfil longitudinal. PT: perfil transversal. P-ad: perfil adicional. Las longitudes de los diferentes perfiles son las siguientes. PL. 2160 m. PT1: 200 m. PT2: 114.5 m. P-ad: 180 m.	87
Figura 25. Perfiles radar realizados en el sitio Tapado. La imagen es la imagen GeoEye 2012 orto-rectificada. El sistema de coordenadas es el UTM-WGS84, la unidad es el metro. GC: glaciar cubierto. M: morrena. ZI: zona intermedia (o de transición entre glaciar cubierto y glaciar rocoso). GR: glaciar rocoso. P: perfil. PL: perfil longitudinal. PT: perfil transversal. Las longitudes de los diferentes perfiles son las siguientes. GC-PL: 680 m. GC-PT: 180 m. M-PL: 450 m. ZI-P1: 150 m. ZI-P2: 150 m. GR1-PL: 350 m. GR1-PT: 250 m. GR2-PL: 250 m. GR2-P1: 130 m. GR2-P2: 73 m. Dos puntos de mediciones CMP fueron realizados a lo largo del perfil ZI-P1 y tres puntos de mediciones CMP fueron realizados a lo largo del perfil GR2-PL.	88
Figura 26. Posicionamiento y nivelación de la estación de medición gravimétrica en un punto del perfil realizado en el glaciar rocoso Llanos Las Liebres.	92

Figura 27. Protocolo utilizado en el terreno para las mediciones sedimentológicas: una parcela móvil de 1 m ² está instalada alrededor del termistor.....	96
Figura 28. Distribución de los MTD sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres, Del Tapado y áreas adyacentes.....	98
Figura 29. Distribución de las estaciones de permafrost en profundidad sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado.	100
Figura 30. Distribución de la red GPS instalada sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado.	102
Figura 31. Ubicación de los puntos de monitoreo de flujo de agua en el glaciar Tapado.	104
Figura 32. Fotos de las calicatas excavadas en la zona de la cumbre del Cerro tapado (Calicata 1) y en la zona de ablación (Calicata 2). Ch: capa de hielo.....	107
Figura 33. Perfiles de densidad y temperatura de nieve medidos en las calicatas. (A) Densidad, calicata 1 (cumbre); (B) densidad, calicata 2 (zona de ablación); (C) temperatura, calicata 1; (D) temperatura, calicata 1.	108
Figura 34. Mediciones de espesor de nieve realizadas entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre de 2011 en el glaciar Tapado. Izquierda: vista general del glaciar con ruta de nieve en zona de ablación (puntos azules). En la cumbre se encontró entre 0 y 30 cm de nieve desde el borde del glaciar hasta la cumbre del Cerro Tapado (flecha verde). Derecha: zoom sobre la ruta de nieve en la zona de ablación.....	109
Figura 35. Altura de nieve promedio medida entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre 2011 por altitud, con regresión lineal en puntos de la ruta de nieve (línea y ecuación negra) y regresión polinómica con todos los puntos disponibles (línea y ecuación azul).	110
Figura 36. Cambios topográficos medidos en los arcos de ablación en el glaciar Tapado entre el 2 de diciembre 2011 y el 16 de abril de 2012..	113
Figura 37. Cambios de elevación en m.a.e medidos en los arcos.	114
Figura 38. Balance de masa de verano (bs) a cada arco.	114
Figura 39. Tasas de ablación (cm.a.e dia ⁻¹) en cada arco.....	115
Figura 40. Relación entre balance de masa y topografía (a) altitud; (b) pendiente; (c) aspecto; (d) Radiación solar potencial (promedio diario)	117
Figura 41. Distribución de altitud, pendiente, aspecto y radiación solar potencial en el glaciar Tapado.	120

Figura 42. Balance de masa distribuido: (a) b_{wi} ; (b) b_{si} ; (c) b_n . Las áreas en blanco dentro del límite del glaciar son áreas con pendiente de más de 40 grados donde no se extrapola el balance de masa. Así se excluyó 11% de la superficie del glaciar en el cálculo del balance distribuido.	121
Figura 43. Errores de interpolación del modelo digital de terreno – porcentajes de número de píxeles según la desviación en metros	126
Figura 44. Errores del modelo digital del terreno y posiciones de los puntos de referencia (UTM19S, WGS84, EGM96).....	127
Figura 45. Altura (VD) y orientación (VA, AA) de los penitentes en la zona lateral del glaciar Tapado. La altura (VD, en metros), inclinación vertical (VA, grados) y azimut (AA, grados) de los penitentes en la zona lateral del glaciar Tapado. Todos los valores fueron medidos desde la base del penitente hasta su punto más alto. Los valores para los penitentes distintos son marcados con diferentes colores.....	128
Figura 46. Derecha: MDT construido a partir de un par estereográfico de imágenes satelitales Geoeye (12 de abril 2010); Izquierda: MDT realizado en abril de 2012 por mediciones de Lidar terrestre (TLS).	129
Figura 47. Cambios topográficos entre el 12 de abril 2010 (MDT Geoeye) y el 12-16 de abril de 2012 (MDT Lidar terrestre).....	130
Figura 48. Histograma del balance geodésico 2010-2012. Considerando que se perdió solo hielo (densidad = 0.9 g cm^{-3}), el balance geodésico para la parte cubierta por el levantamiento Lidar es de -2.19 m.a.e./año	131
Figura 49. Mediciones horarias de radiación de onda corta incidente (ROCi), albedo y radiación de onda larga incidente (ROLi) entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.	133
Figura 50. Mediciones horarias de temperatura del aire (T_a), humedad relativa (HR), velocidad de viento (v) y presión del aire (P_a) entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.	134
Figura 51. Mediciones horarias de la profundidad de nieve y precipitación de nieve entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.	135
Figura 52. Condiciones meteorológicas en la zona de acumulación del glaciar Tapado, desde el 2 de diciembre 2011 hasta el 15 de abril de 2012. (a) temperatura del aire; (b) humedad relativa; (c) velocidad del viento; (d) presión barométrica.	137
Figura 53. Promedios diarios en EM1 y EM2: (a) la temperatura del aire; (b) la humedad relativa; (c) la velocidad del viento.....	138

Figura 54. Distribución de los gradientes altitudinales para (a) la temperatura; (b) la humedad relativa; (c) la velocidad del viento.....	139
Figura 55. Promedios mensuales de flujos de energía (Wm^{-2})	141
Figura 56. Resultados horarios de los flujos de energía del modelo de balance de energía	143
Figura 57. Totales mensuales de cambios de masa (ver comentarios de Tabla 19)	144
Figura 58. Resultados horarios de cambios de masa (ver comentarios de Tabla 19)	145
Figura 59. Comparación entre el cambio de superficie modelado y medido entre 2 de diciembre de 2011 y el 11 de abril de 2012.....	145
Figura 60. Comparación de los flujos turbulentos modelados y medidos entre 1 de febrero y 11 de abril de 2012.....	147
Figura 61. Balance de energía en la estación meteorológica EM1, en la zona de acumulación del glaciar, cumbre del cerro Tapado.	149
Figura 62. Flujos de energía horarios en EM1 (zona de acumulación) ..	150
Figura 63. Balance de masa total mensual medido en EM1 (zona de acumulación). Referirse a la Tabla 20 para el número de días en cada mes.....	151
Figura 64. Variaciones hidro-climáticas históricas en La Laguna. (A) Precipitaciones (total en mm de agua y altura de nieve en mm de nieve); (B) caudal promedio anual a la entrada del embalse; (C) temperatura promedio anual del aire.....	152
Figura 65. Evolución del albedo durante la temporada de ablación 2011 - 2012. Azul los valores horarios, rojo: albedo entre 12 y 14 CLT, verde: total radiación diaria reflectada partido en total radiación diaria incidente que lleva al albedo promedio diario.	158
Figura 66. Tres ejemplos de mapas de albedo por distintos puntos en la temporada. Al principio de la temporada (13-Diciembre, izquierda), después de algunas semanas de ablación (28-Enero, medio) y después de un evento de precipitación fuerte (25-Febrero, derecho). Las escalas de color son los mismos en los tres ejemplos.....	159
Figura 67. Líneas de nieve por algunos días selectivos de la temporada. Imagen: Geoeye, 12 de abril de 2010.	160
Figura 68. Mapa geomorfológico del sector de Llano Las Liebres. Las coordenadas son en metros. La posición de los perfiles radar viene también indicada. Ver el texto para más detalles.	165

Figura 69. Topografía detallada en tres dimensiones (MNT) del sector Llano Las Liebres. Los límites de los glaciares rocosos activos están representados con un trazado negro. Los perfiles radar están indicados con un trazado rojo. Notar las formas de hundimiento (depresión, surco longitudinal central) existiendo en la parte mediana del glaciar rocoso principal.....	166
Figura 70. Fotografías de algunas formas claves en el sector de Llano Las Liebres. A: sector arriba (>4400 m); glaciar rocoso activo superior (GR) y <i>protales ramparts</i> (PTR). B: glaciar rocoso inactivo #1 en el circo NW del sector; la línea discontinua indica la posición del perfil radar P-ad (ver Figura 24). C: ondas en la parte terminal del glaciar rocoso; estas ondas se notan al segundo plan, en pendiente fuerte, y también en la espátula terminal del glaciar rocoso. D: parte desestabilizada del glaciar rocoso. E: glaciar rocoso inactivo en la parte abajo del sector (notar la margen lateral del glaciar rocoso activo principal a la izquierda de la foto). F: Morrena lateral (flechas) en la que se apoya el glaciar rocoso activo principal.....	167
Figura 71. Encaminamiento de los detritos entre paredes, taludes, y el glaciar rocoso Llano Las Liebres: principales líneas de conexiones.	168
Figura 72. Procesos de acumulación de detritos desde la pared oriental (a la izquierda en la foto) hasta el glaciar rocoso en su parte mediana (el perfil radar PT2 está indicado por tema de ubicación). Las flechas rosadas representan la acumulación de detritos en conos bajo la influencia de la gelifracción y de la gravedad; estos conos vienen a alimentar cordones de encaminamiento lateral. Las flechas azules indican procesos de acumulación masivos – entrenamiento de volúmenes de detritos en avalanchas, caídas voluminosas súbitas – que alcanzan penetrar hasta la parte central de la superficie del glaciar rocoso. La foto en la parte baja de la figura es un panorama lateral de uno de los cordones de encaminamiento lateral.	169
Figura 73. Litología de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores del glaciar rocoso Llano Las Liebres.....	172
Figura 74. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas ubicadas adentro del glaciar rocoso activo Llano Las Liebres.	173
Figura 75. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas ubicadas adentro del glaciar rocoso inactivo.	174

Figura 76. Granulometría de los detritos ubicados a fuera de los glaciares rocosos.	175
Figura 77. Análisis en 3 dimensiones de la morfología de la margen proglaciar del Tapado, y identificación de las discontinuidades morfológicas. a) Imagen Geoeye 2010 superpuesta sobre el MNT.....	178
Figura 78. Ejemplo de contacto por superposición entre dos unidades. La foto fue sacada al lugar del termistor 010 (ver Figura 77 por ubicación general).	179
Figura 79. Mapa geomorfológico de la margen proglaciar del Tapado. 1: paredes de roca. 2: direcciones de los taludes. 3: aguas corrientes superficiales. 4: canales secos. 5: glaciar (hielo descubierto). 6: hielo enterrándose. 7: glaciar cubierto, unidad II (arriba). 8: glaciar cubierto, unidad I (baja). 9: morrena (potencialmente nucleada con hielo). 10: morrenas antiguas. 11: acumulación fluvio-glaciares. 12: glaciar rocoso, unidad II. 13: glaciar rocoso, unidad I. 14: márgenes y frentes empinados. 15: grietas abiertas en hielo cubierto o enterrándose. 16: trazado de los canales subglaciares en el glaciar cubierto. 17: morrenas en <i>hummocks</i> . 18: depresiones termokársticas. 19: lagos. 20: cordones de las morrenas de empuje. 21: fisuras (sin hielo aparente) en la cobertura del glaciar cubierto. 22: crestas morrénicas preeminentes y aisladas. 23: morrenas aflautadas. 24: cordones de los glaciares rocosos. 25: surcos de los glaciares rocosos. Las posiciones de los perfiles radar vienen indicadas.....	180
Figura 80. Litología de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de la margen glaciar del Tapado.	182
Figura 81. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de los glaciares rocosos del Tapado.	183
Figura 82. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de la parte baja del glaciar cubierto (zona de transición) del Tapado.....	184
Figura 83. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores al exterior de la margen glaciar del Tapado.....	185
Figura 84. Bloque 3D conjuntando el perfil radar longitudinal (PL) y los dos perfiles transversales (PT1 y PT2) realizados en el glaciar rocoso Llano Las Liebres. Ver la Figura 24 para la localización de los perfiles..	190

Figura 85. Zoom en la parte mediana del bloque 3D de la Figura 84. Las flechas indican la posición del reflector fuerte basal, bien evidente en PL, menos en los perfiles transversales.	191
Figura 86. Perfiles migrados y corregidos topográficamente (glaciar rocoso activo Llano Las Liebres).	192
Figura 87. Perfiles migrados y corregidos topográficamente (glaciar rocoso activo Llano Las Liebres): interpretación estratigráfica.	193
Figura 88. Modelo de velocidad obtenido a lo largo del perfil longitudinal realizado en el glaciar rocoso Llano Las Liebres. El perfil migrado, convertido en profundidad pero sin corrección topográfica se muestra en superposición y transparencia. Notar que el modelo lleva dos capas – la capa activa y el núcleo interior del glaciar rocoso.	194
Figura 89. Fracción de agua en el núcleo interior del glaciar rocoso, obtenido usando el modelo de velocidad y la fórmula de Topp. La incertitud asociada al cálculo de la fracción de agua usando la fórmula de Topp es de $0.025 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	195
Figura 90. Simulación del contenido de hielo en función de la velocidad y del contenido de agua de un lado, y de la fracción de aire de otro lado. Dos valores de permitividad para los detritos son considerados (5 y 4). Las simulaciones fueron realizadas usando sobre-corrección, bajo corrección, y valor exacta de las soluciones de la fórmula de Topp. Notar que la sobre-corrección de la fórmula de Topp no lleva ningún resultado coherente, por lo tanto no se muestra en esta figura. Ver texto para más detalles.	196
Figura 91. Cálculo de la fracción de hielo a lo largo del perfil longitudinal (PL) usando una fracción de agua corregida por abajo (-0.025), una fracción de aire constante de 0.06, y valores de permitividad de 5 (trazo continuo) y 4 (trazo discontinuo). Notar las interrupciones del trazo discontinuo, aquellas significan la ocurrencia de resultados incoherentes (fracción de hielo > 1 o < 0).	197
Figura 92. Perfil adicional realizado en el glaciar rocoso inactivo (o “abortado”) de la parte NW del sector.	197
Figura 93. Perfil de la anomalía de Bouguer calculada a lo largo del glaciar rocoso Llano Las Liebres.	199
Figura 94. Anomalía residual de Bouguer adquirida a lo largo del perfil longitudinal (el frente del glaciar rocoso está a la izquierda en el gráfico). El gráfico representa también el perfil de la velocidad radar en el núcleo del glaciar rocoso.	200

- Figura 95.** Perfiles radar (migrados y corregidos topográficamente) realizados en la parte arriba del glaciar cubierto del Tapado. Ver Figura 79 para la localización de los perfiles. El cruce entre los dos perfiles está indicado con las correspondencias entre las mayores unidades estratigráficas. Las fechas indican la presupuesta base del glaciar cubierto. 1: Reflectores inclinados actuando como límites importantes en el perfil. 2: reflectores subparalelos a la base. 3: zonas donde aumenta la densidad de reflectores. 4: incidentes lineares (columnas de hipérbolas en el perfil no migrado) clásicamente interpretados como grietas.204
- Figura 96.** Perfiles radar (migrados y corregidos topográficamente) realizados en la parte baja del glaciar cubierto (zona intermedia ZI o zona de transición con el glaciar rocoso) y en los glaciares rocosos del Tapado. La orientación de los diferentes perfiles, y especialmente de los perfiles transversales, está indicada, como la correspondencia entre los perfiles longitudinales y transversales. En el perfil GR2-PL, las columnas de reflexiones visibles en la parte baja del perfil resultan de interferencias creadas por el pasaje cerca de los instrumentos de monitoreo térmico.205
- Figura 97.** Versión interpretada de la Figura 96. Los reflectores fuertes y mayores están indicados con una línea gruesa y los reflectores menores con una línea delgada.206
- Figura 98.** Análisis de la velocidad de las ondas radar en el perfil transversal realizado en la parte alta del glaciar cubierto (perfil GC-PT). A: velocidades (RMS) medidas a lo largo de las hipérbolas de difracción. B: velocidades de intervalo calculadas utilizando la fórmula de Dix (1955) y los principales reflectores visibles en el perfil, y interpretación estructural. C: perfil migrado utilizando un modelo de velocidad a tres capas ($v_1=0.168 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$; $v_2=0.3 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$; $v_3=0.15 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$). Notar la diferencia con el perfil migrado de la Figura 95. En B, se indican las estimaciones del contenido de agua obtenidas utilizando la fórmula de Looyenga (1965) y un el modelo CRIM (Birchak et al., 1974), respectivamente.....209
- Figura 99.** Velocidad interpolada entre los puntos de mediciones CMP realizados a lo largo de los perfiles GR1-PL y ZI-P1. Dos CMP fueron realizados a lo largo del perfil ZI-P1 y tres CMP fueron realizados a lo largo del perfil GR1-PL.210
- Figura 100.** Fotografía de la depresión termokárstica ubicada a la extremidad del perfil ZI-P1 y al lado del CMP#1. Considerando la escala,

la laguna llenando el fondo de la depresión se ubica 6-7 metros debajo del principio del perfil.....	210
Figura 101. Ejemplo típico de sitios con regímenes térmicos tipo 2 y 3 en el área de estudio. (a) Régimen tipo 2 en sitio X1, área del glaciar rocoso Llano de Las Liebres; (b) Régimen tipo 3 sitio X05, área del glaciar rocoso Del Tapado.....	221
Figura 102. Gráficos de dispersión y diagrama de caja para las variables del modelo según año hidrológico: (a) Año hidrológico 2010/11; (b) Año hidrológico 2011/12.....	223
Figura 103. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	229
Figura 104. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Liebres 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres, entre abril 2010 y abril 2012.	229
Figura 105. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Liebre 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	230
Figura 106. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	231
Figura 107. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Liebres 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres, entre abril 2010 y abril 2012.	231
Figura 108. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Liebre 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	232
Figura 109. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Tapado 1 en el glaciar rocoso Del Tapado, entre abril 2010 y abril 2012.	233
Figura 110. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Tapado 1 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	234
Figura 111. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.....	235

Figura 112. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado, entre abril 2010 y abril 2012.	235
Figura 113. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.	236
Figura 114. Dirección y velocidad del desplazamiento del glaciar rocoso Llano de las Liebres.	1
Figura 115. Dirección y velocidad del desplazamiento del glaciar rocoso Del Tapado.	1
Figura 116. Ubicación de los puntos de aforos desde el embalse La Laguna hasta la confluencia con el río Agua Negra.	4
Figura 117. Ubicación de los puntos de aforos desde la confluencia con el río Agua Negra hasta el sistema Glaciar Del Tapado.	5
Figura 118. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto EGS, uno de los dos principales exutorios del glaciar Tapado.	9
Figura 119. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto CGS, un pequeño exutorio del glaciar Tapado al oeste de WGS.	9
Figura 120. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto WGS, un exutorio mayor del glaciar Tapado.	10
Figura 121. Aforos realizados en el punto RG, el exutorio del glaciar rocoso Tapado.	11
Figura 122. Resultados de los aforos en el punto DS, agua abajo del punto RGO (glaciar rocoso)	11
Figura 123. Producción hídrica media de agua desde el embalse La Laguna hasta la parte baja de la cuenca del Tapado, verano de 2011-2012.	12
Figura 124. Caudal registrado en (a) DS, a la salida de la sub-cuenca del glaciar Tapado, y (b) RGO, a la salida del glaciar rocoso Tapado.	13

1. INTRODUCCIÓN

En la IV región de Chile (Coquimbo), los recursos hídricos son escasas. La mayoría de los caudales y de la recarga de los acuíferos se genera por el deshielo de la nieve y hielo en la alta cordillera . El almacenamiento estacional de las precipitaciones de invierno en forma de nieve y agua, y su descarga por deshielo durante la temporada productiva de verano, constituye un pilar del ecosistema Andino y de la estructura socio-económica de la región (*Cepeda, 2008*). Este régimen glacio-nival, junto con eficientes técnicas de riego, han permitido de desarrollar y sostener una agricultura localizada productiva.

Existen altas preocupaciones frente al calentamiento climático observado (*Falvey & Garreaud, 2009*) y predicho (*Beniston, 2003; Bradley et al., 2006*) en la Cordillera de los Andes, junto con la tendencia hacia una baja de las precipitaciones en el Norte Chico (*Fiebig-Wittmaack et al., 2011; Schulz et al., 2011*). Esta generalmente aceptado que la regiones áridas del mundo que poseen una fuerte contribución de la criosfera al ciclo hidrológico, son las más susceptibles a los efectos del cambio climático (*Barnett et al., 2005; Georg Kaser et al., 2010*). Se explica por el hecho de que los modelos climáticos no son tan confiables en predecir cambios futuros en las precipitaciones, pero son más robustos en predecir las tendencias futuras de la temperatura; casi todos los modelos climáticos predicen un calentamiento climático en la mayoría de las regiones del mundo (*Barnett et al., 2005*). Pues, se puede afirmar con un alto nivel de confianza que la estacionalidad de los caudales cambiara en las próximas décadas en respuesta al calentamiento de la atmosfera y a los cambios criosfericos resultantes. En una región donde la disponibilidad de agua ya es limitada, esto podría ocasionar un aumento en los conflictos entre los

distintos usuarios y constituir un límite serio al desarrollo [Oyarzún & Oyarzún, 2011; G Young et al., 2010).

Los glaciares y glaciares rocosos de la alta cordillera representan una fuente de agua adicional. Si mas bien los glaciares son pocos y generalmente de pequeño tamaño ($<1,5 \text{ km}^2$) su rol en el ciclo hidrológico de los Andes semiáridas aún no ha sido bien definido. En temporadas de sequias, como la que perdura desde el año 2009 en la región de Coquimbo, los glaciares pueden tener una contribución no-despreciable, especialmente para sostener el flujo base de verano (Bown et al., 2008; Gascoïn et al., 2011; Huss, 2011; Rabatel et al., 2011). En este sentido los glaciares actúan como embalses naturales a escala plurianual, almacenando agua durante años húmedos y descargando agua durante años secos (Fountain & Tangborn, 1985). Este mecanismo de regulación del ciclo hidrológico funciona bajo un régimen climático estacionario, es decir cuando el clima alterna entre periodos húmedos y secos. En el Norte Chico esta variabilidad está fuertemente vinculada con los ciclos El Niño/La Niña en el océano Pacífico. Sin embargo, bajo una tendencia de calentamiento global, los glaciares pueden sufrir condiciones sostenidas de pérdida de masa, lo que en primer tiempo tendría a aumentar el caudal de deshielo, pero a disminuirlo a más largo plazo, por la pérdida del volumen de glaciares (Casassa et al., 2009).

Los glaciares rocosos, una geofoma periglacial abundante en los Andes semiáridas (Brenning, 2005), también constituyen un reservorio no depreciable de agua en la región. Su contribución hidrológica bajo las condiciones climáticas actuales y futuras es, sin embargo, aún poca conocida y debatida (Arenson & Jakob, 2010; Azócar & Brenning, 2010). Viene en parte de las incertidumbres sobre su contenido en hielo, que

puede variar desde 30 a 90% (*Burger et al., 1999; Haeberli et al., 2006*) y sobre los procesos de derretimiento y descarga hídrica.

Existe una carencia de datos glaciológicos básicos en Chile, y particularmente en los glaciares del norte del país. Desde 2008 la Unidad de Glaciología y Nieve de la Dirección general de Agua (DGA) ha llevado un inventario nacional glaciares, de tal manera que en la fecha de redacción del presente informe se conoce con alta precisión al área de la cobertura de los distintos cuerpos de hielo del país. Estos datos permiten, además, de estimar mediante relaciones estadísticas el volumen de agua almacenado en los cuerpos de hielo. Este esfuerzo es parte de una estrategia nacional de glaciares (DGA, 2009) que busca evaluar los recursos de agua asociados a los glaciares de Chile y aumentar el conocimiento sobre su funcionamiento, a distintas escalas espaciales y temporales. Varias incertidumbres permanecen sobre el volumen de glaciares y sobre los procesos glaciológicos claves en las distintas zonas climáticas del país. Notamente, los glaciares en zonas áridas poseen morfología y una respuesta al clima muy distinta que otros glaciares en zonas con un clima más templado (*Gascoïn et al., 2011; Nicholson et al., 2009; Rabatel et al., 2011*). Además, el conocimiento sobre la estructura interna y el rol hidrológico de los glaciares rocosos del Chile semiárido es aún básico. Para responder a esta problemática la DGA elaboró un proyecto de monitoreo y estudio de glaciares en la cuenca del río La Laguna, en la cabecera de la cuenca del río Elqui en la región de Coquimbo. Esta cuenca contiene el glaciar más grande de la región, el Glaciar Tapado, así que numerosos glaciares rocosos.

1.1. OBJETIVOS

De acuerdo con las Bases Técnicas y Administrativas relativas a esta acción de apoyo, el objetivo general del estudio es:

Realizar mediciones glaciológicas en el glaciar descubierto Tapado y en los glaciares rocosos Tapado y Llano de Las Liebres, para conocer y caracterizar las principales variables glaciológicas que determinan el balance de masa anual, la dinámica y aporte hídrico de glaciares descubiertos y rocosos en la cuenca del río Elqui.

1.2. ALCANCE

El alcance del plan de monitoreo y de estudio se separa en dos actividades principales:

1.2.1. Mediciones glaciológicas en el glaciar Tapado

- Medir el balance de masa glaciológico del glaciar Tapado
- Medir la topografía superficial del glaciar Tapado con tecnología de LIDAR terrestre
- Medir el desplazamiento en la superficie del glaciar Tapado
- Analizar las condiciones meteorológicas en las cercanías del glaciar
- Medir y calcular el balance de energía en la zona de ablación del glaciar
- Medir y analizar el caudal en las cercanías del glaciar
- Monitorear la superficie del glaciar mediante un registro fotográfico

1.2.2. Monitoreo de los glaciares rocosos Tapado y Llano de Las Liebres

- Caracterizar la estructura interna de los glaciares rocosos mediante el uso del GPR (Ground Penetrating Radar) y mediciones de gravimetría
- Describir y caracterizar el origen de la cubierta de detritos

- Analizar el caudal en las cercanías de los glaciares rocosos
- Monitorear las temperaturas de superficie usando termistores puestos en 2009
- Monitorear las temperaturas sub-superficiales a partir de cadenas de termistores puestas en 2009
- Medir el desplazamiento superficial de los glaciares rocosos

2. ANTECEDENTES

2.1. LOCALIZACIÓN

La zona de estudio corresponde a la parte alta de la cuenca del río La Laguna, tributaria del río Elqui en la sub-cuenca que contribuye al embalse La Laguna (30,237°Sur 70,029°Oeste, 3141 m s.n.m.) (**Figura 1**). Administrativamente la zona de estudio se encuentra dentro de la comuna de Vicuña en la provincia de Elqui, región de Coquimbo.

La sub-cuenca de La Laguna tiene un área de 405 km² m con una altitud promedio de con 4334 m, variando desde los 3141 m en el embalse de La Laguna, hasta los 6216 m en la cumbre del Cerro Olivares, lo más alto de la región (**Figura 2**). La zona esta cruzada por el camino internacional D-41 que llega al paso fronterizo Agua Negra (4780 m s.n.m.) que separa Chile de la provincia de San Juan en Argentina. El embalse La Laguna se terminó de construir en el año 1937. Tiene una capacidad de 37,8 millones de metros cúbicos y sirve para la gestión del riego. El embalse está administrado por la Junta de Vigilancia del río Elqui y sus Afluentes quien mantiene un campamento permanente abajo del embalse. El personal de la Junta vigila y opera la represa, además de realizar observaciones meteorológicas diarias en campamento, manteniendo un registro meteorológico histórico desde 1960.

2.2. GLACIAR TAPADO

El glaciar Tapado (**Figura 4**) es un glaciar de valle que se extiende desde la cumbre del Cerro Tapado (5536 m) hasta el pie de un circo glacial a los 4,600 metros. El glaciar está orientado hacia el Sur y está compuesto de un domo en su parte más alta lo cual fluye abajo en

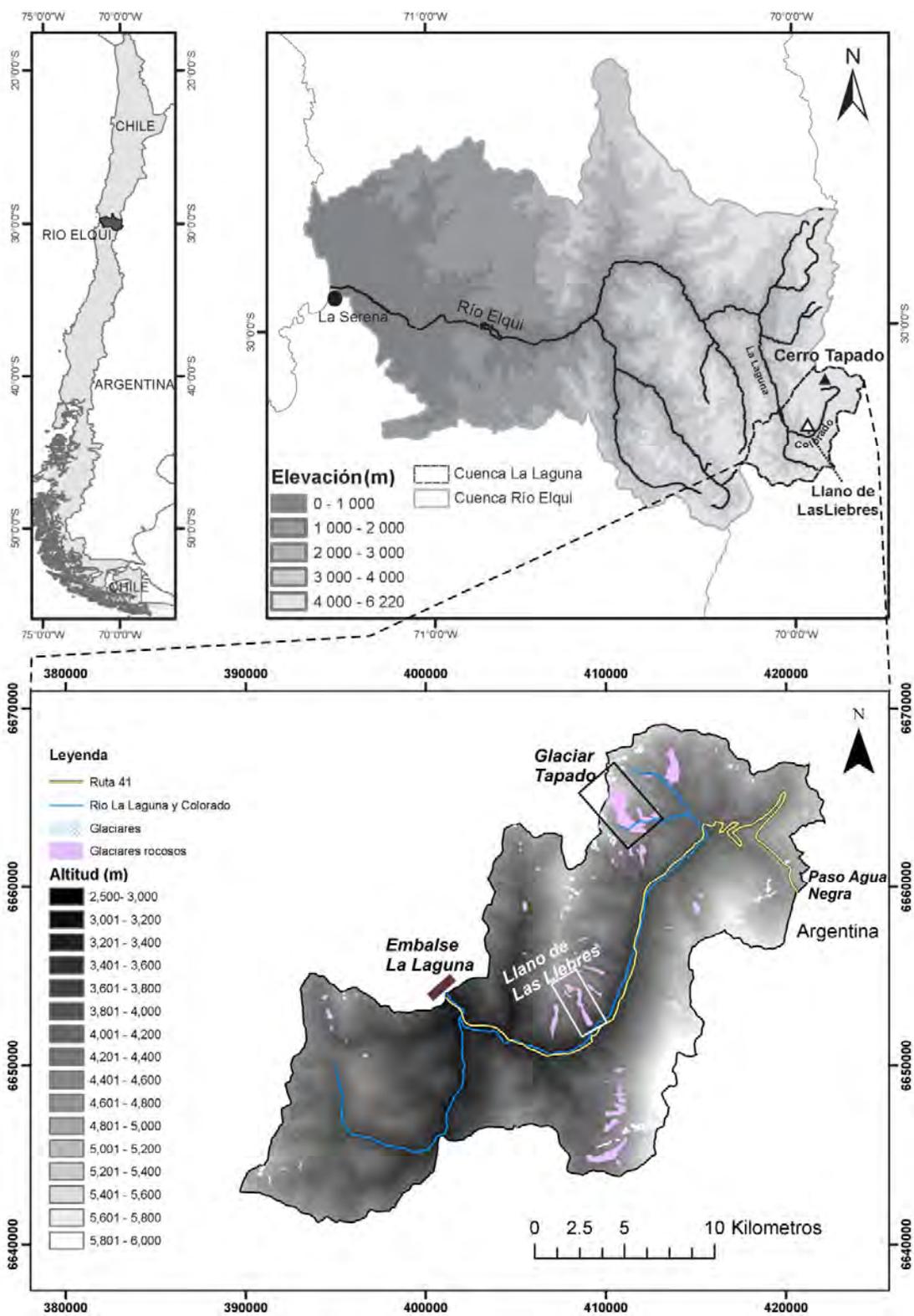


Figura 1. Ubicación de la zona y de los sitios de estudio.

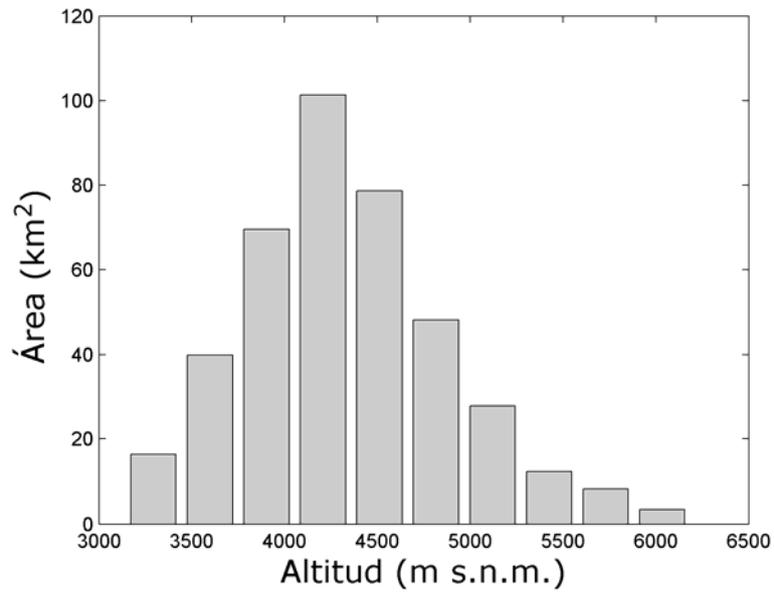


Figura 2. Hipsometría de la cuenca de La Laguna

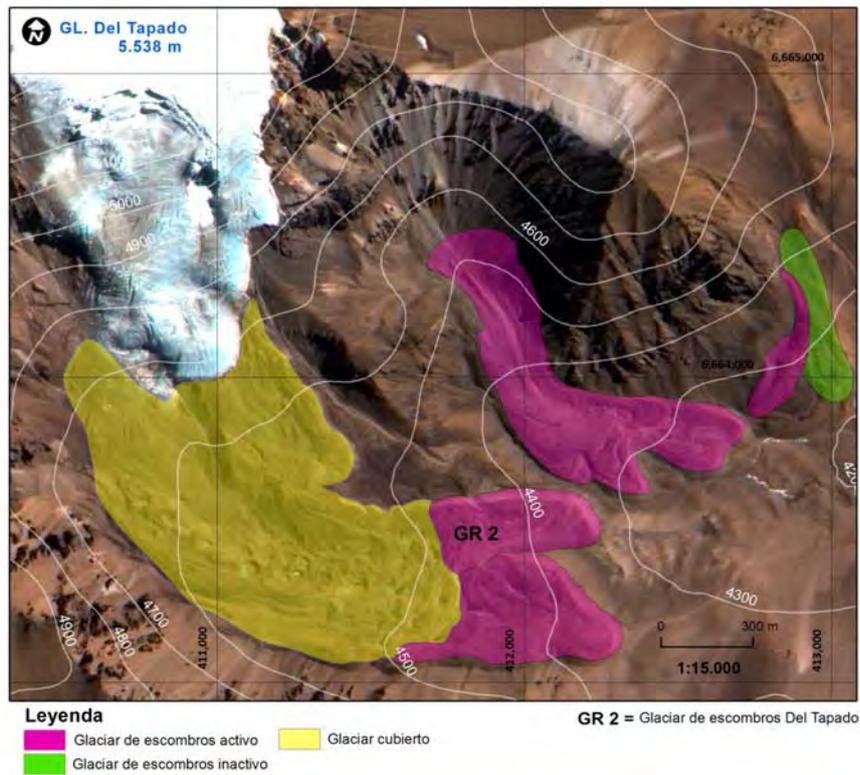


Figura 3. Mapa del sector del glaciar Tapado. Se indican las principales unidades morfológicas en colores.

una zona de fuerte pendientes y grietas, para llegar a la lengua terminal que forma un tipo de meseta con una pendiente suave que termina en un frente mas escarpado. Mediciones de GPR y la extracción de un testigo de hielo en 1999 mostraron un espesor del glaciar de hasta 40 m en el sector de la cumbre del Cerro Tapado (<http://www.glaciologia.cl/tapado.htm>, Ginot et al., 2006), con temperaturas desde los -8.5°C e la superficie hasta los $-12,5^{\circ}\text{C}$ en la base (Ginot et al., 2006). Aunque el régimen térmico profundo del glaciar es aún desconocido en la parte inferior del glaciar, mediciones preliminares con GPR (Dr. Michael Demuth, NRCAN, comunicación personal) así que las pocas grietas y bajas tasas de movimientos medidos (ver resultados) sugieren que el glaciar es de tipo frío en toda su parte.

En verano se forman penitentes en la superficie del glaciar (**Figura 5**). Los penitentes son delgadas y altas cuchillas de nieve o hielo endurecido y que están muy próximas entre sí, con las aspas orientadas en la dirección general del sol (Corripio & Purves, 2005; Lliboutry, 1954). Su presencia



Figura 4. Fotos del glaciar Tapado (noviembre de 2010). (a) Vista hacia el oeste del glaciar Tapado; (b) vista hacia el norte del glaciar Tapado y glaciar cubierto (noviembre de 2011).

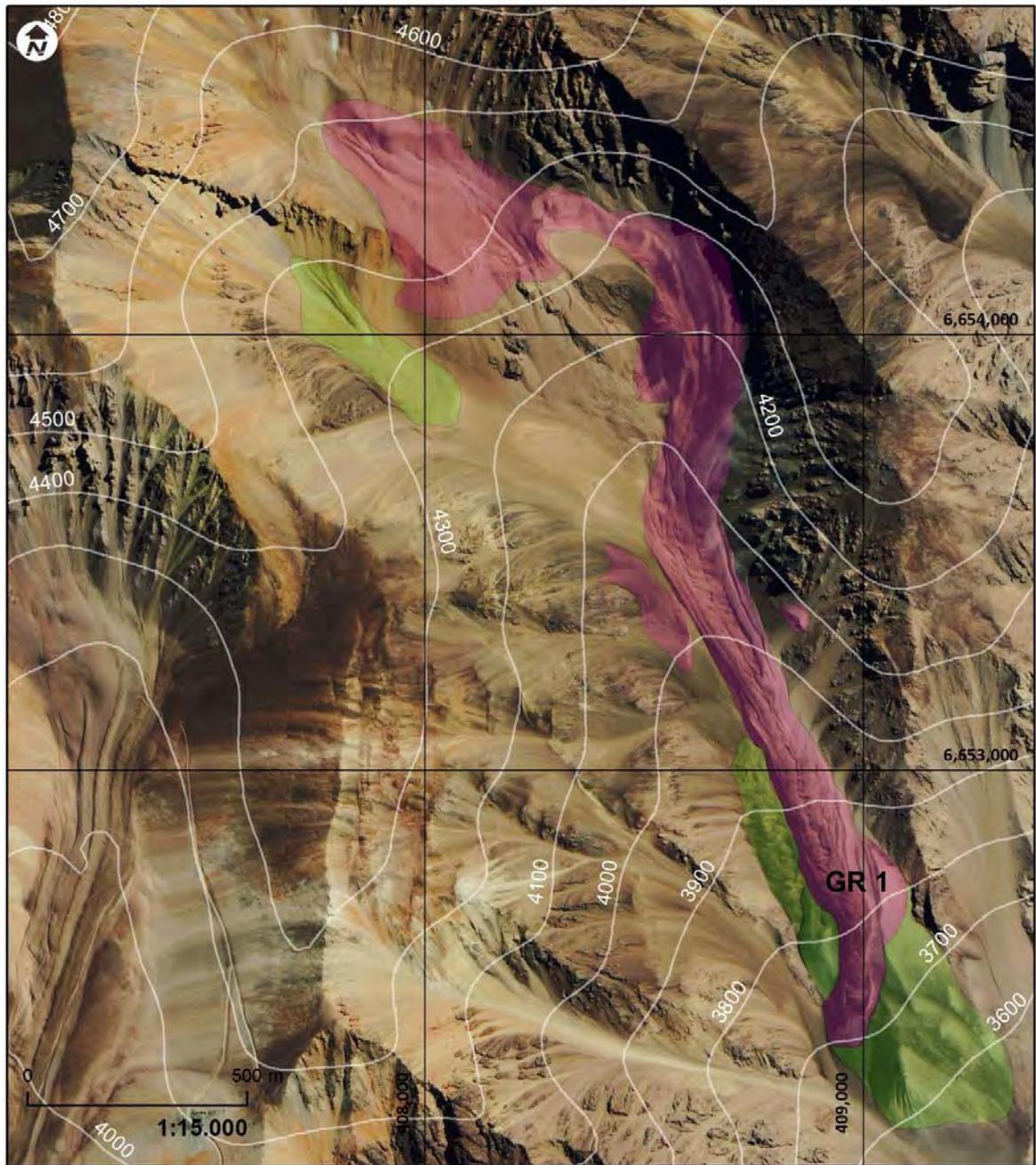


Figura 5. Penitentes de nieve y hielo en la parte inferior del glaciar Tapado, el 21 de febrero de 2012.

en verano hace muy difícil el acceso al glaciar y el tránsito en su superficie, además de complicar la medición del balance de masa y la instalación de equipos fijos en el glaciar.

2.3. GLACIAR ROCOSO LLANO DE LAS LIEBRES

El glaciar rocoso Llano de las Liebres (**Figura 6, Figura 7**) está localizado en un valle tributario al norte del río La Laguna, y se extiende altitudinalmente desde los 3.600 m s.n.m. hasta los 4.300 m s.n.m. aproximadamente. Según su tamaño corresponde a un glaciar rocoso grande (0,33 km²), con una pendiente frontal superior al ángulo de reposo



Leyenda

- Glaciar de escombros activo
- Glaciar de escombros inactivo

GR 1 = Glaciar de escombros Llano de las Liebres

Figura 6. Mapa del sector del glaciar rocoso Llano de las Liebres.



Figura 7. Foto del glaciar Llano de las Liebres (febrero de 2012). La vista es hacia el noroeste.

del material. El glaciar rocoso Llano de las Liebres) corresponde a una formación detrítica fluyente (permafrost rico en hielo) en forma de lengua, de gran longitud y ancho, iniciada al pie de taludes expuestos al Sur y al Sur-Oeste y cuya zona de origen se divide en dos partes parcialmente desconectadas del cuerpo principal por un escarpe estructural. El relieve superficial se encuentra muy bien desarrollado con presencia de surcos y cordones transversales y longitudinales. La mayor parte del material detrítico superficial varía de tamaño fino a medio a lo largo de toda su superficie. La unidad principal del glaciar rocoso se desarrolla sobre una forma más antigua que aparece debajo de la lengua principal. Respecto de su dinámica, el glaciar rocoso Llano de las Liebres puede ser clasificado como activo, es decir, producto de la deformación de la mezcla de hielo y detritos en su interior, y experimentando. Sin embargo, la forma activa está moviéndose sobre una unidad que se encuentra inactiva, según la interpretación morfológica.

2.4. CONDICIONES CLIMATICAS

La zona de estudio tiene un clima semiárido, con precipitaciones bajas, fuertes variaciones diurnas en la temperatura y la radiación solar, y una humedad generalmente relativa baja. El clima representa una transición entre el hiper árido desierto de Atacama al Norte, y el clima más mediterráneo al sur que caracteriza la zona central de Chile. A larga escala la zona de estudio se encuentra bajo la influencia de la interacción de factores atmosféricos, oceánicos y orográficos que determinan la distribución espacial de los principales elementos del clima en gran parte de la zona cordillera en el norte de Chile (*Fiebig-Wittmaack et al.*, 2009; *Garreaud*, 2009; 2011). Los principales factores son: el anticiclón del Pacífico, la Corriente de Humboldt y la topografía compleja y alta que se caracteriza por los valles transversales (de oeste a este) y el macizo de la Cordillera de los Andes. El anticiclón del Pacífico corresponde a un sistema semipermanente de altas presiones situado cerca de los 35° S, 90° O en enero y los 25° S, 90° O en julio (*Kalthoff et al.*, 2002). Esta situación produce un flujo de masas de aire del suroeste hasta aproximadamente 10 km costa afuera. Debido a lo persistente de este sistema de circulación atmosférica anticiclonal, se produce el bloqueo casi permanente de los sistemas frontales causantes de las precipitaciones, lo que genera y da forma al carácter semiárido de la zona. El efecto local del océano es restringido. Mientras cerca de la costa el frío corriente de Humboldt resulta en la formación de niebla costera, esta penetra solamente hasta pocas decenas de kilómetros en el Valle de Elqui, y más al interior se observan cielos mayormente despejados. Sin embargo, se producen importantes variaciones climáticas en la cordillera en los años en que se presenta el fenómeno de El Niño y La Niña en el océano Pacífico: con El Niño, por

ejemplo, las precipitaciones pueden duplicarse o, más aún, triplicarse (Fiebig-Wittmaack et al., 2009; Fiebig-Wittmaack et al., 2011).

La estación meteorológica del embalse de La Laguna provee datos históricos desde el año 1960. Las precipitaciones caen principalmente en forma de nieve en los meses de invierno (mayo-septiembre) cuando la temperatura del aire baja cerca de, o debajo de, los cero grados (**Figura 8**). En consecuencia el hidrógrafos del río La Laguna a su entrada en el embalse de La Laguna muestra un régimen nivo-glacial, es decir que la mayoría del caudal proviene del deshielo de la nieve y de los glaciares en la cuenca contribuyente durante los meses de verano, desde octubre hasta marzo (**Figura 8a**). La variabilidad interanual en las precipitaciones es pronunciada y se relaciona con la oscilación climática El Niño (Masiokas et al., 2006; Montecinos & Aceituno, 2003). El último evento El Niño fuerte ocurrió en el año 1997/98, aumentando drásticamente las precipitaciones en este año, después de ocho años con precipitaciones bajo normal. Sin embargo, mientras aumentó el caudal significativamente, parte del agua precipitada se debe haber infiltrada para recargar a los acuíferos. Jourde et al. (2011) mostraron como los eventos de precipitación fuertes asociados a eventos El Niño actúan para recargar el sistema hidrológico; dicha recarga luego sostiene el flujo de agua superficial durante varios años después.

2.5. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

La geología de la zona de estudio está constituida por rocas cenozoicas y rocas eruptivas paleozoicas con áreas de alteración hidrotermal (Mpodosis & Cornejo, 1986). Las principales unidades geológicas cartografiadas en el área de estudio son:

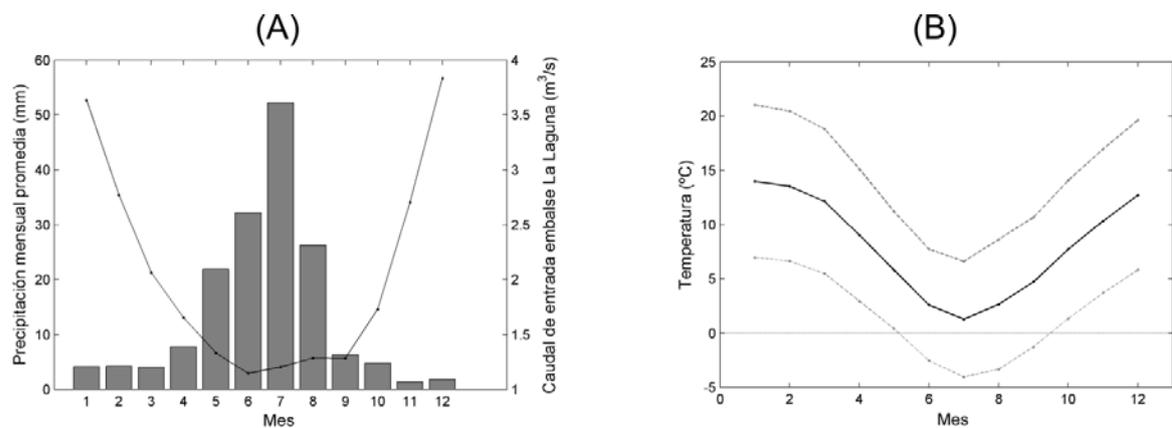


Figura 8. (A) Caudal promedio por mes del río La laguna a su entrada en el embalse La Laguna (curva negra, calculado entre 1960 y 2012), y promedio de precipitaciones totales (lluvia y nieve) por mes entre 1970 y 2012 (barras gris). (B) Ciclo estacional promedio (1975-2011) de la temperatura del aire promedio diaria (curva negra) y mínima/máxima (curvas punteada gris) en La Laguna (3150 m).

- La formación *Pastos Blancos* (Paleozoico Superior – Triásico Inferior), compuesta de Brechas, lavas, tobas frecuentemente ignimbríticas y pórfidos riolíticos y dacíticos, con intercalaciones de lavas andesíticas, aglomerados y areniscas.
- La formación *Doña Ana* Miembro Tilito (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior), compuesta de tobas soldadas (ignimbritas) riolíticas y dacíticas, y de lavas riolíticas subordinadas
- Formación *El León* (Pérmico Triásico), compuesta de monzogranitos leucocráticos rosados, de grano medio, con biotita y hornblenda subordinada.

El sector del glaciar rocoso Llano de Las Liebres abarca las formaciones geológicas *El León* y *Pastos Blancos* las cuales son separadas por una falla que cruza el glaciar rocoso e imprima un cambio distinto en el color de las rocas alrededor del glaciar. Por otra parte el sector del glaciar Tapado se

encuentra mayormente dentro de la formación *Doña Ana* pero siendo cruzado por la formación *Pasto Blanco* con límite superior cerca del pie del glaciar descubierto y con límite inferior debajo del glaciar cubierto.

En los fondos de valles se encuentran sedimentos glaciales y fluvioglaciales, depósitos morrénicos y sedimentos morrénicos retrabajados por agua. Las pendientes se caracterizan por la presencia de escombros crionivales y roca expuesta, y formas periglaciales tales como glaciares rocosos y lobos de gelifluxión. Los suelos predominantes son del tipo entisoles y aridisoles. Estos suelos poseen un escaso desarrollo y están, por lo general, desprovistos de vegetación. Son frecuentes en las fuertes pendientes de cerros escarpados (*Cepeda, 2008*).

Varios glaciares, descubiertos y cubiertos, han sido inventariados por la Dirección general de Agua de Chile (*Dirección General de Aguas, 2010*). Según las más recientes estimaciones realizadas por la DGA, la cuenca de La Laguna cuenta con 48 glaciares (incluyendo a glaciaretas) totalizando un área de 4,00 km² (DGA, datos non-oficiales), mientras que 60 glaciares rocosos totalizando un área de 7,96 km² fueron inventariados (*Dirección General de Aguas, 2010*).

2.6. ESTUDIOS PREVIOS

2.6.1. Distribución de glaciares

Garín (1987) produjo el primer inventario de glaciares para la zona norte del país. El identificó 12 glaciares en la región de Coquimbo cubriendo una superficie de 40,12 km² de los cual se dedujo un volumen de agua de 0,37 km³. En 2010 la DGA completo un nuevo inventario, más exhaustivo, de los glaciares de la región de Coquimbo (www.dga.cl). Según estos datos, existen en la cuenca del río Elqui unos 100 glaciares descubiertos cubriendo una superficie total de 7,2 km², con un volumen total estimado

a 135 millones de metros cúbicos de agua. De esto, el glaciar Tapado (1,26 km²) corresponde al 19% de la cobertura glacial.

2.6.2. El glaciar Tapado

Aunque en general la región carece de estudios glaciológicos, el glaciar Tapado constituye uno de los pocos lugares que haya sido estudiado. Una expedición suiza visitó el sector de la cumbre del glaciar Tapado en 1999. Se realizó estudios de la composición química de la nieve (Ginot *et al.*, 2006; Stichler *et al.*, 2001) cuyos resultados sirvieron para interpretar el registro químico de un testigo de hielo de 36 m de longitud sacado desde la cumbre del glaciar (Ginot *et al.*, 2006). A parte de proveer una estimación directa del espesor glacial en el lugar de la perforación, el registro químico (isotopos estables del agua, iones y cationes mayores) sirvió para estimar, para ese lugar y el periodo 1962-1999, una acumulación anual de 527 mm.a.e. por año (a⁻¹), con una tasa de ablación por sublimación de 327 mm.a.e. a⁻¹ y un balance de masa neto de 316 mm.a.e a⁻¹. La variabilidad inter-anual del balance de masa inferido del registro químico fue alta, entre 102 y 1032 mm.a.e., y muestra una correlación positiva con el índice El Niño, con la fase positiva (negativa) correspondiendo a mayor (menor) acumulación de nieve en el glaciar. El derretimiento de la nieve y hielo es raro en la cumbre: se estimó una tasa anual promedio de 40 mm a⁻¹ para 1962-1999.

Kull *et al.* (2000; 2002) utilizaron datos meteorológicos recolectados en el sector de la cumbre en 1999 durante la campaña de perforación y en un otro lugar cerca del pie del glaciar para desarrollar un modelo estadístico de balance de masa. El modelo fue calibrado y validado con mediciones de sublimación en experimentos de lisímetros y la tasa de acumulación promedio calculada a partir del testigo de hielo para el sector de la cumbre. El modelo sugiere que el clima regional no permite la formación

de glaciares y que por lo tanto el glaciar Tapado debe recibir mayor acumulación (valor calculada de 170 mm.a.e. a^{-1}), probablemente por la redistribución por el viento, para explicar su presencia en al área. El modelo muestra tasas de derretimiento entre -1,800 mm.a.e a^{-1} cerca del pie del glaciar y -60 mm.a.e. a^{-1} en la cumbre, y tasas de sublimación entre -450 mm.a.e a^{-1} y -700 mm.a.e a^{-1} en la cumbre y el pie del glaciar, respectivamente. El balance neto modelado fue entre -1,800 mm.a.e en el pie del glaciar y 260 mm.a.e. en la cumbre. La altitud de la línea de equilibrio del glaciar para el año hidrológico 1998-1999 se estimó a 5,300 m.

Una primera evaluación del balance de masa glaciológico del glaciar Tapado has sido realizada en un estudio llevado a cabo el Centro del Agua para Zonas Áridas (CAZALAC) y ejecutado por el CEAZA en 2010 (CEAZA, 2010). Utilizando el método glaciológico, se midieron tasas de ablación entre -2.6 m.a.e y -4.4 m.a.e. en la parte inferior del glaciar, con fuerte variabilidad espacial atribuida a la presencia de penitentes de grande tamaño (1-2 metros), mientras que se midieron tasas de ablación entre -0.5 y -1.0 m.a.e. en la cumbre. Se calculó un balance de masa específico para el año 2009-2011 de -0.83 m.a.e (-1.35 m de ablación y 0.52 m.a.e de acumulación), con una producción hídrica estimada a $\sim 1,000,000 \text{ m}^3$ de agua de deshielo, lo que corresponde a 2.8 - 4.5 % del volumen del embalse La Laguna entre enero y abril de 2010.

2.6.3. Distribución de glaciares rocosos

Investigaciones sobre la importancia hidrológica-geomorfológica y de los factores de control climático-topográfico de los glaciares rocosos han sido realizadas por medio de análisis estadísticos, en el contexto de la distribución de los glaciares rocosos en los Andes áridos Chilenos y los Andes de San Juan, Argentina (Azócar & Brenning, 2010; Brenning, 2005).

Azócar & Brenning (2010) determinaron una concentración significativa de glaciares rocosos a los 30° latitud Sur (cuenca del río Elqui) además de su importancia como reservorios de agua. El equivalente en agua de los glaciares rocosos de la cuenca del río Elqui es aproximadamente cinco veces más grande que el equivalente en agua de los glaciares en el área, según las estimaciones estadísticas (Azócar & Brenning, 2010).

En 2010 la DGA realizó un inventario completo de los glaciares rocosos existente en la región de Coquimbo (DGA, 2010), a partir de fotografías aéreas de los vuelos GEOTEC (escala: 1:50.000) del Servicio Aerofotogramétrico de Chile tomadas entre los años 1996 y 2000, completado por imágenes satelitales disponibles entre los años 2008 y 2010 en Google Earth. En las cuencas de los ríos Elqui, Limarí y Choapa se identificaron 867 unidades entre glaciares rocosos activos, inactivos e intactos. El mayor número de glaciares rocosos está concentrado en las cuencas de los ríos Elqui y Limarí, agrupando un 75% de los glaciares rocosos inventariados. En total la superficie cubierta por glaciares rocosos es 36,8 km², de este total, un 91% corresponde a formas inferiores a 0,1 km². Los glaciares rocosos activos representan un 67%, los inactivos un 17,4 % y los intactos 15,6% con respecto total de glaciares rocosos inventariados.

La cuenca del río Elqui presenta 305 glaciares rocosos, de los cuales 220 corresponden a formas activas, 80 inactivas y 5 intactos. El área total cubierta por glaciares rocosos es de 16,6 km². El volumen de agua estimado, considerando un porcentaje de hielo entre 40 y 60%, varía entre 220 y 330 millones de metros cúbicos. Por lo tanto, los datos recientes de inventario de glaciares muestran que el volumen de agua contenido en glaciares rocosos podría ser de 1,6 a 2,4 veces más que lo de los glaciares descubiertos. Cabe destacar que mientras el área de los

glaciares puede ser determinado con precisión, el volumen, por ser determinado a partir de una relación estadística existente entre el volumen área (*Bahr et al., 1997*), tiene un margen de error mayor.

2.6.4. Monitoreo de glaciares rocosos

El estudio 'Dinámica de glaciares rocosos en el Chile semiárido' (DGA, 2010) realizó el monitoreo del movimiento y del régimen térmico superficial de los glaciares rocosos Llano de Las Liebres y Tapado. Los resultados mostraron que la capa activa en el glaciar rocoso Llano de Las Liebres es de alrededor de 3 m de profundidad en la parte media, y supera los 8 m en la parte baja. En el caso de glaciar rocoso Tapado, la capa activa es superior a los 3 m en la parte alta y baja del glaciar rocoso. Variaciones estacionales en la profundidad de la capa activa fueron detectadas en relación a los cambios de temperatura atmosférica. Ambos glaciares rocosos corresponden a formas activas y con distintas tasas de desplazamientos. Entre diciembre 2009 y abril 2010 el glaciar rocoso Llano de las Liebres mostró desplazamientos horizontales entre 4 cm y 4 m y desplazamientos verticales entre 9 cm y 53 cm. Por otro lado, el glaciar rocoso Tapado mostró desplazamientos horizontales entre 35 y 50 cm y desplazamientos verticales entre 1 y 2 cm.

2.6.5. Estructura interna de glaciares rocosos.

La estructura interna de glaciares rocosos y su influencia en el sistema hídrico ha sido estudiada por métodos geofísicos en el área del Paso de Agua Negra, tanto en lado chileno como argentino (*Croce & Milana, 2002; Lecomte et al., 2008; Milana & Maturano, 1999; Milana & Güell, 2008*). Estas publicaciones entregan conclusiones con respecto al origen, variación de la capa activa y contenido de hielo de los glaciares rocosos. En particular, Milana y Güell (2008) estudiaron los glaciares rocosos del sector

del glaciar Tapado con refracción sísmica y estimaron un contenido de hielo de 44-98% en el glaciar rocoso glacigénico Tapado y 20-47% en el glaciar rocosos de origen criogénico más al este (Milana y Güell, 2008, cuadro 1). El espesor de la capa activa en el glaciar rocoso Tapado (tipo glacigénico) fue menos (4 m) que la del glaciar rocoso de tipo criogénico (11 m).

3. METODOS

3.1. BALANCE DE MASA GLACIOLOGICO

El balance de masa es un indicador del “estado de salud” del glaciar y el vinculo directo entre el clima y el glaciar, es decir que las variaciones climáticas resultan en cambios directos sobre la superficie del glaciar, sea por variaciones en las tasas de acumulación de nieve o de ablación de nieve y hielo. En contraste, la respuesta dinámica de un glaciar a las variaciones climáticas, es decir el retroceso o avance de un glaciar, ocurre cuando sucede un periodo prolongado de balance de masa negativo o positivo, y con un desfase en el tiempo en relación a los cambios climáticos.

El balance de masa b de un glaciar representa el equivalente de agua que gana o pierde un glaciar en un tiempo y punto determinado. Se exprime generalmente en milímetros o metros de agua equivalente (mm.a.e o m.a.e). En términos prácticos, es la diferencia entre la cantidad de agua depositada en forma de nieve y la cantidad de agua perdida por ablación (derretimiento, sublimación, erosión, desprendimiento del frente) en la superficie del glaciar durante un periodo de tiempo determinado dt . Matemáticamente el balance de masa b en un punto x del glaciar se puede expresar con la ecuación siguiente (G. Kaser *et al.*, 2002)

$$b(x) = \int_{t_1}^{t_2} \dot{b}(x,t) dt \quad \text{Ecuación (1)}$$

Donde \dot{b} es la tasa de balance de masa en tiempo. Generalmente se mide el balance de masa *anual* de un glaciar, a lo largo del año hidrológico, o sea desde el inicio del invierno hasta el final del verano. Por convención el año hidrológico en el hemisferio se define desde el 1 de mayo al 31 de abril. En regiones donde el clima tiene un fuerte carácter estacional, tal

como en la cordillera de los Andes del Norte Chico de Chile, la acumulación de nieve ocurre en gran mayoría durante el invierno y la ablación ocurre en gran parte en el verano. Así el balance de masa anual del glaciar se puede expresar como:

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t \quad \text{Ecuación (2)}$$

Donde b_n es el balance neto, b_w el balance de invierno y b_s el balance verano. Corresponde a la suma de la acumulación (c_t) y ablación (a_t) total. En realidad puede ocurrir un poco de ablación durante el invierno y también un poco de acumulación durante el verano, lo que hace que $b_w < c_t$ y $b_s < a_t$, pero no afecta al cálculo del balance neto a lo largo del año hidrológico. El balance de masa puede medirse entre fechas fijas, como al inicio y fin del año hidrológico (sistema de fechas fijas, en inglés: 'fixed date system') (Østrem & Brugman, 1991). El otro método conocido como el método estratigráfico (en inglés: stratigraphic method), define el balance de masa en relación con la estratigrafía de la nieve, identificando el horizonte en el manto de nieve correspondiendo a la capa que se formó al fin del verano anterior, independientemente de la fecha calendar asignada a esta. En practico, en la mayoría de los estudios de campos se ocupa un sistema combinando estos dos métodos (sistema combinado, en inglés: 'combined system'). En este estudio se ocupa el sistema combinado, es decir que el balance de invierno se mide con referencia con la capa dura interpretada como la que se formó al fin del verano anterior, pero visitando el glaciar en fechas más o menos fijas cada año.

Un glaciar de valle típico puede ser separado en una zona de acumulación más alta, donde el balance de masa anual es positivo, y una zona más baja donde el balance anual es negativo, ambas zonas siendo separadas por la *línea de equilibrio* donde el balance es cero (**Figura 9**).

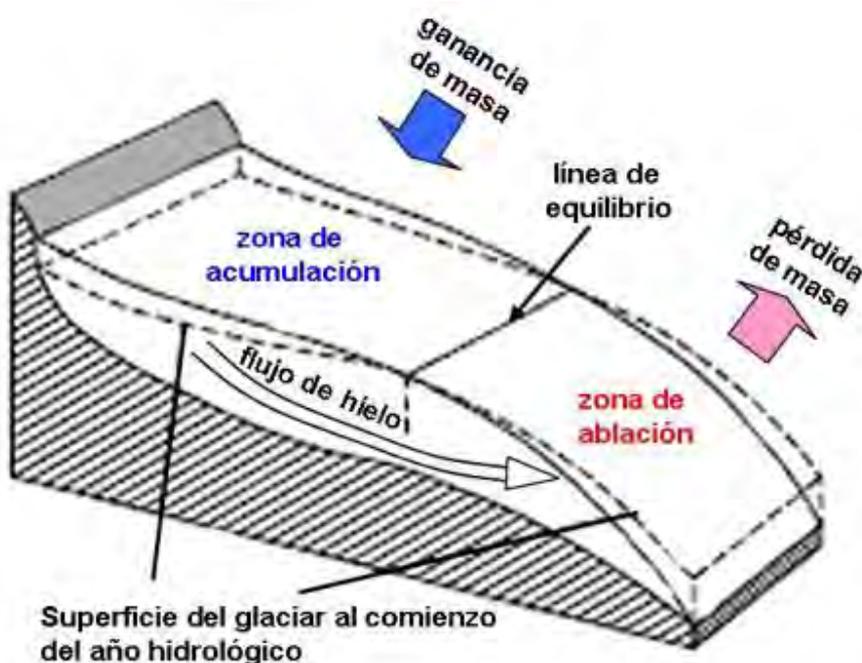


Figura 9. Balance de masa de un glaciar de valle típico. En la zona de acumulación se acumula más masa que se pierde, mientras en la zona de ablación se pierde más masa de lo que se gana en un año. La línea de equilibrio define el lugar donde el balance es cero. El gradiente del balance de masa cause un flujo desde la zona de acumulación hacia la zona de ablación, para compensar el desbalance entre ambas zonas.

El gradiente vertical del balance ($GVB = db/dz$ [mm eq. agua m^{-1}]) representa la evolución del balance en función de la altitud del glaciar. El GVB, llamado también coeficiente de actividad del glaciar (coefficient d'activité) (Lliboutry, 1964) es de valor elevado en la zona baja de los glaciares tropicales, donde depende de los procesos de ablación: sobrepasa generalmente los 10 mm m^{-1} y se ubica muchas veces cerca de los 20 mm m^{-1} (Francou & Pouyaud, 2004). Sin embargo, él presenta una disminución en la zona alta del glaciar, ya que allí depende sobre todo del régimen de acumulación, que varía con la altura y la topografía (orientación a los flujos húmedos, a los vientos dominantes, influencia de

las avalanchas, etc.). El GVB resulta en un flujo del hielo desde la parte alta hacia la parte baja de un glaciar típico. El flujo actúa para compensar el desbalance de masa entre ambas partes del glaciar (**Figura 9**).

El método glaciológico o directo (Ostrem and Brungman, 1991) para la medición del balance de masa se basa en mediciones de espesor y densidad de nieve para estimar la acumulación y cambios topográficos en estacas insertadas en la superficie del glaciar para estimar la ablación en un punto. En los glaciares de la zona central y norte de Chile, las superficies son frecuentemente cubiertas de penitentes de nieve y hielo. En el glaciar Tapado los penitentes alcanzan los dos metros de altura. En este tipo de superficie las tasas de ablación y espesor de nieve pueden variar a escala espacial muy corta, haciendo difícil de medir el balance de masa en un solo punto. En este estudio se estimó la cantidad de nieve acumulada en un punto promediando el espesor de nieve en 9 puntos dentro de un cuadrilátero de 3 x 3 m alrededor del punto de interés. Por otra parte, la ablación se estimó midiendo los cambios de emergencia en cinco arcos de ablación instalados en puntos accesibles del glaciar. Cada arco instalado consiste en dos estacas de aluminio verticales insertada por ~4 metros en el glaciar, separadas entre sí por una distancia D de 4-5 metros y unidas por una estaca transversal (**Figura 10**). A cada visita se midió la distancia vertical, $z(x)$, entre la superficie y la estaca transversal, a cada 0,10 m a lo largo de la baliza ($x = 0, 0,10, \dots, D$), usando una sonda de avalancha graduada. Se calculó la emergencia promedio (Z) del arco como el promedio de los valores $z(x)$. Los cambios topográficos se midieron de una visita a la otra como dZ/dt .



Figura 10. Ejemplo de arco de ablación instalado en la superficie del glaciar Tapado. El arco ('arco3') está ubicado en la parte media del glaciar. Foto: 22 de febrero de 2012.

El perfil de densidad del manto de nieve se midió en dos calicatas, una en la zona de la cumbre del glaciar, la otra en la zona de ablación. Los detalles se presentan en la sección de resultados.

La ubicación de los distintos puntos de observaciones se presenta en la **Figura 11**.

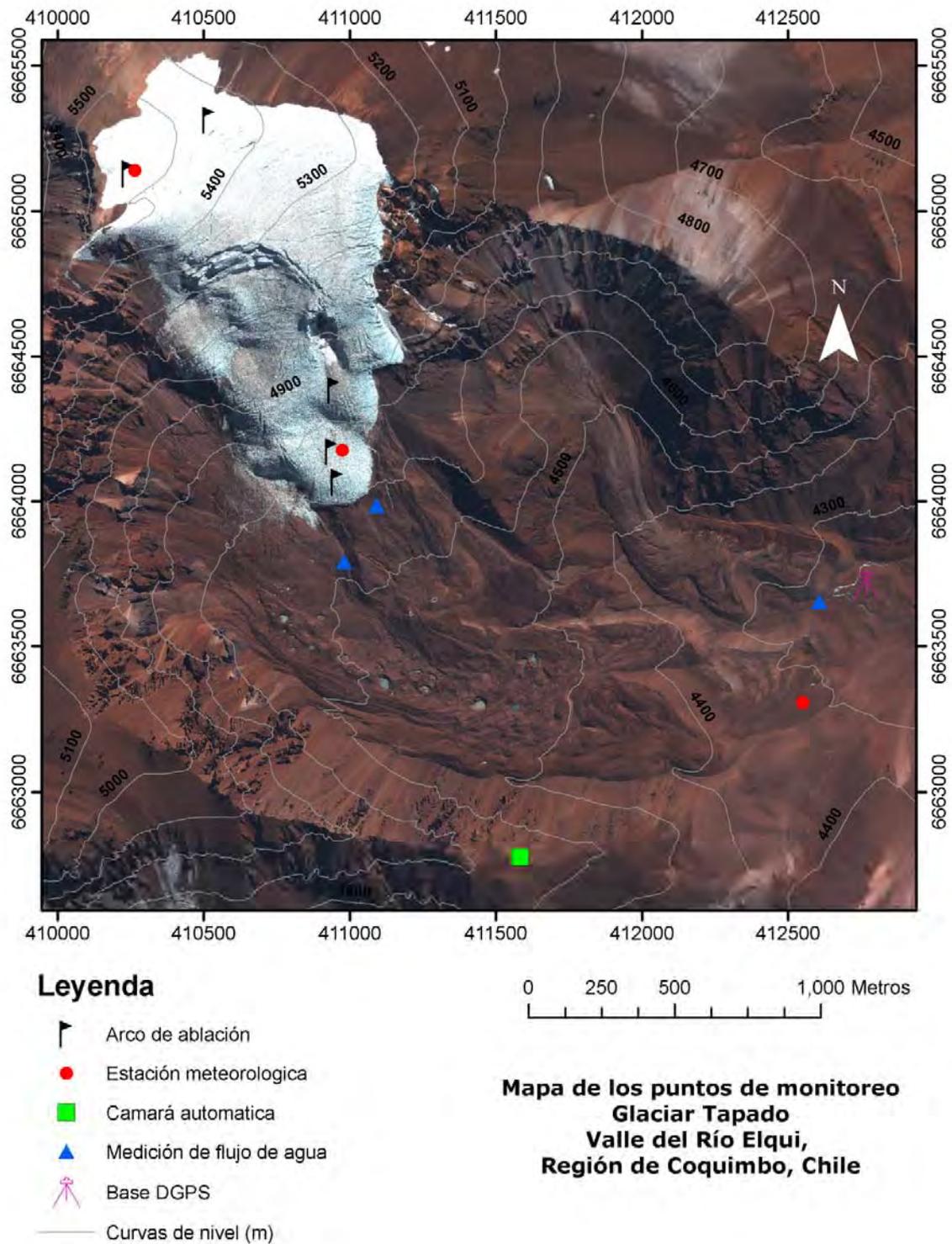


Figura 11. Ubicación de los principales puntos de monitoreo en el glaciar Tapado. Imagen: Geoeye, 12 de abril de 2010.

Para extrapolar el balance a todo el glaciar se utilizan diversos puntos de medición (balizas, calicatas, sondeos) organizados en una red bien definida. El principio básico es de ponderar el balance medido en un punto por el área del rango relativo del glaciar (Francou y Pouyaud, 2004, p.7), según la expresión:

$$B = \int_A b(x)dA \quad \text{Ecuación (3)}$$

Donde B es el balance neto del glaciar en unidades de volumen ($\text{m}^3.\text{a.e.}$). Para facilitar la comparación entre distintos glaciares se ocupa el *balance específico* (\bar{B}):

$$\bar{B} = \frac{B}{A} \quad \text{Ecuación (4)}$$

Lo cual es el balance de masa puntual promedio en la superficie (m.a.e.). En este documento se omite el macrón sobre el B , y por convención B se refiere siempre al balance específico (B_n, B_w, B_s).

El método tradicional de extrapolación es de trazar contornos de igual valores a partir de las observaciones puntuales de balance de masa (Ostrem and Burgman, 1991). Esto requiere que las observaciones sean suficientes y bien distribuidas a la superficie del glaciar. Este método es ideal para glaciares con superficie suave y fácil de acceso. Sin embargo, requiere un extenso trabajo para instalar y mantener la red de puntos de observación. La fuerte relación entre el balance de masa y la altitud hace que se puede extrapolar un número más limitado de observaciones puntuales del balance de masa al resto del glaciar usando el gradiente vertical del balance (Fountain and Vecchia, 1999). En glaciares donde otros factores puedan influir sobre el balance de masa, tales como al

sombreado topográfico, la redistribución de la nieve por el viento y la presencia de detritos sobre la superficie, este método simplificado puede no funcionar. Por lo tanto algunos autores han buscado relaciones con otras variables topográficas, tales como la radiación solar incidente potencial (*G J Young & James, 1976*). Las condiciones difíciles de acceso al glaciar Tapado (presencia de penitentes, fuerte pendiente en la parte media del glaciar, y la gran altura geográfica del lugar) hicieron que solo cinco arcos de ablación pudieran ser instalados. Por eso el método de contornos no se puede aplicar. Por lo tanto se busco relaciones estadísticas entre factores topográficos y los valores de balance de masa para extrapolar las observaciones al resto de la superficie y así calcular el balance de masa específico del glaciar (*B*).

3.2. BALANCE DE MASA GEODESICO

3.2.1. Bases del método

El Escaneo láser terrestre (en inglés Terrestrial Laser Scanning o TLS) es una técnica moderna de topografía utilizando LIDAR terrestre. La posición del punto medido se calcula basándose en el tiempo del vuelo, azimut y el cenit del haz de láser. La exploración se realiza a una frecuencia de muestreo alta (del orden de kHz), y el rayo láser se refleja automáticamente a dado ángulo con un espejo giratorio. Debido a su velocidad y su capacidad para realizar análisis de terreno remoto, TLS es ahora utilizado en topografía en las superficies de nieve y hielo (*Prokop et al., 2008*).

3.2.2. Adquisición de datos

La parte frontal del glaciar Tapado se escaneó con un equipo ILRIS-3D LR, de la empresa Optech (www.optech.ca), diseñado específicamente para las mediciones topográficas en superficies de nieve y hielo. Gracias a una

longitud de onda infrarroja corta (1064 nm), el rayo láser se refleja mejor en las superficies de hielo. La alta frecuencia de muestreo ofrece una posibilidad única de exploraciones repetidas de larga distancia en glaciares. El escáner se colocó en dos puntos bases: el primero en el glaciar cubierto del Tapado (punto TLS1, **Figura 12**), el segundo en las cercanías de la cámara automática Tapado (punto TLS2, **Figura 13**), con vistas hacia la parte baja del glaciar. Por razones logísticas no fue posible escanear la parte alta de glaciar, ya que queda parcialmente escondida, incluso desde el punto base alto (cámara automática). Debido a la complicada topografía del glaciar, tampoco no fue posible escanear algunas partes que quedaron en la sombra de vista de escáner. En total, 18 escaneos cubrieron toda la parte del glaciar visible desde el sur.

Se instaló ocho puntos de control/referencia en el glaciar cubierto del Tapado y en los alrededores del frente del glaciar (Figura 14, Figura 15). Su uso con conos de tráfico, los cuales fueron estabilizados en la superficie con rocas y sus posiciones medidas con un GPS diferencial. Ocurrió una caída de nieve el día después de la instalación de los puntos de control por lo cual no todos los puntos de referencia fueron visibles durante los escaneos. Al final solo cinco puntos pudieron ser identificados en las nubes de puntos, los cuales sirvieron para georeferenciar el escaneo (Tabla 1). Además, la presencia de la capa de nieve fresca en los alrededores del glaciar hizo imposible delimitar de manera segura y precisa la superficie del glaciar Tapado del entorno (rocas y sedimentos con nieve fresca). Sin embargo, el límite del glaciar puede ser mapeado con alta precisión a partir de imágenes satelitales.



Figura 12. Mediciones con escáner ILRIS-LR en el punto TLS1.



Figura 13. Mediciones con escáner ILRIS-LR en el punto TLS2. Atrás se ve la cámara automática con el jalón topográfico del DGPS



Figura 14. Punto de referencia – un cono de tráfico



Figura 15. Instalación del punto de referencia n2

Tabla 1. Posiciones de los puntos de referencia (UTM 19S, WGS84, EGM96)

Nombre del punto	UTM X [m]	UTM Y [m]	Elevación [m]
e1	411034,29	6663837,43	4639,59
f1	411053,70	6663955,69	4670,61
g1	411138,51	6664299,79	4792,02
n1	411263,69	6663644,46	4599,93
n2	411286,72	6663649,95	4603,08
n3	411104,07	6663842,60	4635,89

Las nubes de puntos fueron procesadas con los programas ILRIS Parser, PolyWorks, y JRC Reconstructor. La exportación de datos a los formatos SHP, Geotiff y ASCII GRID se realizó con el programa ArcGIS.

3.3. METEOROLOGIA Y BALANCE DE ENERGÍA

3.3.1. Mediciones meteorológicas

A fines de noviembre de 2011 se instaló dos estaciones meteorológicas automáticas sobre la superficie del glaciar Tapado. La primera se instaló en la zona de ablación del glaciar (EM2) y la otra cerca de la cumbre del Cerro Tapado en la zona de acumulación (EM3) (**Figura 11**, **Figura 16**).



Figura 16. Fotos de las dos estaciones meteorológicas instaladas sobre el glaciar Tapado en noviembre de 2011. Izquierda: estación en la cumbre (EM1); derecha: estación en la zona de ablación (EM2).

EM2

La estación meteorológica automática en la zona de ablación del glaciar Tapado (EM2) estuvo operativa entre el 2 de diciembre de 2011 y el 11 de abril de 2012. Las mediciones incluyeron radiación de onda corta (incidente y reflejada) (Kipp y Zonen CNR4 compuesto de dos CM3 y dos CG3), temperatura del aire y humedad relativa (Vaisala HMP45), velocidad y dirección del viento (anemómetro Young), y cambio de altura de la superficie (Campbell Scientific SR50A) (Tabla 2). Adicionalmente, se dispone de mediciones de la presión barométrica de en el punto de medición de flujo de agua el pide del glaciar rocoso Tapado (1,5 km al sur de EM2, ver **Figura 11**), los que fueron recalculados para la altitud de EM2, por uso dentro del modelo de balance de energía.

Las mediciones en EM2 fueron tomadas cada 20 segundos y se guardaron cada hora como promedios en un datalogger CR1000. Además, se realizaron mediciones de viento y de la temperatura del aire y humedad relativa en tres niveles entre 2 de febrero y 11 de abril de 2012. Sin embargo se tuvo que desconectar el sensor de temperatura superior el 9 de febrero cuando se bajó la caja del datalogger, por la bajada de la superficie, dejando dos niveles efectos de medición. Estas mediciones se utilizarán en el cálculo de los flujos turbulentos, usando el método perfil.

La evaluación de la calidad de datos de estaciones meteorológicas en ambientes severos es obligatorio antes de usarlos (*Halldin & Lindroth, 1992; Philipona et al., 2004; van den Broeke et al., 2004*). En los datos del EM2, los datos promedios horarios están dentro de los rangos esperados y la comparación de la radiación de onda corta incidente y reflejada indicó que los sensores no estaban afectados por una cobertura de nieve o hielo sobre el sensor superior. Debido a constreñimientos de energía, ninguno de los sensores fue ventilado

Tabla 2. Sensores en la estación meteorológica en la zona de ablación del glaciar Tapado (EM2)

Variable	Sensor	Cantidad	Altura 01-12- 2012 (cm)	Precisión (cf. manual)
Radiación de onda corta incidente, $W m^{-2}$	Kipp & Zonen CM3, $0.305 < \lambda < 2.8 \mu m$	1	1	$\pm 10\%^4$
Radiación de onda reflejada, $W m^{-2}$	Kipp & Zonen CM3, $0.31 < \lambda < 2.8 \mu m$	1	1	$\pm 10\%^4$
Radiación de onda larga incidente, $W m^{-2}$	Kipp & Zonen CG3, $5 < \lambda < 50 \mu m$	1	1	$\pm 10\%^4$
Radiación de onda larga reflejada, $W m^{-2}$	Kipp & Zonen CG3, $5 < \lambda < 50 \mu m$	1	1	$\pm 10\%^4$
Temperatura del aire, °C	Vaisala HMP 45	3	1,2,3	$\pm 0,2^\circ C (\pm 0,5^\circ C a -40^\circ C)$
Humedad relativa, %	Vaisala HMP 45	3	1,2,3	$\pm 2 \%$
Velocidad del viento, $m s^{-1}$	Young 05103	3	1,2,3	$\pm 0,3 m s^{-1}$
Dirección del viento, grados	Young 05103	3	1,2,3	$\pm 3^\circ$
Nivel de la superficie m	Campbell Sci. SR50A	1	1	$\pm 0,4\%$

⁴ suma diarias

artificialmente, lo cual significa que los datos podrían ser susceptible a errores, debido al calentamiento de radiación de onda corta durante periodos de radiación de onda corta alta y velocidades de viento bajas (*Georges & Kaser, 2002*). Sin embargo, la velocidad de viento promedia fue de $3.0 m s^{-1}$, por lo tanto los problemas debido al calentamiento de

sensores son probablemente mínimo. La presión de vapor de saturación de agua y hielo fueron calculados usando la ecuación de Magnus Teten sobre hielo (*Murray, 1967*) por temperaturas bajo 0°C y usando la ecuación Sonntag sobre agua (*Sonntag, 1990*) por temperaturas sobre 0°C.

Debido a problemas operacionales, la base de datos no es continua, por lo tanto fue necesario un análisis detallado de ellos con el fin de contar con suficiente información para el modelo de balance de energía. Este análisis incluye:

- Los datos de radiación de onda corta del EM2 entre el 2 de diciembre de 2011 y el 10 de febrero de 2012 fueron correctamente tomados. Sin embargo, después del 10 de febrero la estación comenzó a inclinarse, lo cual pone en duda los datos después de esta fecha. En consecuencia los datos después del 10 de febrero fueron calculados usando regresión lineal entre los datos horarios del EM2 y EM3 por el periodo 2 de diciembre de 2011 y 10 de febrero de 2012.
- El albedo fue medido por el EM2 pero sufre de lagunas interrupciones. Los valores faltantes fueron interpolados linealmente.
- La radiación de onda larga incidente o emitida no fue utilizada debido a una falla del sensor de la temperatura interna del sensor, la cual sirve para corregir la radiación infrarroja. En consecuencia, se utilizaron los datos de radiación de onda larga emitida de EM3, ya que la distancia entre las dos estaciones es sólo de 1 km y la radiación de onda larga incidente no varía significativamente sobre distancias cortas.
- Debido a un problema de programación, la temperatura del aire y la humedad relativa no fueron medidas con sensores estándares durante parte del periodo diciembre-enero. Sin embargo, ambas variables fueron medidas con una sistema de 'Eddy covariance'. A

través de ese sistema se efectuaron mediciones de temperatura del aire y presión del aire. Los datos de ambos equipos fueron comparados usando regresión lineal por el periodo de coincidencia y los modelos resultantes fueron utilizados para calcular la temperatura del aire y humedad relativa por todo el periodo de estudio.

- Los datos de velocidad de viento de todo el periodo fueron correctamente capturados.
- Las mediciones de cambio de altura de la superficie contienen una brecha entre diciembre y enero. Esta brecha fue llenada usando regresión lineal. Además, después del 9 de marzo de 2012, los datos parecen estar influenciados por la inclinación de la estación. Por lo tanto, la información de inclinación (sensor Hobo) fue utilizada para corregir los resultados de cambio de altura, antes de suavizar los datos. Los resultados fueron utilizados para calcular la tasa de nevada y para validar el modelo de balance de energía.

EM1

En la zona de acumulación, cerca de la cumbre del Cerro Tapado, se instaló el 1 de diciembre de 2011 una estación meteorológica automática (EM1) de marca Hobo (<http://www.onsetcomp.com/>) (Tabla 3). SE equipó la estación con un sistema de transmisión satelital via la red de satélite Iridium (www.iridium.com). La estación sufrió dos interrupciones en el registro de todas las variables. La primera ocurrió del 5 de enero 2012 a las 17h10 al 4 de febrero de 2012 a las 14h41 por una falla del datalogger el 5 de enero, lo cual fue reemplazado el 4 de febrero de 2012. La segunda interrupción ocurrió a fines de temporada, del 9 de abril de 2012 a las 10h26 al 16 de abril de 2012 a las 14h35, por una falla temporal del sistema de comunicación satelital. Los sensores de radiación solar fallaron

en múltiples ocasiones, al parecer por las condiciones climáticas extremas (los sensores fallaron cuando se registraron condiciones de humedad alta con temperatura fría, bajo cero grados).

Tabla 3. Sensores en la estación meteorológica en la zona de acumulación del glaciar Tapado (EM1)

Variable	Sensor	Altura 01-12-2012 (cm)	Precisión (cf. manual)
Radiación de onda corta incidente, $W m^{-2}$	Apogee SP-212 $0.30 < \lambda < 1.1 \mu m$	153	$\pm 5\%$
Radiación de onda reflejada, $W m^{-2}$	Apogee SP-212 $0.30 < \lambda < 1.1 \mu m$	89	$\pm 5\%$
Temperatura del aire, $^{\circ}C$	Onset S-THB-M002	110	$\pm 0,2^{\circ}C$ ($\pm 0,7^{\circ}C$ a $-40^{\circ}C$)
Humedad relativa, %	Onset S-THB-M002	110	$\pm 2,5 \%$
Velocidad del viento, $m s^{-1}$	Young 05103	274	$\pm 0.3 m s^{-1}$
Dirección del viento, grados	Young 05103	274	$\pm 3^{\circ}$
Nivel de la superficie m	Unisource Tini-A Ultrasonic transducer	94	$\pm 0.4\%$
Presión barométrica mbar	Unisource	-	?

3.3.2. Modelo de balance de energía

El presente estudio incorpora trabajo basado en mediciones de terreno y modelamiento para calcular las proporciones de fusión, sublimación y

recongelamiento, y así entender los procesos que caracterizan el balance de energía. Los resultados principales se obtienen del trabajo de modelamiento. Sin embargo dicho modelo requiere datos de terreno para su validación. Esta parte del informe esbozará el modelo de balance de energía empleado para calcular la ablación, describiendo antes las mediciones de ablación que se utilizaron para este estudio.

3.3.3. Antecedentes acerca del modelamiento de energía

El modelo de balance de energía usado en este estudio ha sido creado por Mölg et al. (2008) quienes lo corrieron a través del software Matlab. Dicho modelo fue desarrollado para su uso en la zona del monte Kilimanjaro, pero ha sido también utilizado exitosamente en un amplio rango de lugares tan variados como los Alpes y la Antártica (*pers. com.* Thomas Mölg, 2009). El modelo contempla los cálculos de flujos de radiación, turbulentos, de conducción y almacenamiento de calor dentro del hielo, pero parte del supuesto de que la energía proveniente de la precipitación es insignificante. Los datos necesarios para poder correr el modelo corresponden a los indicados en la Tabla 4 y el periodo modelado que se presenta corresponde al que va desde el 3 de diciembre de 2011 hasta el 11 de abril de 2012.

El modelo utiliza información meteorológica y las propiedades físicas del cuerpo a modelar, para así calcular la energía que hay disponible para la fusión, entendiendo a esta como el valor residual resultante del balance entre la radiación de onda corta, de onda larga y los flujos de calor sensible y latente. Los flujos de calor turbulentos son calculados por medio del enfoque aerodinámico "bulk" e incluyen un tipo de corrección de estabilidad determinada desde el número de Richardson. Una vez que el valor residual correspondiente al flujo de fusión ha sido calculado este valor se convierte a milímetros y a milímetros de agua equivalente (mm

a.e.), de tal manera que pueda ser fácilmente comparado con la ablación medida. En las siguientes secciones se indican las ecuaciones usadas en el

Tabla 4. Requerimientos de datos meteorológicos de entrada para el modelo de balance de energía

Parámetro	Unidades	Tipo de requerimiento
Radiación incidente de onda corta	$W m^{-2}$	Obligatorio
Albedo	-	Opcional
Radiación incidente de onda larga	$W m^{-2}$	Opcional
Radiación reflejada de onda larga	$W m^{-2}$	Opcional
Temperatura del aire	$^{\circ}C$	Obligatorio
Humedad relativa	%	Obligatorio
Velocidad del viento	$m s^{-1}$	Obligatorio
Presión del aire	hPa	Obligatorio
Profundidad de nieve	cm	Opcional
Tasa de precipitación / tasa de acumulación	cm	Opcional

modelo, como se calculan los valores de entrada al modelo y el "testeo" de este. El razonamiento que sustenta el cambio al modelo de balance de energía creado por Mölg et al. (2008) tiene tres razones: En primer lugar el modelo es flexible en términos de entradas y parametrizaciones de tal manera que permite al usuario seleccionar que datos tiene disponibles y que parámetros desea utilizar; en segundo lugar el modelo está bien "testado" en ambientes como el del Glaciar Tapado ya que fue diseñado para un lugar similar a este; finalmente, la tercera razón corresponde a que es un modelo poderoso, que incluye un modelo de subsuelo de 30 capas para el cálculo de perfiles de temperatura subsuperficiales, en comparación con los modelos anteriormente usados para este tipo de

modelación que contemplaban sólo dos capas subsuperficiales. De este modo, existe confianza en que con el cambio de modelo se generarán resultados de una mayor robustez que los obtenidos previamente.

3.3.4. Ecuaciones del modelo de balance de energía

Ecuaciones del modelo de balance de energía

Los modelos de balance de masa proveen herramientas para evaluar la variabilidad temporal de procesos como la acumulación de nieve, fusión, sublimación y recongelamiento sobre superficies glaciales; sea en forma puntual (por ejemplo: Mölg & Hardy, 2004) o distribuida sobre la superficie de hielo (por ejemplo: Hock & Holmgren, 2005; Arnold et al., 2006; Mölg et al., 2008). También los modelos de balance de masa permiten comparar mediciones de acumulación con un modelo de balance de energía, el que es utilizado para calcular la ablación sobre la superficie del cuerpo de hielo en función de la energía disponible en el lugar (Oke, 1988; Paterson, 1994). La disponibilidad de energía depende de los flujos de calor radiativos (Q^*), flujos turbulentos sensibles (Q_H) y latentes (Q_E) flujos de calor superficiales y sub-superficiales (Q_G) (Van den Broeke et al., 2005), de acuerdo a:

$$Q_M = Q^* + Q_H + Q_E + Q_G \quad \text{Ecuación (5)}$$

Donde: Q_M es la energía disponible para fusión, proceso que ocurrirá cuando existe un superávit neto de energía; mientras que un déficit neto llevará a procesos de acumulación por depositación directa de hielo a través de flujos positivos de calor latente (de haber agua disponible). A la inversa, ocurrirán procesos de sublimación cuando los flujos de calor latente sean negativos. Esta sección describe brevemente como los datos

de entrada se manejaron para calcular ablación por medio del modelo de balance de energía de Mölg et al. (2008).

Radiación neta

El flujo total de radiación corresponde a la suma de la radiación neta de onda corta y los flujos de radiación neta de onda larga (L^*), la radiación de onda corta (K_{\downarrow}) incidente sobre una superficie horizontal se mide directamente en cada estación meteorológica automática (EM), y ha sido corregida en el caso de la pendiente característica de la superficie glacial. Por otro lado, el valor de K_{\uparrow} se mide en cada estación y permite calcular el albedo, este valor se ha usado dentro del modelo.

Para calcular el flujo neto de radiación de onda larga (L^*), se comparó la radiación de onda larga incidente (L_{\downarrow}) medida en la EM3 con la radiación de onda larga reflejada (L_{\uparrow}). L_{\uparrow} se calculó por medio de la ley de Stefan-Boltzman:

$$L_{\uparrow} = \sigma \epsilon_s T_s^4 \quad \text{Ecuación (6)}$$

Donde: σ es la constante Stefan-Boltzman ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); ϵ_s corresponde a la emisividad de la superficie (1.0); y T_s es la temperatura de la superficie (K).

Intercambio de calor turbulento

Los flujos turbulentos de calor fueron modelados por medio de un método "bulk" que usa mediciones de temperatura del aire y presión de vapor. Los flujos de calor sensible (Q_H) y latente fueron calculados por medio de las ecuaciones siguientes:

$$Q_H = c_p p_0 \frac{p}{p_0} \left(\frac{k^2 v (T_a - T_s)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v}{z_{0v}}\right)} \right) \quad \text{Ecuación (7)}$$

$$Q_L = 0.623 L_v p_0 \frac{1}{p_0} \left(\frac{k^2 v (e_a - E_s)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v}{z_{0v}}\right)} \right) \quad \text{Ecuación (8)}$$

Donde: T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) a una altura z_h (m); e_a es la presión de vapor de agua en el aire (hPa) a una altura z_m (m); T_s es la temperatura de la superficie ($^{\circ}\text{C}$); E_s es la presión de vapor en la superficie (asumiendo que existe saturación) (hPa); c_p es el calor específico del aire a presión constante ($1010 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); p_0 es la densidad del aire a nivel medio del mar (1.29 kg m^{-3}); p es la presión del aire real (hPa); p_0 es la presión del aire a nivel medio del mar (1013 hPa); k es la constante de von Karman (0.4); L_v es la constante de calor para la evaporación (2.514 MJ kg^{-1}), valor que es reemplazado por la constante de calor para sublimación, L_s (2.848 MJ kg^{-1}) en caso de que T_s esté bajo el punto de fusión; z_{0m} es la longitud de la rugosidad del momentum. La superficie del glaciar Tapado tiene una cobertura de penitentes, entonces la rugosidad es difícil medir. Por una estimación inicial, usamos las longitudes de rugosidad usados por Corripio y Purves (2005) de 0.2 m.

Flujos de energía en el subsuelo y temperatura de superficie

El flujo de energía en el subsuelo (Q_G) se obtiene de la combinación de la cantidad de radiación de onda corta que penetra (Q_{PS}) con el flujo de calor conductivo (Q_C). El monto de Q_{PS} se estima en un 20% de los flujos de

radiación neta de onda corta en caso de superficie de hielo descubierto, y en un 10% para superficies de nieve (*Bintanja & Van Den Broeke, 1995*). Como el Q_{PS} es llevado lejos desde la superficie, siempre corresponde a un valor negativo. La conductividad es calculada por medio de un modelo de dos capas basado en la teoría de "Capa limite" (boundary layer) (*Garratt, 1992*). La temperatura de la capa superior (de espesor $\Delta z'$) es igual a la temperatura de superficie (T_s), y la capa más profunda presenta una temperatura constante, T_{DS} . Entre las profundidades superior e inferior, la temperatura fue calculada aproximadamente cada 0.33 m, para construir un perfil de 30 tramos. El flujo de energía calculado uso la siguiente ecuación:

$$Q_G = \mu(T_{DS} - T_s) \quad \text{Ecuación (9)}$$

Donde: la constante μ se calcula de la difusividad térmica (k_s) del hielo ($1.1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), o de la nieve ($0.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) si el espesor de la nieve sobrepasa el valor de $\Delta z'$.

La temperatura de superficie se calcula por medio de un proceso iterativo, tal que T_s llega a un valor en donde la radiación neta es igual a los flujos de calor turbulentos y a los flujos de calor del subsuelo. Si la temperatura resultante es mayor que el punto de fusión, entonces la energía adicional corresponde al calor latente de fusión. Este acercamiento implica que todas las demás incertidumbres (por ejemplo: radiación de onda larga reflejada, y longitud de rugosidad) son "suavizadas" por la temperatura de superficie.

Balance de energía global

El balance de energía se calcula cada una hora para cada lugar. Para cada una hora se calcula la ablación específica estimada de un flujo turbulento

negativo ($Q_L \times L_s^{-1}$ para $T_s < 0^\circ\text{C}$, $Q_L \times L_v^{-1}$ para $T_s = 0^\circ\text{C}$). Además, la ablación causada por fusión también se calcula para cada hora, para lo cual hay un valor positivo Q_M y $T_s = 0^\circ\text{C}$ ($Q_M \times L_M^{-1}$; donde: L_M es el calor latente de fusión (0.334 MJ kg^{-1})). La sublimación se calcula a través del comportamiento de los flujos de calor latente, si los flujos de calor latente calculados son menores que cero, esos montos de energía representan la energía disponible para la sublimación. El resto de la energía que no corresponda irá al proceso de fusión del hielo. Sin embargo, al momento del cálculo final de ablación en superficie, la fusión puede aparecer sólo como una pérdida medida, si representa masa que ha sido removida desde el lugar de medición (por ejemplo: como escurrimiento y que no haya recongelado).

Validación del modelo

La validez de los resultados del modelo fueron evaluados por medio de la comparación de las mediciones de disminución de altura de superficie con los datos modelados, por medio del índice de similaridad de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970). Este índice corresponde a la razón entre la varianza del error del modelo y la varianza de los datos observados. Si el resultado es 1 (uno), existe una eficiencia perfecta por parte del modelo, luego resultados menores que 0 (cero) indicarán que el valor promedio de la serie de tiempo es un mejor predictor de la variabilidad que el modelo. Los resultados finales modelados se compararon sólo con los datos de disminución de altura de superficie (tomados con el sensor SR50), a través del índice de similaridad de Nash-Sutcliffe. Basados en la relación entre valores modelados y aquellos medidos con el sensor SR50, los intervalos de confianza de los resultados se calcularon por medio de una distribución de Gauss, en este caso el RMSE; luego el intervalo de confianza corresponde al valor de RMSE.

Cálculo de los flujos turbulentos usando el método perfil

Para calcular los flujos turbulentos usando el método perfil, primariamente se necesitó asumir que las escalas de la velocidad de fricción, temperatura potencial y humedad específica son constantes dentro de la capa superficial atmosférica (Bintanja y van den Broeke, 1995) y que hay estabilidad neutral (Oke, 1988). Después, se pudieron integrar analíticamente los perfiles de flujos turbulentos entre alturas.

Las ecuaciones operacionales son:

$$Q_H = -C_p k^2 z^2 \left(\frac{\Delta \bar{v}}{\Delta z} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z} \right) (\phi_M \phi_H)^{-1} \quad \text{Ecuación (10)}$$

$$Q_L = -L_v k^2 z^2 \left(\frac{\Delta \bar{v}}{\Delta z} \frac{\Delta \bar{e}}{\Delta z} \right) (\phi_M \phi_v)^{-1} \quad \text{Ecuación (11)}$$

Donde: T es la temperatura en la capa; e es la presión de vapor en la capa; z es la altura promedio logarítmica; y ϕ es la función de estabilidad sin dimensión (M es impulso, H es calor y V es viento). Los valores de las funciones de estabilidad dependen del número Richardson (Oke, 1988).

Aunque las mediciones a diferentes niveles pueden ser usadas en dicha manera, el uso de mediciones a dos o tres alturas en la atmosfera podrían causar grandes errores en los flujos calculados (Bintanja y van den Broeke, 1995; Denby y Greuell, 2000). Por ejemplo, dentro de una capa inestable el flujo turbulento subirá rápidamente con un aumento de la velocidad de fricción (Bintanja & Van Den Broeke, 1995; Denby & Greuell, 2000). Además una incertidumbre de 0.3°C podría provocar un cambio de

100 W m⁻² o más en el flujo de calor sensible. Ese error podría ser reducido con mediciones de la temperatura de la superficie, pero por el fallo del sensor para medir la radiación de onda larga, no tenemos mediciones de la temperatura superficial. Entonces, el uso de este método no es recomendable (Denby & Greuell, 2000). Por lo tanto, sólo presentamos los resultados de este método, y usamos el método bulk dentro del modelo.

3.4. MEDICIONES DE VELOCIDAD GLACIAL

3.4.1. Objetivos de las mediciones

El objetivo es determinar posibles desplazamientos de los puntos de monitoreo instalados en el glaciar y con eso determinar la importancia de la advección del hielo desde la zona de acumulación a la zona de ablación.

3.4.2. Revista del método

Los desplazamientos de los puntos de monitoreo se midieron con método GPS diferencial. Se midieron las balizas de ablación (arcos de ablación, ver **Figura 11**), hechos de tubos de aluminio, que se instalaron en el hielo glacial. Las mediciones se realizaron con un equipo Trimble 5700s bi-frecuencia, con antenas tipo Zephyr (**Figura 17**). Las mediciones se tomaron en modo PPK (Post Processing Kinematic), que permite obtener resultados de alta precisión (de centímetros) sin la necesidad de pasar un largo tiempo en el punto medido. El post-proceso se realizó con un software dedicado de Trimble Business Center.

La posición del punto de base de referencia (Tabla 5, Figura 18) se determinó con online post-processing APPS software del *NASA Jet Propulsion Laboratory*. Este programa permite incluir en la calculación resultados de modelación de la influencia atmosférica, mejorando significante la calidad de los resultados.

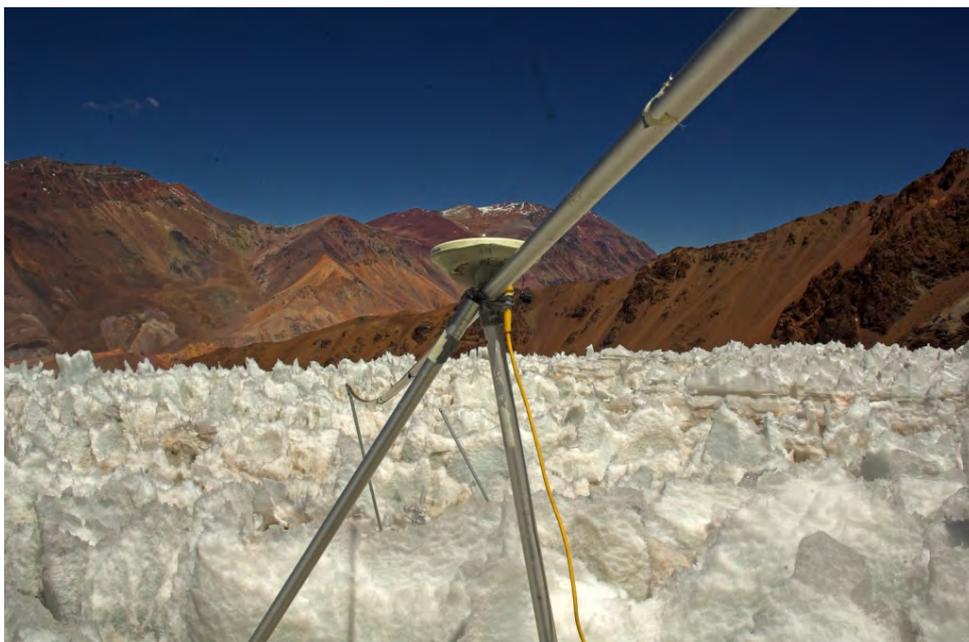


Figura 17. Mediciones de la posición de la estaca arco 4N



Figura 18. Estación base de DGPS

Tabla 5. Posición de puntos de monitoreo (UTM 19S, WGS84, EGM96)

		fecha:	2012-abr-16		
nombre	parte de la estaca	X[m]	Y[m]	Z[m]	
1S	arriba	410249,952	6665128,716	5529,535	
2E	arriba	410524,238	6665314,068	5463,667	
2O	arriba	410519,538	6665312,599	5464,658	
		fecha:	2012-abr-14		
3N	arriba	410953,073	6664381,209	4891,118	
3S	arriba	410953,870	6664378,174	4890,614	
4N	arriba	410944,900	6664166,779	4767,892	
4S	arriba	410947,174	6664162,429	4767,000	
5N	arriba	410962,066	6664068,525	4751,156	
		fecha:	2012-feb-21		
3N	arriba	410952,917	6664382,019	4891,460	
3S	arriba	410953,693	6664378,988	4890,815	
4S	arriba	410946,999	6664162,725	4767,013	
5S	arriba	410963,136	6664063,834	4748,724	
		fecha:	2012-feb-09		
4N	abajo	410945,131	6664167,232	4768,738	
4S	arriba	410947,381	6664163,117	4767,863	
4S	abajo	410947,050	6664162,924	4766,552	
		fecha:	2011-dic-02		
1S	abajo (dZ=1,14 m)	410249,486	6665127,780	5528,638 ⁽¹⁾	
2E	Abajo (dZ=1,00 m)	410523,986	6665313,000	5462,854 ⁽²⁾	
AWS		410257,789	6665140,471	5527,136	
Cumbre		410257,857	6665138,469	5526,812	
		fecha:	2011-nov-30		
4N	arriba	410945,268	6664168,775	4769,963	
4S	arriba	410947,372	6664164,389	4769,148	

AWS	410968,170	6664173,811	4769,378
estación base Tapado	412767,537	6663707,027	4246,136

¹Altura corregida a arriba de la baliza= 5528,038 m

²Altura corregida a arriba de la baliza = 5462,704 m

3.5. MONITOREO FOTOGRAMETRICO

El balance de masa esta directamente controlado por el balance de energía. En la zona semi-árida donde está ubicado el glaciar Tapado, el balance de radiación de ondas cortas es el componente más importante (ver sección 4.3: balance de energía). Hay dos razones principales por eso: 1) Los flujos de energía de ondas cortas son muy altos. Los ángulos de zénit son bajos por la ubicación en latitudes bajas (el 21 de diciembre el ángulo de zenit durante el mediodía solar es no más de 7°). Además, con la ubicación alta en las montañas, la turbiedad de la atmosfera es muy baja y por eso hay poca atenuación de la radiación solar en la atmosfera. En un día sin nubes en diciembre la superficie recibe típicamente 1250 Wm⁻² al mediodía solar, lo que es más que 90% de la constante solar contando por el ángulo de zénit. Además el clima de la región investigada tiene muy pocas nubes en la temporada de ablación, lo que lleva a que la mayoría de los días tenga condiciones con radiación solar muy alta. 2) A parte de las condiciones de alta radiación, las características de la superficie determinan la cantidad de energía reflejada, lo que lleva a la definición del *albedo*:

$$\alpha = \frac{S_{ref}}{S_{in}} \quad \text{Ecuación (12)}$$

con α siendo el albedo, S_{ref} la radiación solar reflejada y S_{in} la radiación solar incidente. La fracción de la radiación que esta absorbida está disponible para cambios del estado de la nieve/del hielo, que lleva a la ablación. Generalmente el albedo disminuye durante el verano con el metamorfismo de la nieve y la exposición del hielo, y así, más energía está transformada en un cambio de masa al fin del verano que al principio.

Eventos de precipitación durante el verano aumentan el albedo y por eso son importantes para conservar la masa.

Como ejemplo, la Tabla 6 presenta el albedo que caracteriza distintas superficies de nieve/hielo.

Tabla 6. Albedo típico para distintas superficies de nieve y hielo (Paterson, 1994)

	Intervalo	Promedio
Nieve seca	80 – 97	84
Nieve húmeda	66 – 88	74
Nevé	43 – 69	53
Hielo propio	34 – 51	40
Hielo ligeramente sucio	26 – 33	29
Hielo sucio	15 – 25	21
Hielo cubierto de detritos	10 – 15	12

En el lugar de la estación meteorológica en la zona ablación (EM2) una característica importante es la formación de penitentes. El efecto de los penitentes sobre el albedo fue discutido en algunas instancias en la literatura, aunque no muy extensivamente y poco soportado con mediciones por razones de la dificultad en realizar mediciones en terreno. Kotlyakov & Lebedeva, 1974 encontraron una reducción del albedo efectivo por la presencia de penitentes.

En este capítulo se resume primero las mediciones de la radiación solar a la estación meteorológica EM2, seguido de la presentación del método para realizar una espacialización del albedo en la superficie del glaciar Tapado (*Corripio, 2004*), mediante el uso de fotos terrestres sacadas a partir de una cámara automática. Los resultados diarios son resumidos en un anexo digital.

Albedo puntual

Por el tratamiento de los datos del albedo puntual se debe destacar algunos detalles: los datos son guardado como promedios horarios. Por las especificaciones del sensor de radiación se refiere a la sección 4.3 de este informe sobre el balance de energía balance de energía. Promedios horarios con valores de menos de 60 Wm^{-2} no se incluyeron en el análisis, en acuerdo con el límite propuesto por (Brock, 2004) por el hecho que ocurren errores más grandes del instrumento con valores de radiación bajas que se amplifican por el albedo (por la división de dos valores bajas). Los promedios del mediodía y diarios se calcularon como el promedio de los flujos entre 12 y 14 horas y de todos valores horarios $>60 \text{ Wm}^{-2}$ (suma de la radiación a onda corta reflejada dividido por la suma de la radiación a onda corta incidente), respectivamente.

Albedo espacial

Para el monitoreo fotográfico se empleó un sistema de camera automática (www.harbortronics.com) lo cual incluye una cámara Canon EOS digital Rebel XS con una resolución de 10.1 millones de píxeles y una distancia focal de 18 mm. El abastecimiento energético se realizó con un panel solar. Se ascendió a la cresta afrentando al glaciar Tapado (**Figura 19**) el 27 de noviembre de 2011 y se instaló la cámara automática en un mástil de acero armado en una base de cemento (**Figura 20**, izquierda). La estructura final fue fijada con cables de acero (**Figura 20**, derecha). La cámara fue programada para tomar dos fotos cada día a las 12 y 14 horas CLT. Algunos ejemplos se presentan en la **Figura 21**.

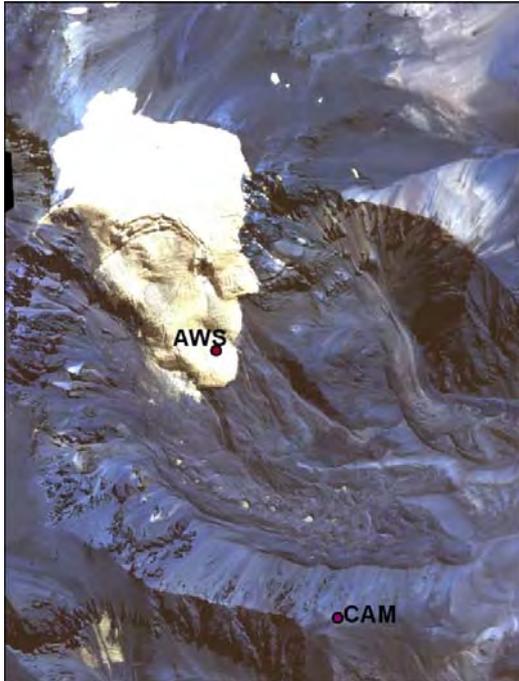


Figura 19. El glaciar de Tapado con la ubicación de la estación meteorológica (AWS) y la de la cámara (CAM) indicada.



Figura 20. Instalación de la cámara automática (izquierda: fundamento, derecha: construcción final).



Figura 21. Ejemplos de las fotos tomados con la camera automática durante la temporada de ablación 2011-2012.

El método utilizado para calcular el albedo espacial está descrito en (Corripio, 2004) y requiere dos procesos distintos: en la primera etapa la foto tiene que ser georeferenciada. En la segunda etapa, un escalamiento con un punto de medición del albedo se aplica para obtener el producto final: el albedo espacial.

Para la primera fase, se necesitan los siguientes datos:

- Las características de la cámara: coordenadas (x, y, z) , distancia focal, resolución, azimut.
- Una fotografía (en formato TIFF), con las coordenadas del centro de la foto (x, y, z) .
- Un modelo digital de terreno cubriendo toda el área de estudio
- Un mapa de visibilidad que permite discriminar las partes del DEM que están visibles desde la cámara de las que están escondidas.
- Un archivo de puntos de control visible en la foto.

La primera fase consiste en ajustar la fotografía terrestre al MNT (que se pasa en el soporte lógico IDL). La **Figura 22** presenta la fusión de la imagen con el MNT (Geoeye, 12 abril de 2010). Los puntos rojos corresponden a la malla del MNT de 2 metros de resolución. El uso de puntos de control (cruces verdes) permite mejorar el ajuste de la fotografía al MNT.

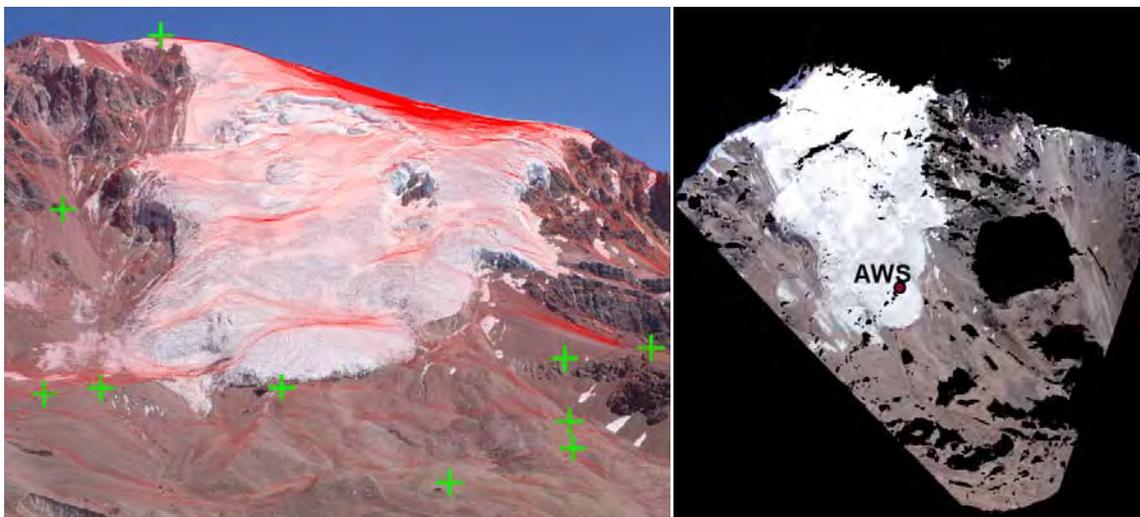


Figura 22. A la izquierda: fotografía oblicua del glaciar Tapado el 4 Abril 2012 ajustada al MNT (puntos rojos). Las cruces verdes son los puntos de control, mas detalles en el anexo. A la derecha la foto georeferenciada.

El operador puede cambiar ciertos parámetros para mejorar el ajuste como la posición del centro de la imagen y la rotación de la cámara. Una vez alcanzado el mejor resultado, una subrutina del procesamiento computacional permite pasar de una vista oblicua a una vista vertical. La fotografía está proyectada sobre el MDT y georeferenciada como lo ilustra la Figura 22 (derecha).

En la segunda fase la reflectancia de la foto se traduce en albedo. Para dicha etapa se necesitan los siguientes datos:

- Las características de la cámara: coordenadas (x, y, z), distancia focal, resolución, azimut.
- la foto georeferenciada (resultado de la primera fase)
- Datos meteorológicos de la estación meteorológica de referencia para la fecha y la hora de la foto: el albedo, la temperatura y la humedad relativa.
- Un archivo que contiene el ángulo entre el observador y la normal de cada píxel.
- La fecha y la hora de la fotografía.
- Un modelo digital de terreno que cubra toda el área de estudio.
- Un mapa de visibilidad del cielo para cada píxel.
- Un mapa de la transmitancia de la atmósfera entre cada píxel de la foto y la cámara. La transmitancia de la atmósfera se puso al valor 1 para cada píxel. Un test con valores cambiados ha mostrado que por valores sensibles (entre 0.9 y 1) los valores del albedo no cambian significativamente (cambio del albedo bajo de 2%).

La transformación desde la reflectancia hasta el albedo se calcula con la ecuación siguiente:

$$\alpha_i = \alpha_{ref} \cdot \frac{R_i}{R_{ref}}$$

Ecuación (13)

Donde, α_i es el albedo de cada píxel i de la imagen, α_{ref} es el albedo del píxel de referencia en el que se encuentra la estación meteorológica, R_i es el valor de reflectancia de cada píxel i de la imagen, y α_{ref} es el valor de reflectancia del píxel de referencia en el que se encuentra la estación meteorológica.

Mapeo de la línea de nieve

La foto georeferenciada (Figura 22, derecha) se usó para delinear manualmente el límite visible entre la nieve o neviza (Cogley et al., 2011) y el hielo usando la función *editor* del software *ARCGIS*.

3.6. ANALYSIS DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE GLACIARES ROCOSOS

3.6.1. Radar de suelo (GPR)

Para analizar la estructura interna de los glaciares rocosos y cubiertos estudiados, empleamos un radar de suelo PulseEKKO Pro DVL (Sensors & Software Inc.), montado con antenas de 50 MHz, la cual es la frecuencia más utilizada y adaptada para este tipo de estudio. Las mediciones fueron realizadas en la primavera o en el verano; debido a las dificultades de acceso, al riesgo de trabajar en sitios expuestos a avalanchas, y a la falta de logística para enfrentar estos dos problemas, la opción de realizar mediciones en invierno (con nieve en la superficie) no fue seguida. En el glaciar rocoso Llano Las Liebres, realizamos una campaña de medición en noviembre de 2011, y en el glaciar rocoso Tapado realizamos una campaña de medición en marzo de 2012; además datos previamente adquiridos en abril de 2011 en el Tapado fueron añadidos al estudio. Las mediciones fueron realizadas a lo largo de perfiles materializados en el suelo por huinchas de 50 m adjuntadas (Figura 23); durante las mediciones utilizamos un paso de progresión de 0.5 m, con una distancia fija (*constant-offset*) de 2 m entre las antenas. La Figura 24 y la Figura 25 dan una visión sinóptica de todas las mediciones realizadas. En el glaciar rocoso Llano Las Liebres, realizamos un perfil al largo de todo el glaciar rocoso, que alcanzó al final 2,160 m, con solamente una interrupción de 70 m entre las coordenadas $x=390$ e $x=460$ m, debido a la topografía demasiado caótica en esta parte. También fueron realizados dos perfiles transversales en la parte central del glaciar rocoso, y un perfil adicional en un glaciar rocoso inactivo ubicado en la parte NW del anfiteatro. En el sitio del Tapado, las dos lenguas de glaciares rocosos y el glaciar cubierto fueron investigadas, pero con perfiles más discontinuos debido a la topografía en general mucho más compleja que en el sector del Llano Las

Liebres. En cada lengua de glaciar rocoso, un perfil longitudinal y uno o dos perfiles transversales fueron realizados. Dos perfiles cortos (150 m) fueron realizados en la parte externa del glaciar cubierto (o zona "intermedia" – ZI – o de transición entre glaciar cubierto y glaciar rocoso). En esta parte, la complejidad de la topografía prohíbe casi totalmente hacer perfiles de más de 150 metros sin interrupción. Al contrario, en la parte arriba del sector del glaciar cubierto, alcanzamos a trazar un perfil longitudinal de 680 m, así que un perfil transversal de 180 m. También en abril de 2011 fueron realizadas a lo largo de los perfiles ZI-P1 y GR2-PL (ver Figura 25) una serie de mediciones puntuales de tipo *common mid-point* (CMP) para obtener estimaciones de la velocidad de las ondas radar (2 puntos en ZI-P1 y 3 puntos en GR2-PL). En todo caso, las coordenadas de los perfiles fueron obtenidas con un GPS, lo que permitió luego de extraer las alturas de los modelos numéricos de terreno.

Los datos adquiridos fueron primeros editados y compilados. Después la primera etapa consistió en analizar en los datos la información relativa a la velocidad de propagación de las ondas radar. Obtener una estimación de la velocidad, incluso de su variación y distribución en el glaciar rocoso, es esencial para etapas de proceso como la migración, la conversión tiempo-profundidad, y la corrección topográfica. En el presente estudio, que fue en su gran mayoría realizado en modo *constant-offset* (separación constante de las antenas), la velocidad se analizó utilizando las hipérbolas de difracción que se encuentran más o menos numerosas en los perfiles originales. Los programas actuales de radar de suelo ofrecen funciones gráfico-matemáticas permitiendo obtener un cálculo instantáneo de la velocidad a lo largo de una hipérbola. La velocidad medida es una velocidad describiendo el conjunto del viaje ida y vuelta de las ondas radar entre la superficie y el punto al origen de la difracción. Por lo tanto, es una

velocidad grosera (*"bulk" velocity*) que no puede ser interpretada directamente, teniendo en cuenta que no describe las diferentes capas de la subsuperficie. Esta velocidad calculada en las hipérbolas es equivalente a la velocidad rms (*root mean square*) entre la superficie y las antenas y, de hecho, puede ser convertida en una velocidad dicha "de intervalo" – o "verdadera" – si las condiciones siguientes están cumplidas (Dix, 1955; Tillard y Dubois, 1995; Yilmaz, 2001): (i) Una grande cantidad de hipérbolas está presente en los datos, lo que permite interpolar un campo de velocidad usando métodos de interpolación espacial (ver Monnier et al., 2012). (ii) En el perfil radar, se destacan reflectores remarcables y continuos, además subparalelos a la superficie (en el dominio posición-tiempo que es el dominio original de los datos radar). Así, las velocidades rms en los reflectores pueden ser convertidas en velocidades de intervalo aplicando la fórmula de Dix (1955). El modelo de velocidad creado puede ser al final utilizado para la migración (usando una migración 2D de Kirchhoff, ver Yilmaz, 2001) y la conversión tiempo-profundidad de los perfiles radar.

Tal proceso avanzado de los datos explotando la velocidad pudo ser realizado en el perfil longitudinal del glaciar rocoso de Llano Las Liebres. Los otros perfiles, por cuales la información de velocidad estaba más escasa, fueron migrados usando una migración con velocidad constante. A varios pasos del proceso de los datos, el mejoro de la visualización de los perfiles fue realizado aplicando diferentes filtros y ganancias: filtro paso-alto tipo dewow, filtro paso-bajo, remoción del ruido de fondo, ganancia SEC o ganancia AGC (ver Annan, 2003). La corrección topográfica fue realizada utilizando los datos topográficos extraídos de los MNT.



Figura 23. Materialización de los perfiles radar en el suelo con huinchas adjuntadas.

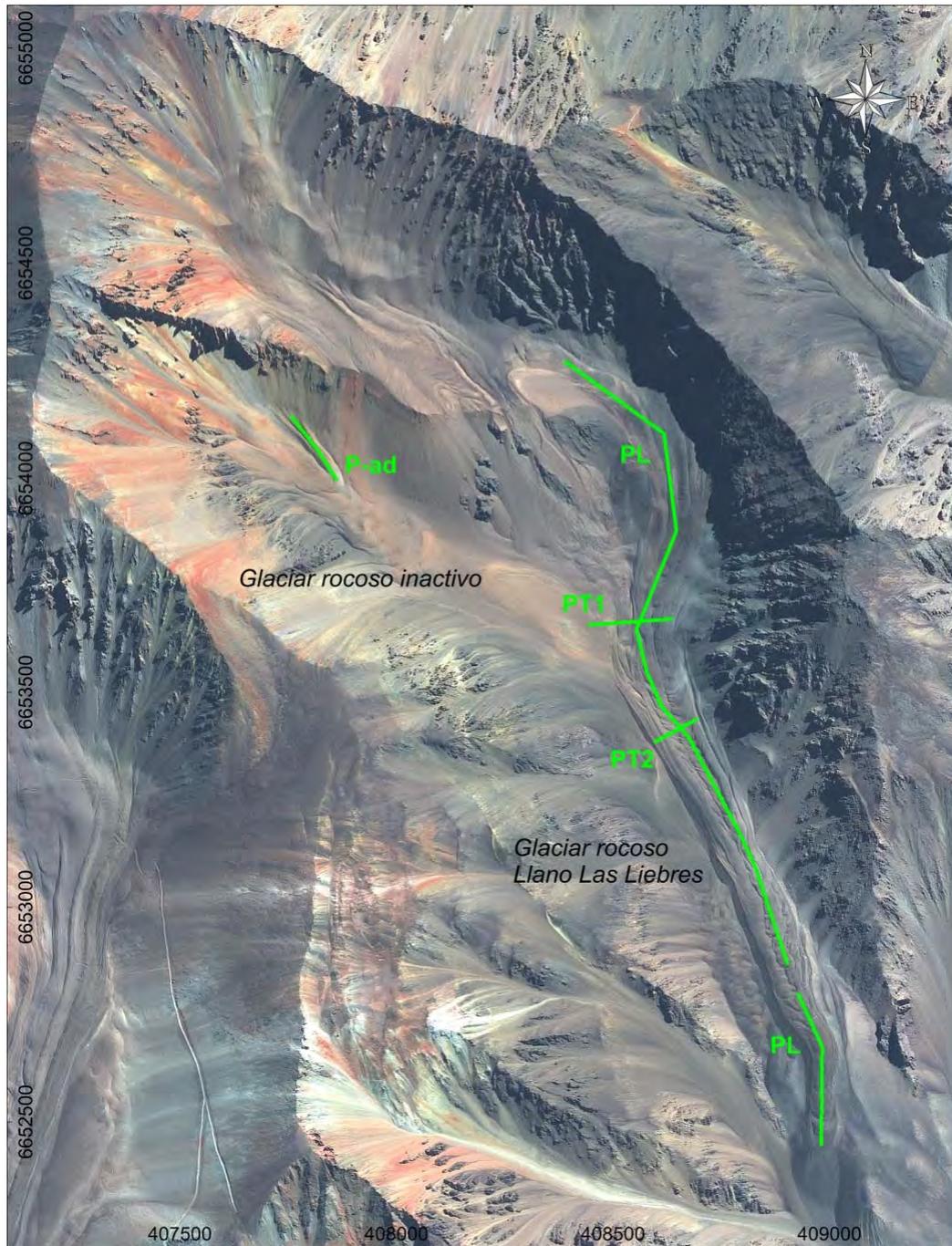


Figura 24. Perfiles radar realizados en el sitio Llano Las Liebres. La imagen es la imagen GeoEye 2012 orto-rectificada. El sistema de coordenadas es el UTM-WGS84, la unidad es el metro. PL: perfil longitudinal. PT: perfil transversal. P-ad: perfil adicional. Las longitudes de los diferentes perfiles son las siguientes. PL. 2160 m. PT1: 200 m. PT2: 114.5 m. P-ad: 180 m.

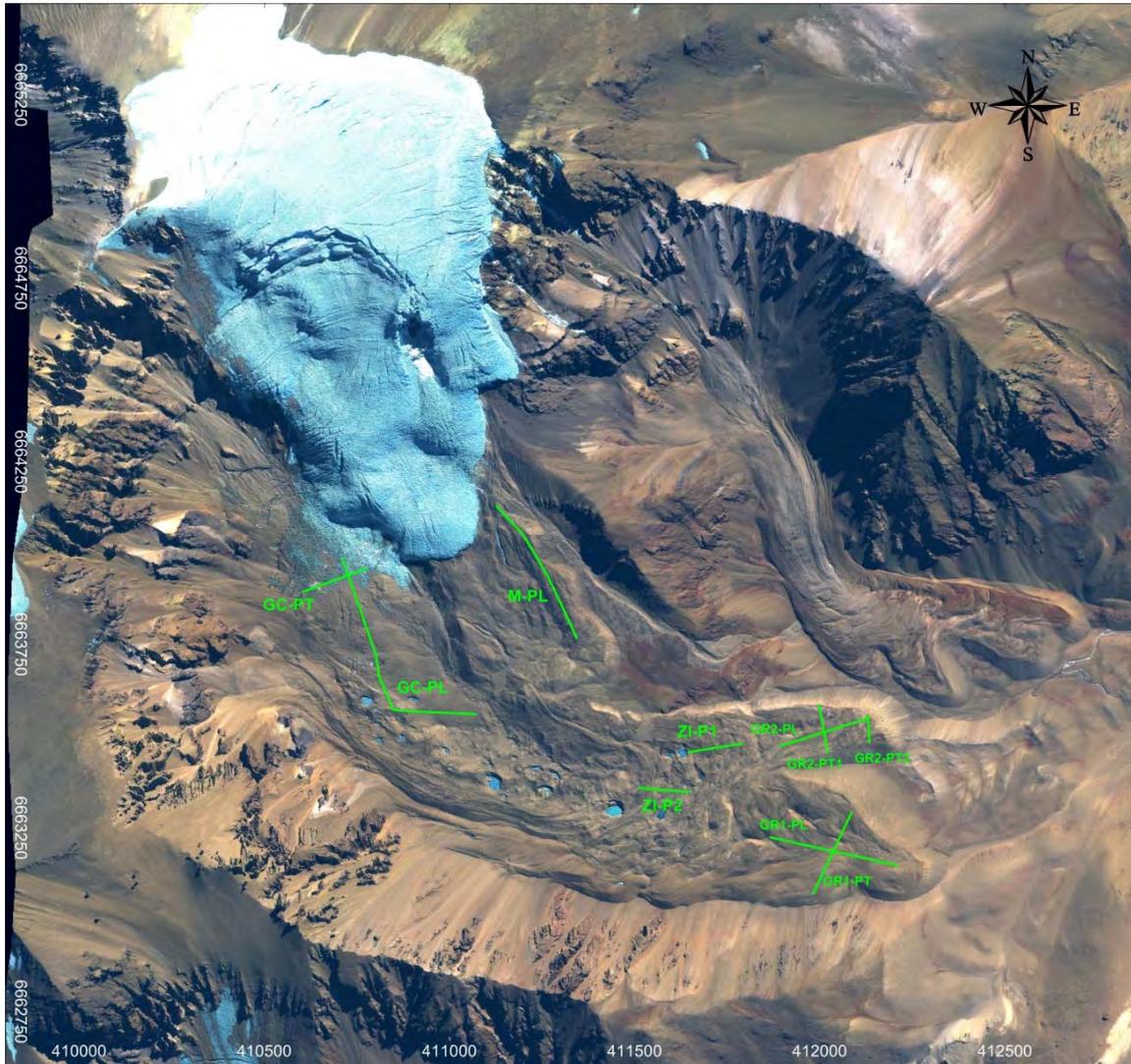


Figura 25. Perfiles radar realizados en el sitio Tapado. La imagen es la imagen GeoEye 2012 orto-rectificada. El sistema de coordenadas es el UTM-WGS84, la unidad es el metro. GC: glaciar cubierto. M: morrena. ZI: zona intermedia (o de transición entre glaciar cubierto y glaciar rocoso). GR: glaciar rocoso. P: perfil. PL: perfil longitudinal. PT: perfil transversal. Las longitudes de los diferentes perfiles son las siguientes. GC-PL: 680 m. GC-PT: 180 m. M-PL: 450 m. ZI-P1: 150 m. ZI-P2: 150 m. GR1-PL: 350 m. GR1-PT: 250 m. GR2-PL: 250 m. GR2-P1: 130 m. GR2-P2: 73 m. Dos puntos de mediciones CMP fueron realizados a lo largo del perfil ZI-P1 y tres puntos de mediciones CMP fueron realizados a lo largo del perfil GR2-PL.

Gravimetría

En febrero de 2012 un perfil gravimétrico fue realizado en el glaciar rocoso de Llano Las Liebres, según el mismo trazado que el trazado del perfil radar longitudinal (Figura 24). Antes de esta campaña, muy raras mediciones gravimétricas habían sido realizadas en glaciares rocosos a través del mundo (Vonder Mühl y Klingelé, 1994; Hausmann et al., 2007). Las mediciones fueron realizadas en 34 estaciones, con un paso entre estaciones de 70 m aproximadamente, sobre una distancia total de 2000 m, entre 3796 y 4333 m. Las mediciones fueron realizadas con un gravímetro Scintrex CG5 perteneciendo a la Universidad París 6 (Francia). Este aparato, a su llegada en Chile, fue puesto a temperatura correcta y estabilizado durante 48 horas, para que fuera correctamente calibrado y pudiera ser utilizado en condiciones óptimas.

En cada estación del perfil las mediciones se realizaron según el modo operatorio estándar siguiente (Figura 26). (i) Posicionamiento del trípode en rocas estables de un tamaño permitiendo el soporte correcto del equipo. (ii) Nivelación del equipo a menos de 5" de arco en direcciones ortogonales X e Y. (iii) Adquisición de un mínimo de 3 series de mediciones en 60 segundos, con conservación del valor mediano cuando una desviación máxima de 10 microgals fuese obtenida. En conjunto, las condiciones de adquisición fueron muy correctas. Sin embargo, en algunas estaciones el viento hizo difícil las adquisiciones y obligó a repetir las mediciones hasta obtener la precisión deseada. Además, algunas estaciones fueron elegidas para que fueran dobladas las mediciones (subida + bajada) y que fuera estimada y mejor procesada la deriva instrumental.

La topografía es un parámetro esencial de las mediciones gravimétricas. La posición de cada estación en X, Y, y Z fue medida con un GPS diferencial en modo RTK, lo que permitió alcanzar una precisión centimétrica. Un

calaje absoluto fue realizado relativamente al punto DGPS X2 (ver informe “Dinámica de glaciares rocosos en el Chile semiárido”, DGA, 2010). Con el fin de realizar correcciones topográficas óptimas, las posiciones de cada uno de los 4 puntos cardinales alrededor de cada estación fueron también medidas, a una distancia de 9 metros (lo que equivale a los centros de los sectores de la zona B de Hammer, ver Chouteau, 2002).

El proceso del conjunto de los datos adquiridos fue constituido de dos fases distintas: la corrección de la deriva instrumental, y las correcciones gravimétricas. Durante la fase de calibración se introduce una constante de deriva, y las mediciones fueron también corregidas de la variación de las influencias lunares y solares (o efectos de marea). Sin embargo, a pesar de estas correcciones, siempre queda una deriva instrumental debida a efectos instrumentales no deseados. Para procesar esta deriva instrumental las mediciones fueron repetidas en algunos puntos. Las correcciones gravimétricas exigen más trabajo de procesamiento. A pesar de ser corregidos de sus variaciones temporales, los datos gravimétricos deben ser luego corregidos respecto a varios fenómenos: (i) La corrección de latitud (g_0): la ecuación de Somigliana correspondiendo a una representación de la Tierra por el elipsoide WGS84 fue utilizada. (ii) La corrección al aire libre (C_{AL}) que toma en cuenta la distancia al centro de la Tierra y la disminución de campo de pesadez asociada; esta corrección está determinada con la altura de cada estación. La suma de (i) y (ii) permite de obtener la anomalía al aire libre:

$$G_{AL} = G - (g_0 + C_{AL}) \quad \text{Ecuación (14)}$$

(iii) La corrección de meseta o de Bouguer (C_B): esta corrección toma en cuenta el espesor de los terrenos entre el nivel de referencia (el geoide o nivel promedio del mar) y la altura de las estaciones. (iv) Las correcciones

de relieve o terreno (C_T), que se pueden también llamar correcciones topográficas. Aquellas consideran los efectos de atracción de los relieves alrededor de los puntos de medición, éstos siendo particularmente fuerte en zonas de montaña (las depresiones más bajas que la estación constituye un defecto de masa, mientras los relieves más altos crean una atracción por arriba). Dos grandes métodos existen para compensar los efectos de terreno, que fueron utilizados en este proyecto. El primero considera el terreno como cortado en coronas concéntricas de diámetro creciente (B, C, D...) y sectores angulares (4, 6, 8...). Existen fórmulas que permiten luego de calcular el efecto de cada sector en función de la desnivelación entre aquello y la estación. El segundo método considera el terreno como cortado en volúmenes elementales (prismas derechos), la atracción de cada prisma siendo calculada con la fórmula de Nagy (1966). La utilización de esta fórmula requiere la disponibilidad de un MNT. En este estudio utilizamos dos MNT: en un rayo de 1 km alrededor de cada estación el MNT derivado de las imágenes GeoEye; para las distancias superiores, un MNT ASTER.

El conjunto de estas correcciones permite de obtener la anomalía de Bouguer, la única que sea representativa de las anomalías de pesadez en relación con las heterogeneidades del subsuelo:

$$G_{AL} = G - (g_0 + C_{AL} + C_B + C_T) \quad \text{Ecuación (15)}$$

Esta anomalía es la diferencia entre un valor medido y un valor teórico en la posición de medición, teniendo en cuenta un terreno promedio debajo de la estación así que los terrenos alrededor. Las correcciones de meseta y de terreno pueden ser asociadas. Ambas son proporcionales a la densidad de las rocas, que tiene que ser conocida. En nuestro caso, una densidad

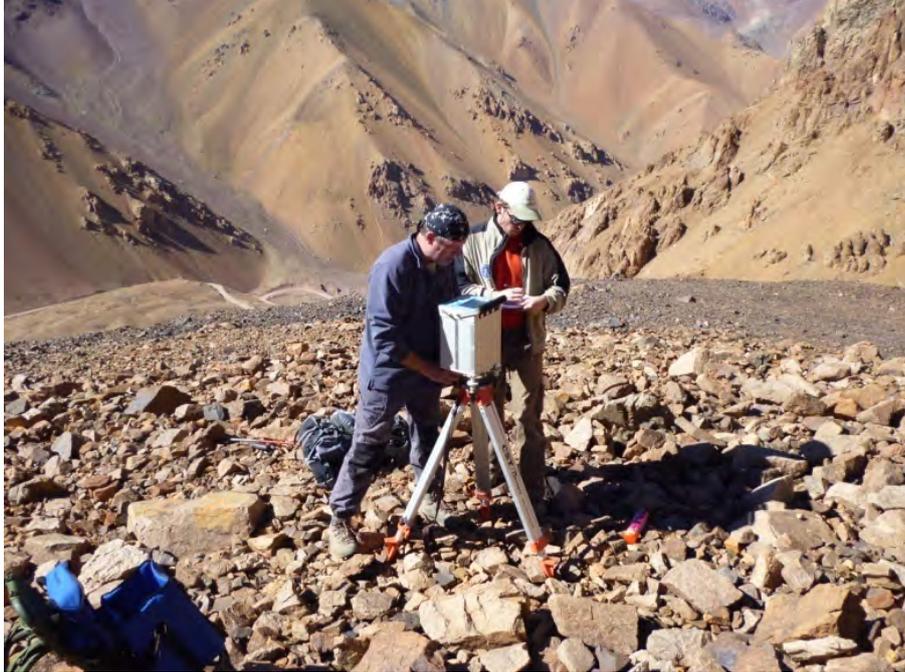


Figura 26. Posicionamiento y nivelación de la estación de medición gravimétrica en un punto del perfil realizado en el glaciar rocoso Llanos Las Liebres.

cerca de 2.2 parece óptima, compatible con las rocas constituyendo el glaciar rocoso y el piso de roca basal.

3.6.2. Estimación del contenido de hielo sobre la base de los datos radar

El perfil longitudinal adquirido en el glaciar rocoso Llanos Las Liebres, conteniendo una información muy densa respecto a la velocidad de las ondas radar, fue utilizado para experimentar métodos de cálculo del contenido de los diferentes componentes (clastos, hielo, agua, aire) del glaciar rocoso. La estimación de las fracciones de los diferentes componentes en formas de permafrost es un objetivo casi inexplorado a

partir de datos GPR (el único estudio es de Thomson et al., 2012). De manera general, los modelos petrofísicos aplicados a glaciares rocosos han sido muy raros y con una parte fuerte de incertitud e hipótesis (Hausmann et al., 2007; Hauck et al., 2011), lo que se explica por la dificultad de tener datos de calibración a través de perforaciones. El método seguido en este estudio se basa sobre la relación entre la velocidad v y la permitividad dieléctrica relativa ε :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad \text{Ecuación (16)}$$

En cuál c es la velocidad de la luz en el vacío (0.299 m.ns^{-1}). La permitividad se puede luego modelar usando un modelo de mezcla a cuatro fases dicho 'alpha' o 'de Lichtenecker' (Zakri et al., 1998). El modelo tiene cuatro componentes k (rocas, hielo, agua, y aire) cuya suma de las fracciones θ alcanza 1:

$$\sum_{i=1}^4 \theta_k = 1 \quad \text{Ecuación (17)}$$

Con $0 \leq \theta_k \leq 1$. El modelo de mezcla expresa la permitividad del glaciar rocoso en su conjunto ε en función de las fracciones volumétricas y de los valores dieléctricos ε_k de los componentes:

$$\varepsilon^\alpha = \sum_{i=1}^4 \theta_k \varepsilon_k^\alpha \quad \text{Ecuación (18)}$$

En el modelo de mezcla, el factor α depende del ordenamiento de las partículas en el medio. Cuando uno considera un ordenamiento aleatorio, como lo hicimos aquí, se elige el valor 0.5 para el factor α . Para resolver el

sistema formado por las ecuaciones (17) y (18), uno necesita determinar los contenidos de agua y de aire. Determinamos el contenido de agua usando la fórmula de Topp (Topp et al., 1980). Esta fórmula ha sido confirmada para una amplia variedad de suelos, incluso suelos congelados con hielo y suelos con gravas (Smith y Patterson, 1981; Drungil et al., 1989; Noborio, 2001), con un error de $2.5 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ para suelos congelados. La fracción de aire en un glaciar rocoso es un parámetro delicado. Los estudios habiendo medido el contenido de aire en muestras extraídas del permafrost son muy raros (Arenson, 2002; Arenson y Springman, 2005); mostraron fracciones de aire generalmente inferiores a 10%. Por lo tanto resolvamos el modelo con fracciones de aire variando entre 0 y 10%. Utilizamos también valores estándar de permitividad para los diferentes componentes: 1 (aire), 3.2 (hielo), 88 (agua a una temperatura cerca del punto de congelación), 4-5 (rocas, mayoritariamente de granito). Para evaluar la sensibilidad del modelo, realizamos simulaciones con tres posibilidades de fracción de agua: evaluación correcta por la fórmula de Topp, bajo-evaluación por la fórmula de Topp (Topp + 2.5%), y sobre-evaluación por la fórmula de Topp (Topp – 2.5%). Las simulaciones apuntan a calcular el contenido de hielo que se escribe:

$$\theta_i = \frac{\sqrt{\varepsilon} - \theta_w(\sqrt{\varepsilon_w} - \sqrt{\varepsilon_r}) - \theta_a(\sqrt{\varepsilon_a} - \sqrt{\varepsilon_r}) - \sqrt{\varepsilon_r}}{\sqrt{\varepsilon_i} - \sqrt{\varepsilon_r}} \quad \text{Ecuación (19)}$$

En el mismo tiempo el contenido de rocas fue también calculado para verificar que los valores obtenidos fuesen ≥ 0 y ≤ 1 y que satisficiesen la ecuación (17). Resultados erróneos fueron descartados.

3.7. ANALYSIS DE LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE GLACIARES ROCOSOS

3.7.1. Análisis et cartografía morfológica

La geomorfología de las dos subcuencas donde se ubican los glaciares rocosos de Llano Las Liebres y del Tapado fue estudiada sobre la base de analices de terreno y analices de imágenes satelitales. En el terreno, un recorrido de los sectores fue efectuado incluyendo levantamiento manual, fotografías y toma de puntos GPS para las formas destacables o cuestionables. Las imágenes satelitales utilizadas fueron obtenidas a partir de un vuelo GeoEye de 2012 y fueron ortorectificadas. Estas imágenes fueron examinadas y analizadas en 2D y en 3D junto a un modelo de terreno (MNT) derivado de las estéreo-pares de imágenes satelitales. Para cada sector, la cartografía geomorfológica se realizó en un programa de GIS con sistema de coordenadas común, integrando como capa de base la imagen satelital, y como capa de altura el MNT. La cartografía fue guiada por la voluntad de diferenciar los grandes tipos de formas (glaciares, periglaciares, bedrock, etc.) y de analizar en la micromorfología sea del glaciar rocoso del Llano Las Liebres sea del sistema glaciar cubierto-glaciar rocoso (o más genéricamente la margen glaciar) del Tapado.

3.7.2. Análisis sedimentológico en los puntos de termistores

La sedimentología de superficie de los glaciares fue analizada en los puntos donde termistores habían sido instalados anteriormente (19 en el Llano Las Liebres, 19 en el Tapado), como concebido en la propuesta inicial. El estudio sedimentológico cuantitativo de la superficie de glaciares constituye un eje de investigación que ha sido muy poco desarrollado; raros son los estudios que se dedican a este objetivo con un protocolo bien definido y mediciones sistemáticas en el terreno (Potter, 1972; Yarnal,

1982). En este proyecto, desarrollamos nuestra propia metodología. En cada punto de termistor fue instalada una parcela cuadrada, móvil y flexible, de 1 m² de superficie, con el termistor en el medio de la parcela (Figura 27). A dentro de la parcela, los clastos con un eje grande superior a 8 cm de longitud fueron seleccionados y para cada uno los parámetros siguientes fueron medidos: (i) longitud del eje mayor y longitud del segundo eje, generalmente sub-ortogonal al primero; (ii) forma del clasto – angulosa o subangulosa; (iii) litología. Los parámetros de dimensión fueron obtenidos usando una huincha manual. Durante las mediciones, los clastos medidos fueron marcados con un plumón para evitar la repetición de mediciones. Teniendo en cuenta que dos termistores instalados en la roca basal cerca del glaciar rocoso Llano Las Liebres no requirieron mediciones, es un total de 36 parcelas que fueron operadas, y más de 1,600 clastos que fueron examinados. Los datos adquiridos en el terreno sirvieron de base a la elaboración de mapas de granulometría y litología de los glaciares rocosos.



Figura 27. Protocolo utilizado en el terreno para las mediciones sedimentológicas: una parcela móvil de 1 m² está instalada alrededor del termistor.

3.8. ANALYSIS DEL REGIMEN TERMICO DE LA CAPA ACTIVA DE GLACIARE ROCOSOS

3.8.1. Monitoreo de las temperaturas superficiales

El monitoreo de las temperaturas superficiales tiene por objetivo realizar mediciones de la temperatura en la superficie y detectar la presencia de cubierta de nieve sobre los glaciares rocosos y áreas adyacentes. Las mediciones de temperatura superficiales en los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado, y áreas adyacentes comenzaron en el mes diciembre 2009 (DGA, 2010) y se han mantenido hasta el mes de abril 2012. Se han utilizado un total del 38 registradores de temperatura (*Miniature Temperature Datalogger*, MTD) HOBO® Pro v2 (U23-004). Este tipo de MTD de dos canales posee un sensor externo de temperatura conectado a través de un cable de 1,9 m de largo, además de un sensor interno de temperatura dentro de la caja del MTD. Cada MTD registra datos de temperatura con un intervalo de 30 minutos. Los sensores han sido distribuidos de acuerdo a criterios de altitud, exposición a la radiación solar y la presencia de la cubierta de nieve. En total 19 MTD fueron localizados tanto en el glaciar rocoso Llano de Las Liebres como en Del Tapado. Ambas zonas han sido monitoreadas desde diciembre 2010 hasta abril 2012. La **Figura 28** muestra la distribución de los MTD en el área.

3.8.2. Monitoreo de las temperaturas en profundidad

Las mediciones de temperatura en profundidad en los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado comenzaron en el mes de abril 2010 (DGA, 2010) y se han mantenido en forma constante hasta abril 2012. El comportamiento interno de la capa activa y el permafrost ha sido estudiado en numerosos casos a través de la medición de las temperaturas

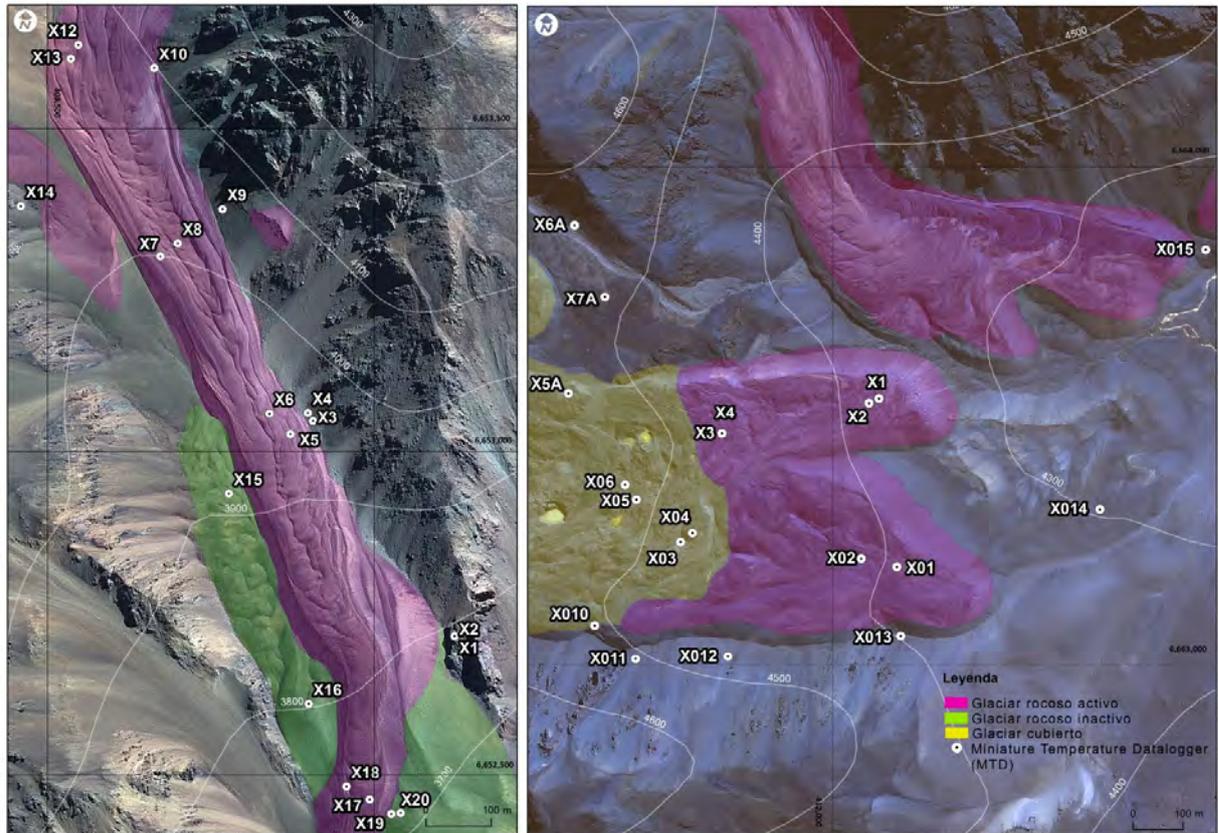


Figura 28. Distribución de los MTD sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres, Del Tapado y áreas adyacentes.

en profundidad en hoyos de perforación (Barsch, 1996; Trombotto & Borzotta, 2009). En general las temperaturas en el permafrost varían en función de factores externos, como el clima (radiación, calor advectivo), influencias paleoclimáticas y sedimentológicas; acumulación de nieve; flujo de calor entre la atmósfera y la superficie del glaciar rocoso. La caracterización del permafrost y su desarrollo en el largo plazo (degradación/agradación) requiere de mediciones del régimen térmico superficial y subsuperficial en términos de la profundidad de la capa activa, la profundidad de la amplitud anual de cero y de los gradientes geotérmicos (Humlum & Matsuoka, 2003). En consecuencia, el objetivo de

la instrumentación es medir temperaturas subsuperficiales para conocer el régimen térmico de la capa activa y asimismo mejorar nuestro conocimiento de las relaciones entre el permafrost y el clima.

Durante abril 2010 se realizaron dos perforaciones en cada uno de los glaciares rocosos (DGA, 2010). En el glaciar rocoso del Llano de las Liebres se alcanzaron profundidades 2,67 m y 7,64 m. Por otro lado, en el glaciar rocoso Del Tapado se alcanzaron profundidades entre 2,07 m y 2,4 m. (Tabla 8). En todos los sitios se ha utilizado data loggers marca HOBO-U30 con cintas termistoras E348-S-TMB-M006 / E348-S-TMB-M017. Cada sitio es alimentado energéticamente por medio de paneles solares y baterías. Los sitios están localizados en zonas planas localizadas tanto en la parte baja como superior de ambos glaciares rocosos (figura 4).

Tabla 7. Resumen de las principales características de localización de las cintas termistores.

<i>Fecha de instalación</i>	<i>Nombre Estación</i>	<i>Elevación (m s.n.m)</i>	<i>Norte* (m)</i>	<i>Este* (m)</i>	<i>Profundidad vertical** (m)</i>
2010-04-12	Liebres 1	4 050	408 613,0	6 653 475,6	-2,67
2010-04-12	Liebres 2	3 786	408 992,9	6 652 463,9	-7,64
2010-04-13	Tapado 1	4 440	411 988,7	6 663 517,9	-2,07
2010-04-13	Tapado 2	4 405	412 154,5	6 663 498,1	-2,4

* Coordenadas tomadas en el Datum WGS 84 – UTM 19 Sur

** Profundidad a la cual se alcanzó hielo o roca masiva.

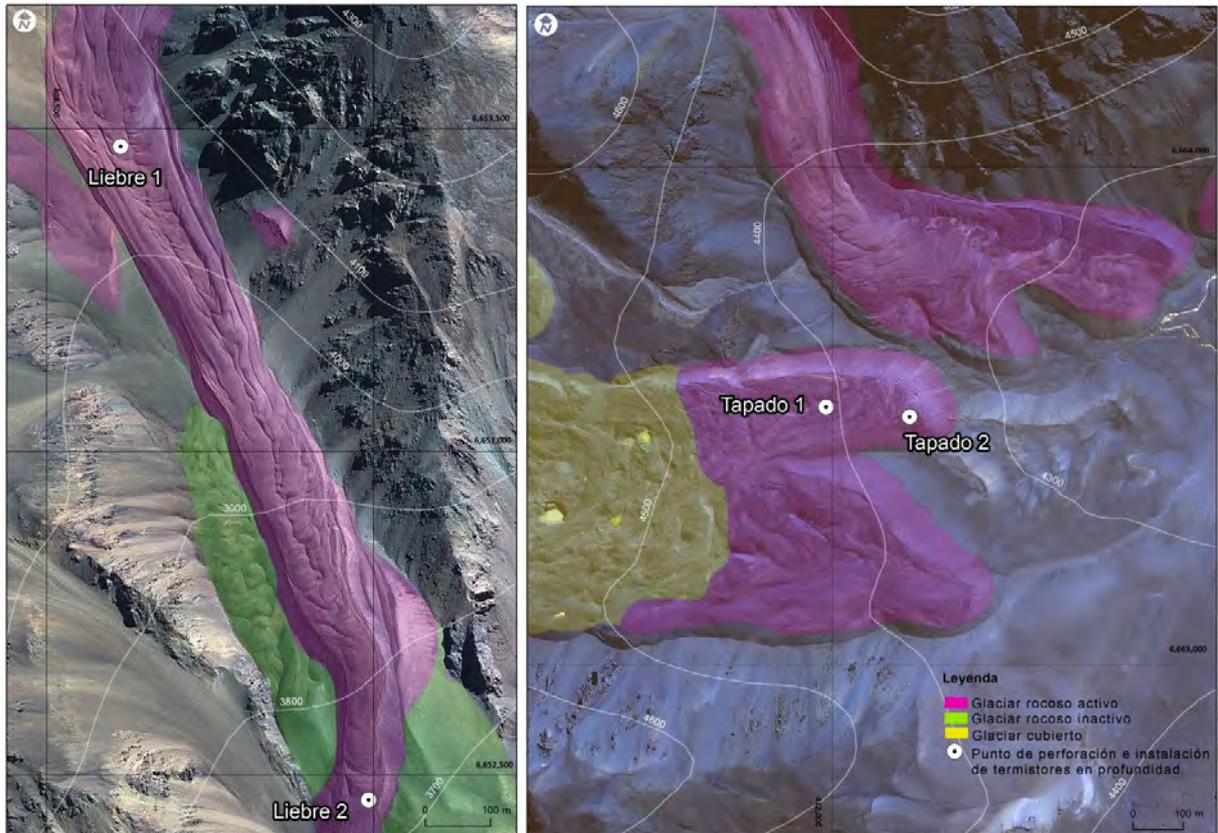


Figura 29. Distribución de las estaciones de permafrost en profundidad sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado.

3.9. MONITOREO DE MOVIMIENTO EN GLACIARES ROCOSOS

Los glaciares rocosos son formas dinámicas donde la deformación se presenta en virtud de la fuerza que aplica el cuerpo de hielo y detritos, el grosor de la masa, la temperatura, el tamaño y forma de los granos y cristales de hielo, y su densidad (Barsch, 1996). La velocidad superficial de un glaciar rocoso puede variar de acuerdo a la densidad, curva de la pendiente superficial, grosor, temperatura y factores asociados con estos parámetros (Paterson, 1994). El monitoreo de la dinámica de los glaciares rocosos Llano de Las Liebres y Del Tapado se ha realizado en diversas campañas de terreno realizadas entre diciembre 2009 y abril 2012. Cabe destacar que las mediciones reflejan la deformación tridimensional del glaciar rocoso, por lo cual un desplazamiento vertical no corresponde necesariamente a una acumulación o pérdida de hielo al interior, es decir, no necesariamente tiene implicaciones en el balance de masa de glaciar rocoso debido a su avance frontal y posible extensión lateral. De este modo, el objetivo de las mediciones es determinar posibles desplazamientos horizontales y verticales de los puntos de monitoreo instalados sobre los glaciares rocosos.

Desde abril 2010 hasta abril 2012 se han realizado alrededor de cuatro campañas de terreno para medir el desplazamiento de los glaciares rocosos Llano de Las Liebres y Del Tapado. Para llevar a cabo las mediciones se han utilizado receptores de GPS diferencial marca Trimble (R6 y R7). En cada glaciar rocoso se instalaron tres perfiles transversales y uno longitudinal con alrededor de 10 puntos por perfil, los cuales fueron ajustados a la geometría del terreno (**Figura 30**; DGA, 2010). Cada punto de monitoreo fue marcado en bloques de rocas sobre la superficie del glaciar rocoso. Bases fijas fueron construidas en las cercanías de cada glaciar rocoso.

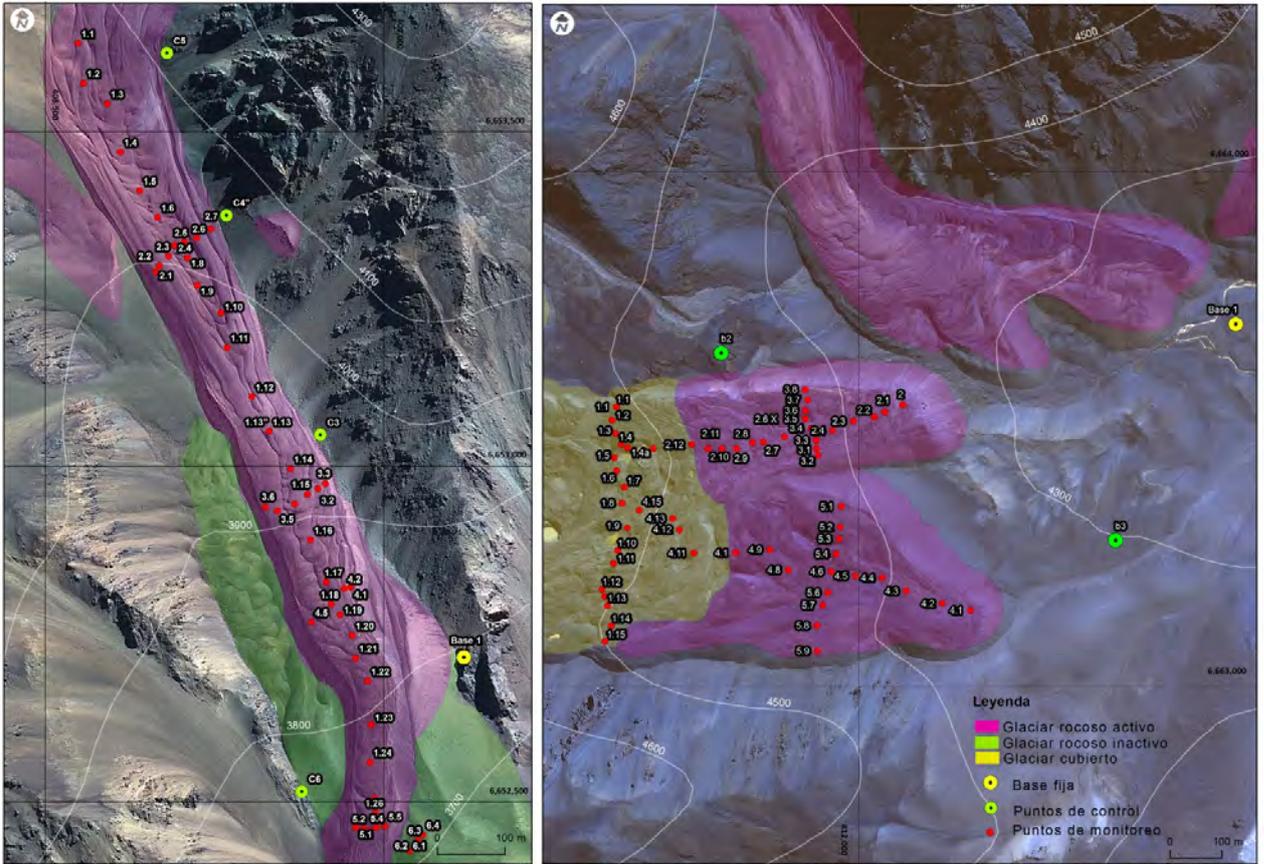


Figura 30. Distribución de la red GPS instalada sobre los glaciares rocosos Llano de las Liebres y Del Tapado.

3.10. DESCARGA HÍDRICA DE GLACIARES

Se realizaron mediciones de caudal en cuatro puntos debajo del glaciar Tapado con el fin de estimar la descarga del glaciar Tapado el transfer de agua dentro del glaciar cubierto y glaciar rocosos agua abajo (ver ubicaciones en **Figura 11**). En el glaciar Llano de las Liebres no existe arroyo saliendo del glaciar rocoso, por lo tanto no se pudo medir directamente la descarga hídrica en ese lugar. Esto no significa que no existe flujo de agua dentro del glaciar rocoso, pero más bien que el agua debe infiltrarse sin resurgir a la superficie cerca del frente del glaciar. Se visitó cada punto de monitoreo a lo largo del verano para realizar aforos. SE usó el método de rastreo con sal para medir flujo de agua (*Moore, 2004*). Además, se instaló en cada punto un sensor de presión y temperatura del agua cuyos datos fueron relacionados con los aforos para calcular el caudal de manera continua. Se usaron sensores CTD-Diver® con rango de 10 m de agua, de la empresa Schlumberger (<http://www.swstechnology.com/groundwater-monitoring/groundwater-dataloggers/ctd-diver>) para monitorear el nivel de agua, la temperatura y la conductividad eléctrica en los puntos de monitoreo. El sensor de presión tiene una resolución de $\pm 0,2$ cm de agua con una precisión de $\pm 0,5$ cm de agua. El sensor de temperatura tiene una resolución de $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ con una precisión de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. El sensor de conductividad tiene una resolución de 0,1% de la medición con una precisión de 1%. Se usaron estos sensores para monitorear la conductividad con alta frecuencia (1 segundo) durante los rastreos de sal. Se calibró la conductividad del sensor con la concentración de sal de manera experimental. Además, se instalaron sensores CTD-Diver en cada punto de monitoreo para monitorear el nivel de agua de manera continua, a cada hora. Un baro-diver instalado en el punto RG se uso para corregir los datos de nivel de agua por la presión

barométrica. En los puntos EGS y WGS, debajo del glaciar Tapado, los sensores de presión de agua desaparecieron entre la fecha de instalación (27 de noviembre de 2011) y la segunda visita, a mitad de diciembre de 2011. El lecho de los dos ríos exutorios del glaciar Tapado es muy dinámico y en dos semanas se movió sobre una distancia lateral de dos metros, enterando los sensores de presión. Los sensores fueron dañados y no fueron reinstalados. Por lo tanto solo existe un registro continuo en los dos puntos agua abajo del glaciar rocoso RG y DoubleSpring)

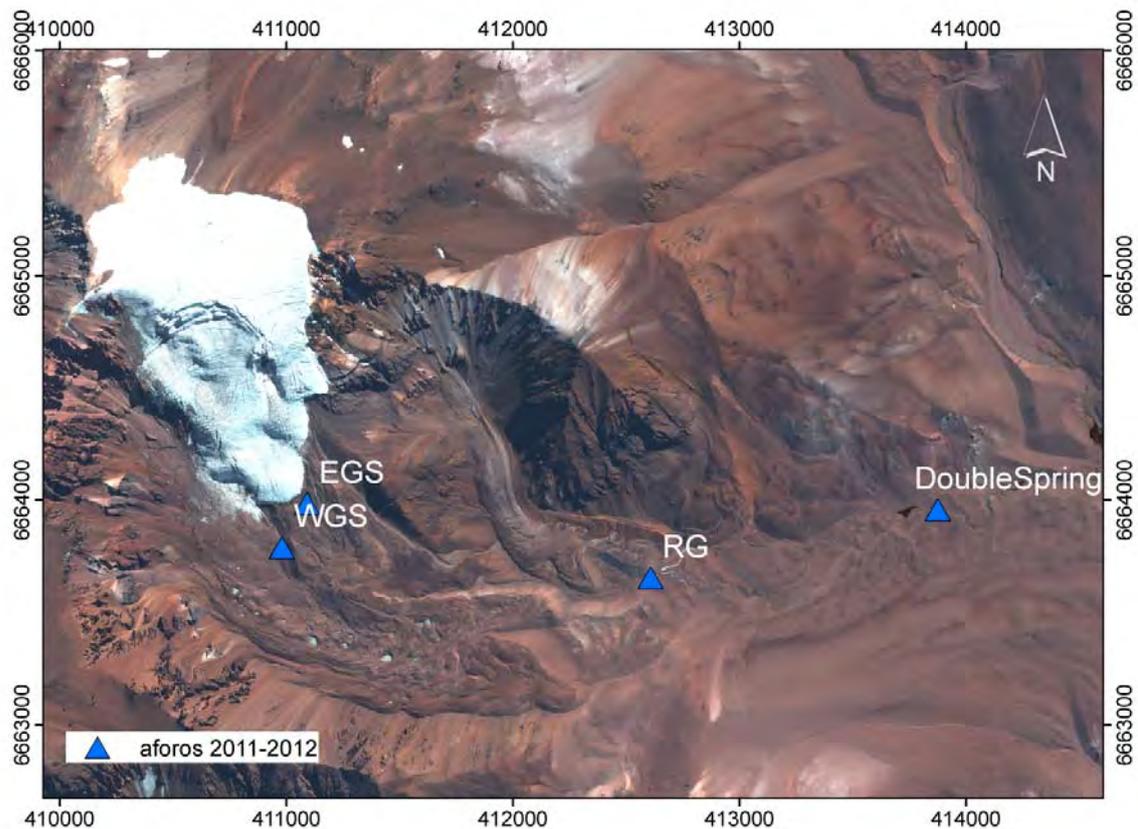


Figura 31. Ubicación de los puntos de monitoreo de flujo de agua en el glaciar Tapado.

4. RESULTADOS

4.1. BALANCE DE MASA DEL GLACIAR TAPADO

4.1.1. Balance de invierno año 2011

Los puntos de medición de espesor de nieve se presentan en la Tabla 8. El espesor de nieve medida varía desde los 0-0,30 metros en el sector este de la zona de acumulación del glaciar hasta cerca de 2 metros en la zona de ablación. Debido al complicado acceso a la parte media del glaciar (fuerte pendiente y caída de hielo) no se pudo medir espesor de nieve más arriba que el lugar donde se instaló el arco de ablación número 3 (ver **Figura 11**).

La densidad del manto de nieve se midió en dos calicatas, una en la zona de ablación y la otra en la zona de acumulación cerca de la cumbre del Cerro Tapado (**Figura 32**). Se ocupó el promedio de los dos valores de densidad ($0,50 \text{ g cm}^{-3}$) para convertir los espesores de nieve en equivalente de agua (Tabla 8). El manto de nieve en la cumbre ('calicata 1') es delgado (30 cm), frío (-8 a -10°C), y con una capa superficial muy compactada (densidad de $0,78 \text{ g cm}^{-3}$) por los vientos fuertes que afectan la zona de la cumbre (**Figura 33** a, c). El manto de nieve en la zona de ablación ('calicata 2'), es más profunda (1,65 m), con nieve más cálida (-3 a -1°C), y con presencia de algunos lentes de hielo, lo que demuestra que hubo algunos episodios de derretimiento en invierno (**Figura 32**). El perfil de densidad de la calicata 2 muestra una densidad constante ($0,45$ - $0,50 \text{ g cm}^{-3}$) con tres capas de hielo con densidad de $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ (**Figura 33**). En ambas calicatas el manto de nieve aún permanecía bajo los cero grados, aunque en la calicata 2 se encontró agua líquida en el contacto entre la superficie de hielo del glaciar y la nieve (**Figura 32**).

Tabla 8. Puntos de medición de espesor y densidad de nieve al fin del invierno 2011. Los puntos fueron medidos entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre de 2011.

Punto	Norte (m)	Este (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Desv.est (m)	Densidad promedio (g/cm ³)	Espesor agua (m.a.e.)
n1	6664178	410931	4764	1.19	0.77	no medido (0.50)	0.60
n2	6664199	410945	4785	1.27	0.76	no medido (0.50)	0.63
n3	6664219	410928	4779	0.58	0.51	no medido (0.50)	0.29
n4	6664242	410919	4802	0.98	0.62	no medido (0.50)	0.49
n5	6664286	410917	4811	1.66	0.65	no medido (0.50)	0.83
n6	6664279	410904	4829	1.77	0.58	no medido (0.50)	0.88
n7	6664162	410950	4775	0.93	0.58	no medido (0.50)	0.47
n8	6664135	410962	4769	1.01	0.85	no medido (0.50)	0.51
n9	6664113	410974	4766	0.93	0.45	no medido (0.50)	0.47
n10	6664075	410977	4749	0.95	0.46	no medido (0.50)	0.47
calicata 1	6665155	410267	5526	0.30		0.50	0.15
calicata 2	6664159	410971	4766	1.65		0.51	0.83
arco2	6665313	410524	5463	0.00		no medido (0.50)	0.00
arco3	6664382	410953	4926	1.94		no medido (0.50)	0.97

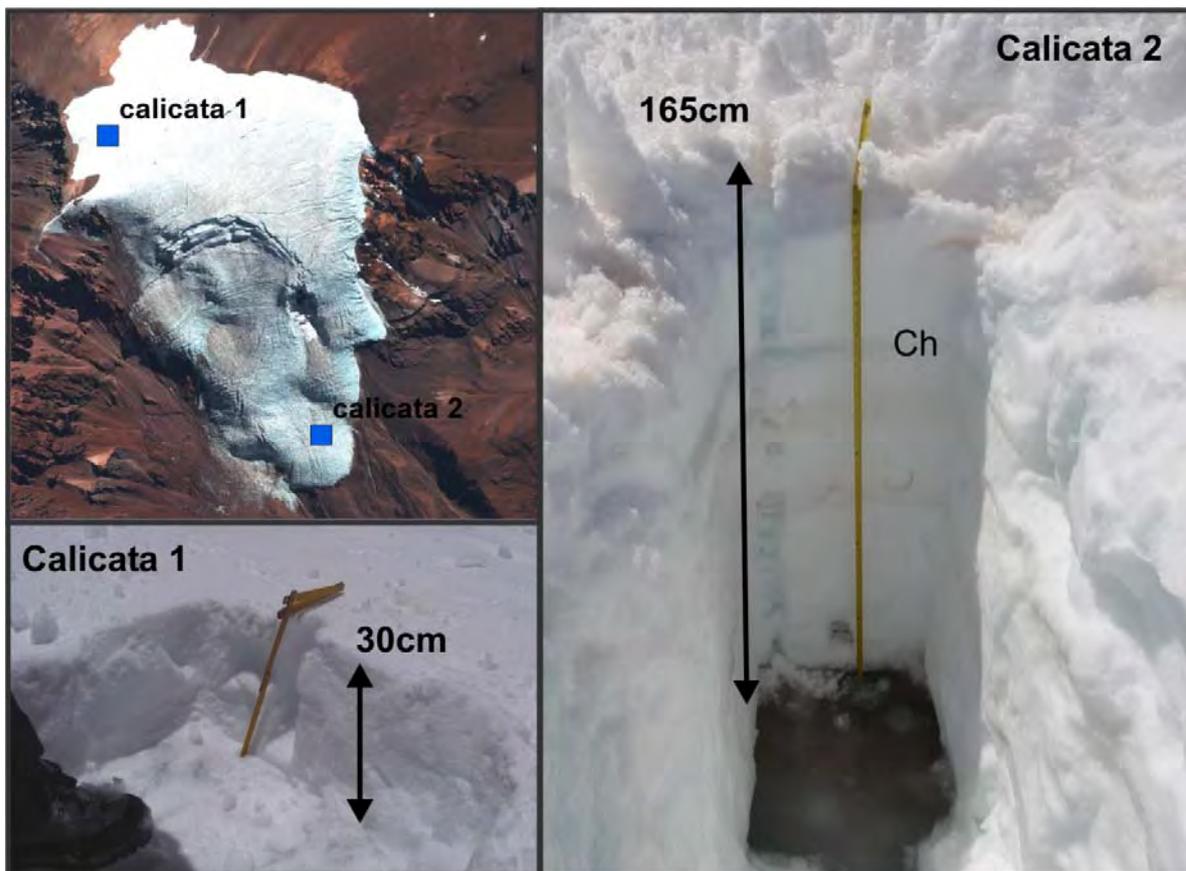


Figura 32. Fotos de las calicatas excavadas en la zona de la cumbre del Cerro tapado (Calicata 1) y en la zona de ablación (Calicata 2). Ch: capa de hielo.

La distribución de los distintos puntos de sondeo de nieve se ilustra en la **Figura 34**. Durante la subida hacia el sector de la cumbre se encontró un manto de nieve delgado y muy duro en su superficie, tal como se encontró en la calicata 1 excavada en la cumbre. Por eso no se pudo sondear el espesor de nieve fácilmente y solo se hicieron algunas observaciones, excavando la nieve con un piolet de montaña. A parte de las mediciones en los arcos de ablación se realizó un transecto de sondeos en la parte inferior del glaciar, promediando 9 sondeos dentro de un parche de 4x4 m.

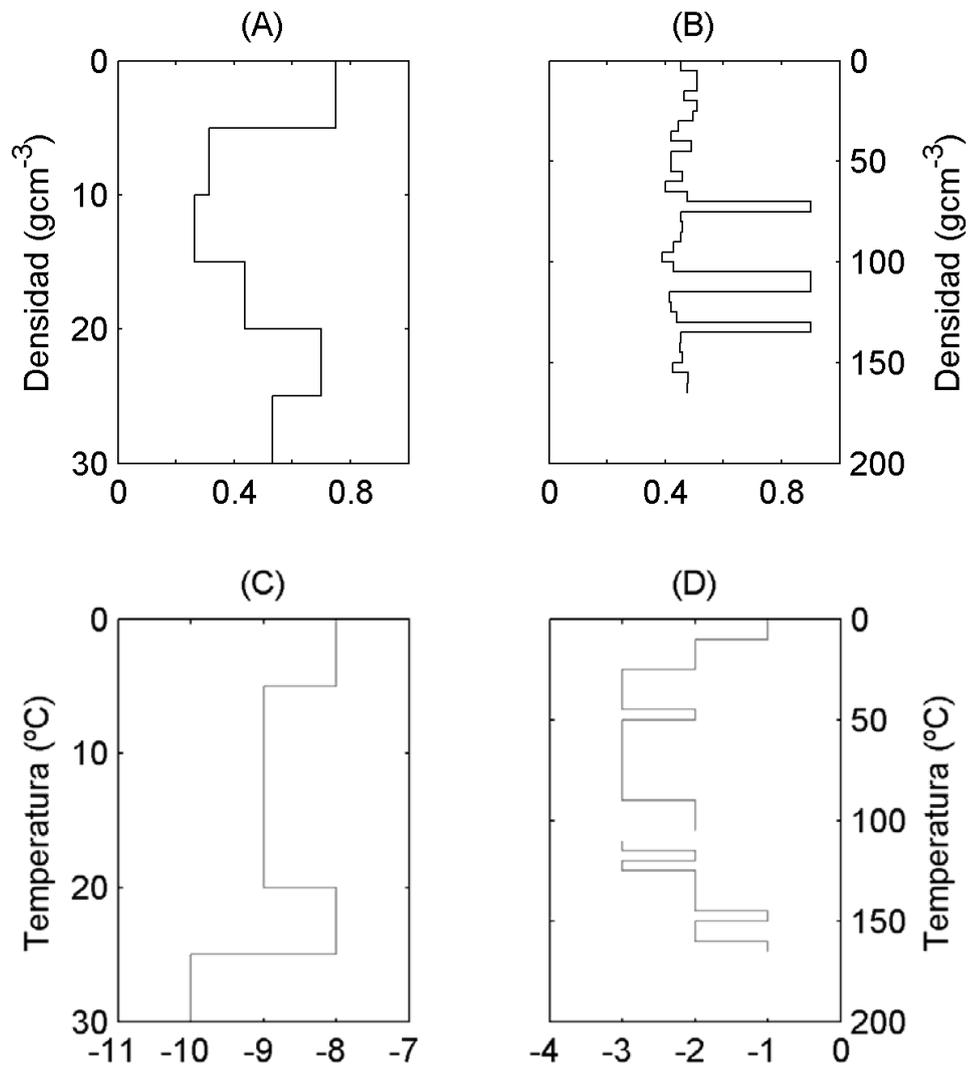


Figura 33. Perfiles de densidad y temperatura de nieve medidos en las calicatas. (A) Densidad, calicata 1 (cumbre); (B) densidad, calicata 2 (zona de ablación); (C) temperatura, calicata 1; (D) temperatura, calicata 2.

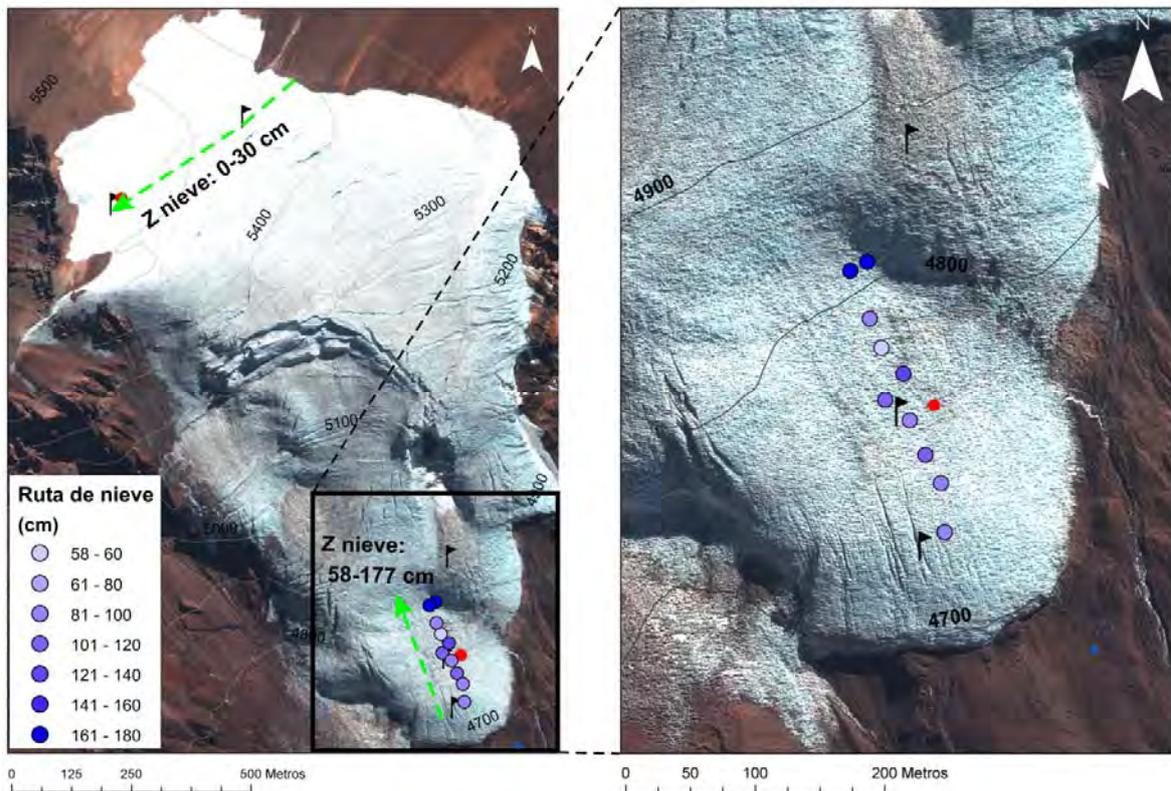


Figura 34. Mediciones de espesor de nieve realizadas entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre de 2011 en el glaciar Tapado. Izquierda: vista general del glaciar con ruta de nieve en zona de ablación (puntos azules). En la cumbre se encontró entre 0 y 30 cm de nieve desde el borde del glaciar hasta la cumbre del Cerro Tapado (flecha verde). Derecha: zoom sobre la ruta de nieve en la zona de ablación.

El espesor de nieve tiende a aumentar con la altitud (**Figura 34, Figura 35**). Sin embargo no se pudo medir acumulación de nieve en la parte media del glaciar por el complicado acceso. El delgado manto de nieve encontrado arriba significa que el viento tiende a erosionar el sector de la cumbre mientras que la parte baja queda más protegida del viento. Por lo tanto la acumulación debe aumentar con la altitud hasta una cierta cota después de la cual la erosión debe empezar a disminuir la acumulación de nieve. Se aproximó esta relación con una curva polinómica (**Figura 35**).

El balance de masa de invierno en la cumbre del glaciar (calicata 1: 0,15 m.a.e) es más bajo que los valores inferidos del el testigo de hielo extraído cerca de la cumbre (Ginot et al., 2006). Ellos reportaron una acumulación promedio de 0,539 m.a.e para el periodo 1962-1999, y un mínimo de 0,160 m.a.e y un máximo de 1,985 m.a.e. Entonces, el valor medido de 0,15 m.a.e se encuentra cerca del mínimo histórico registrado en el testigo de hielo. La fuerte variabilidad interanual en la acumulación de nieve puede explicarse en parte por la influencia del fenómeno El Niño, cuando el indexo es positivo la acumulación de nieve tiende a aumentar en el sector de la cumbre (Ginot et al., 2006). Sin embargo la relación no es perfecta y otros factores, como la variabilidad en la velocidad del viento, podrían también explicar la variabilidad en la acumulación de nieve. A modo de conclusión, hay que destacar que el la tasa de acumulación medida a fines de 2011 en el sector de la cumbre dl Cerro Tapado es la más baja registrada desde el año 1962 (testigo de hielo) y ilustra el efecto de la sequía que ha afectado la región en los últimos años.

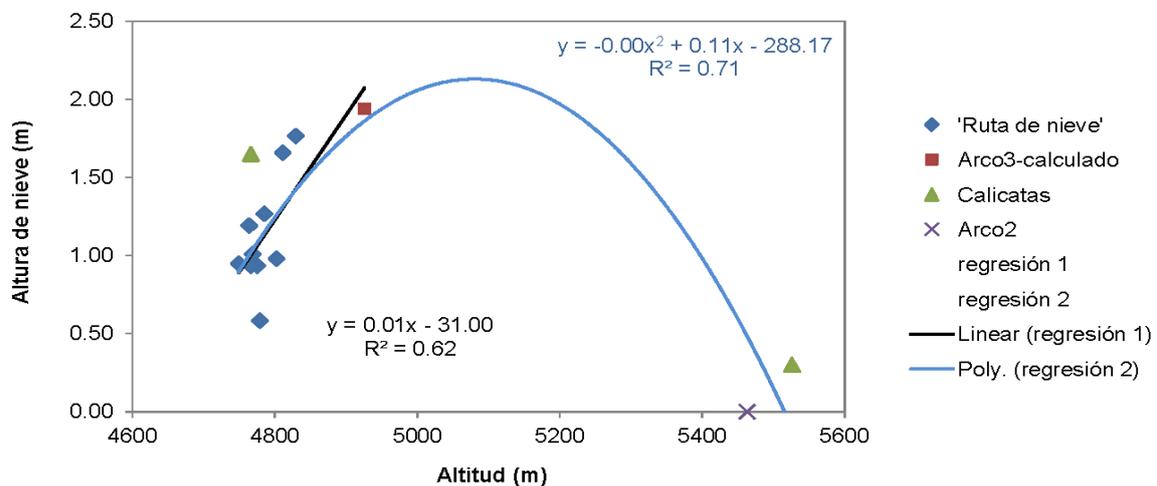


Figura 35. Altura de nieve promedio medida entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre 2011 por altitud, con regresión lineal en puntos de la ruta de nieve (línea y ecuación negra) y regresión polinómica con todos los puntos disponibles (línea y ecuación azul).

4.1.2. Ablación y balance de verano 2012

En la Tabla 9 se presenta la ubicación, condiciones topográficas y fechas de instalación de los cinco arcos de ablación instalado en el glaciar Tapado. Los arcos cubren la mayor parte del rango de elevación del glaciar, aunque la parte media del glaciar no pudo ser medida por el complicado acceso.

Tabla 9. Ubicación y condiciones topográficas de cada arco de ablación

Nombre	Fecha instalación	Este (m)	Norte (m)	Altitud (m)	Pendiente (°)	Exposición (°)
Arco1	01/12/2011	6665128	410249	5529	1	23
Arco2	01/12/2011	6665313	410524	5463	19	61
Arco3	17/01/2012	6664382	410953	4926	23	178
Arco4	02/12/2011	6664169	410945	4770	15	145
Arco5	15/12/2012	6664064	410963	4784	25	159

Los perfiles de emergencia (distancia entre la superficie y el tubo transversal del arco), medidos en distintas fechas a lo largo del verano, se presentan en la **Figura 36**. Se destaca primero el gradiente altitudinal en los cambios topográficos, con mayores cambios en la parte inferior del glaciar (arcos 4 y 5) y disminuyendo hacia la parte media (arco 3) y alta (arcos 1 y 2). Junto con esta disminución de la ablación con la altitud, se nota además una disminución de la rugosidad de la superficie hacia arriba. Efectivamente, en los lugares de los arcos 1 y 2 no se encontraron

penitentes. Sin embargo se observaron penitentes de pequeño tamaño (<30 cm) en la parte superior del glaciar, en camino hacia la cumbre (línea verde, **Figura 34**). En la parte inferior del glaciar (arcos 4 y 5) se encontraron penitentes de nieve a fines de noviembre, los cuales evolucionaron en penitentes de hielo, formada en parte por nieve saturada con hielo de recongelación. Se observó que debajo de la nieve de fin de invierno sobreviven los penitentes de hielo del verano pasado, con los espacios entre las crestas rellenos de nieve. Entonces a medida que ocurre ablación empieza a aparecer los penitentes de hielo debajo (**Figura 36**). En presencia de penitentes de grandes tamaño, como en los arcos 4 y 5 donde alcanzan los dos metros de altura a fines de verano, la variabilidad espacial en la ablación puede ser fuerte. Por lo tanto, se calculó a cada arco el balance de masa de verano (b_s) a partir del cambio topográfico (dZ) promedio entre cada fecha de medición (**Figura 37**) y del espesor promedio de nieve en el arco y un valor de densidad de $0,5 \text{ g cm}^{-3}$. Luego, ya que cada arco tiene su propia referencia topográfica (Z_0), se ajustó b_s a la misma referencia y se extrapolaron la ablación en los arcos 3 y 5, instalados luego en la temporada, hacia la misma fecha de inicio (1-diciembre-2011) (**Figura 38**), usando el primer valor de la tasa de ablación calculada (**Figura 39**).

Las tasas de ablación varían entre $0,15 \text{ cm.a.e día}^{-1}$ en la cumbre hasta cerca de $3,5 \text{ cm.a.e día}^{-1}$ en el arco 4, en la parte baja del glaciar. Se nota un aumento en la tasa de ablación en la segunda mitad de febrero en el arco 4, y un ligero aumento en los arcos 1 y 2 después del inicio de febrero (**Figura 39**).

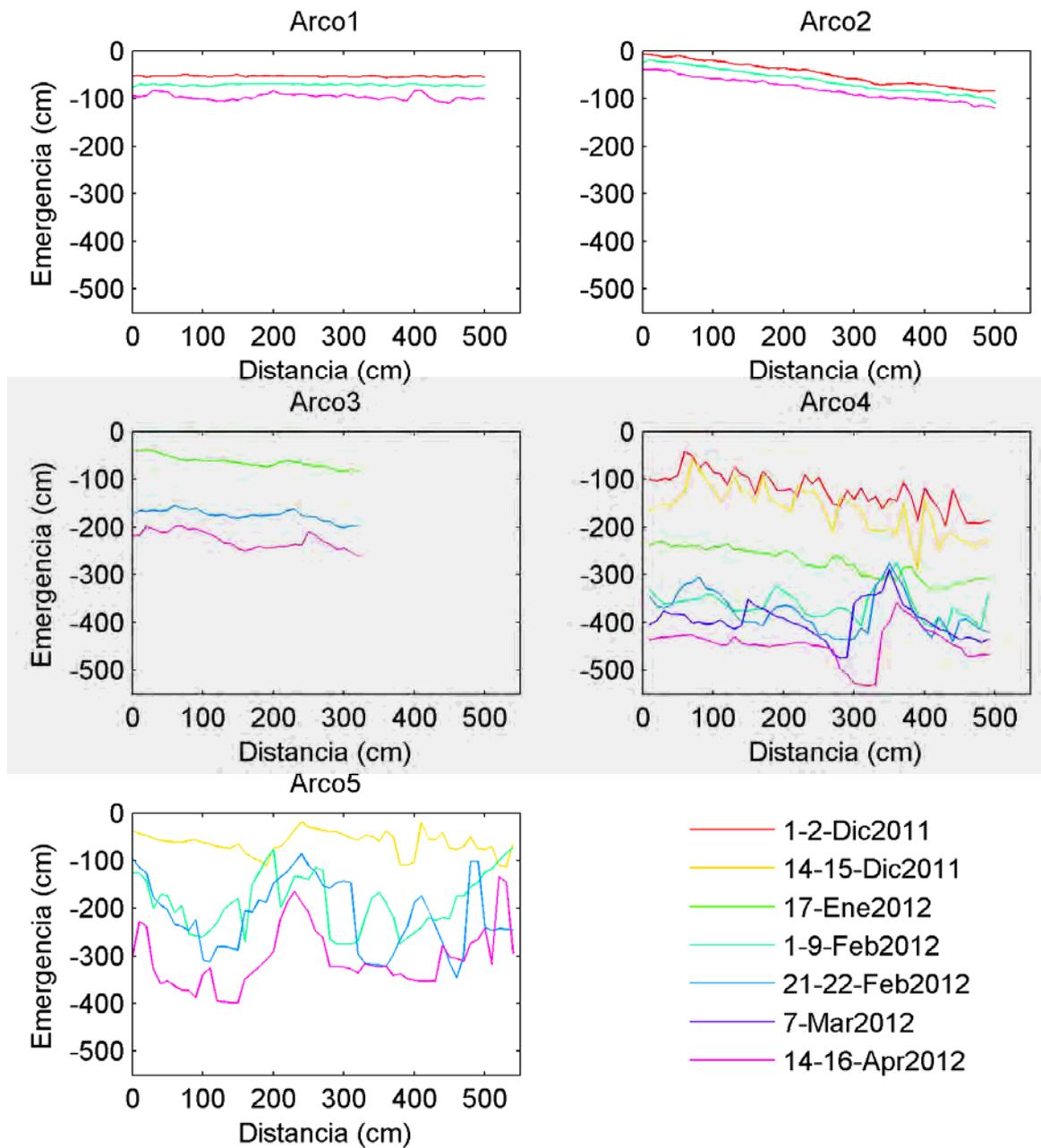


Figura 36. Cambios topográficos medidos en los arcos de ablación en el glaciar Tapado entre el 2 de diciembre 2011 y el 16 de abril de 2012.

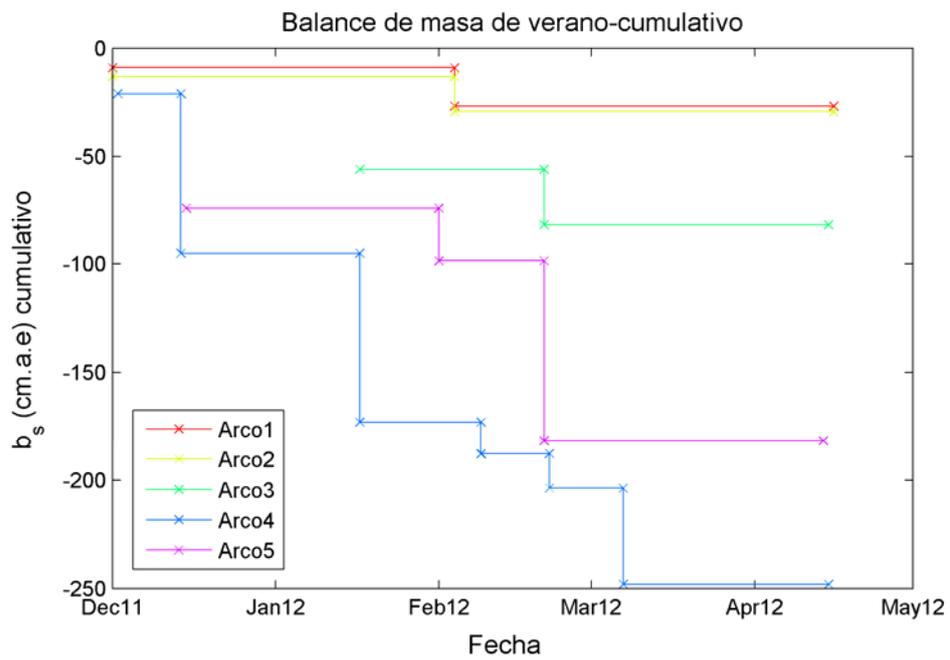


Figura 37. Cambios de elevación en m.a.e medidos en los arcos.

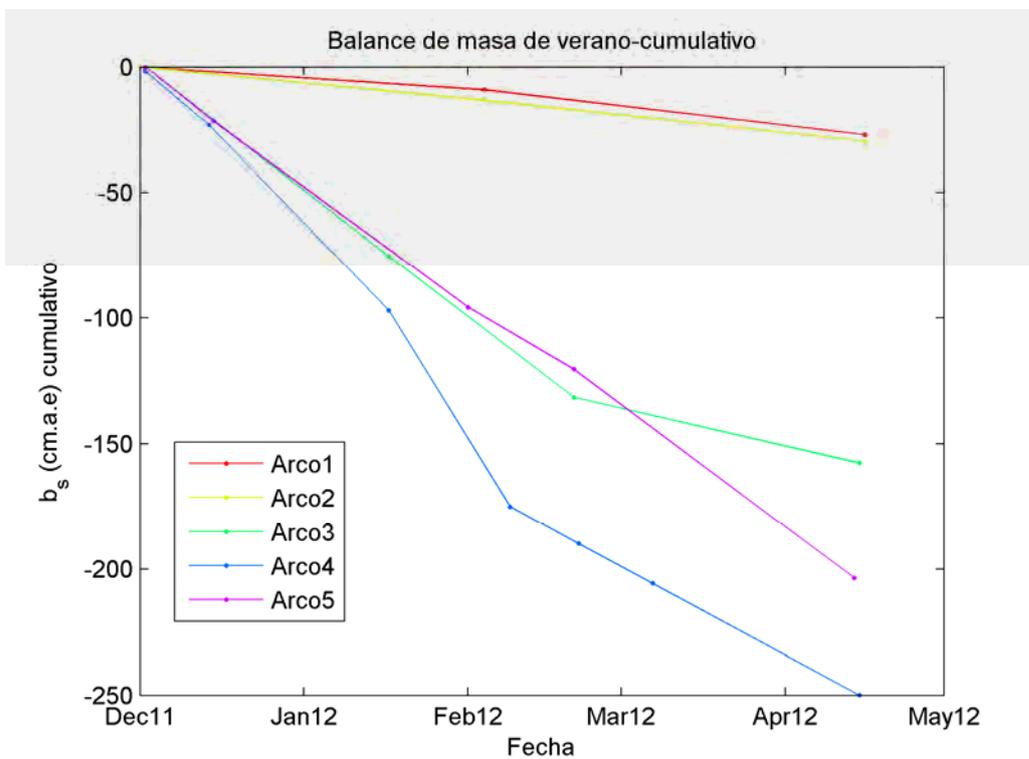


Figura 38. Balance de masa de verano (bs) a cada arco.

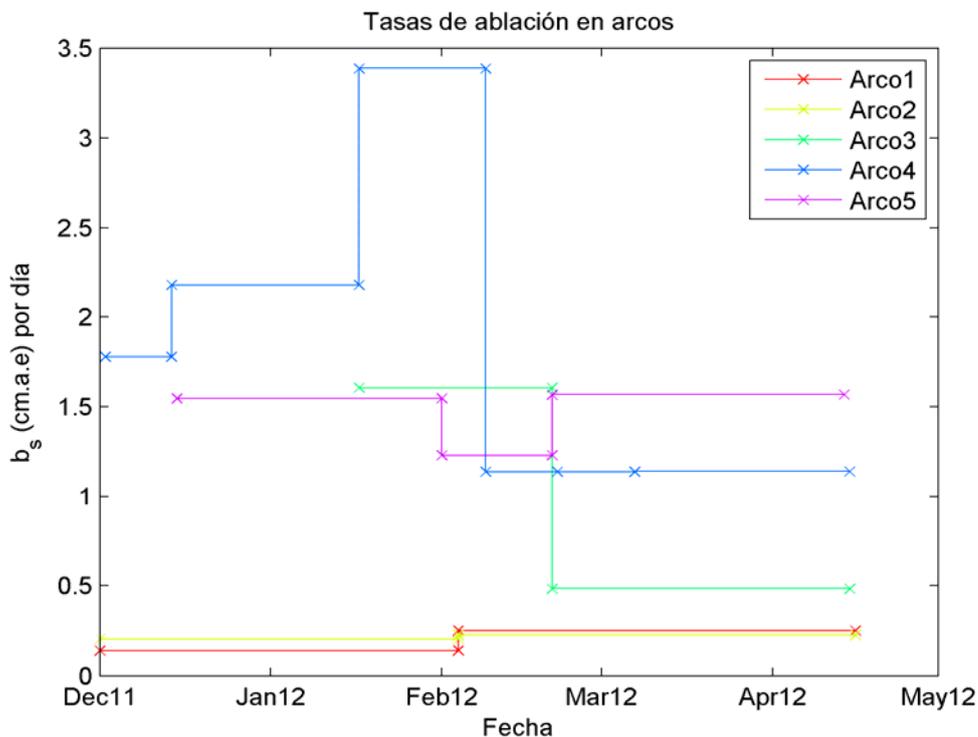


Figura 39. Tasas de ablación (cm.a.e. día^{-1}) en cada arco.

4.1.3. Balance de masa neto

Los resultados del balance de masa a cada arco se presentan en la Tabla 10. El balance neto es negativo en los cinco lugares de medición, lo que sugiere que al fin del año hidrológico 2011-12 el glaciar había perdido masa en todas sus partes, revelando un fuerte desequilibrio con el clima. Las tasas de acumulación bajas parecen ser la mayor causa del balance negativo.

Tabla 10. Balance de masa 2011-2012 (m.a.e)

<i>Arco</i>	b_w	b_s	b_a
1	0,15	-0,27	-0,12
2	0,00	-0,29	-0,29
3	0,97	-1,66	-0,69
4	0,53	-2,50	-1,97
5	0,48	-2,07	-1,59

Para calcular el balance de masa en toda la superficie del glaciar se necesita inter/extrapolar el balance de masa puntual al resto del glaciar (balance distribuido). Se buscó relaciones estadísticas entre los valores puntuales de balance de masa y distintas variables topográficas y topo-climáticas conocidas por controlar las variaciones espaciales del balance de masa: (i) la altitud, (ii) el pendiente, (iii) el aspecto del pendiente, (iv) la radiación solar incidente potencial en verano ('RAD'). La radiación solar incidente se calculó usando el *Solar Radiation Tool* en el software *ArcGIS*. Se calculó la radiación solar cada hora del día, una vez la semana entre el 1 de enero 2012 y el 29 de febrero 2012. Se empleó una fracción de radiación difusa de 0,1 y un coeficiente de transmisión de 0,8 para representar a la atmosfera seca y despejada que se encuentra en verano en el área. En la **Figura 40** se presentan gráficos del balance de masa medido versus los parámetros topográficos y topo-climáticos en la Tabla 11 los coeficientes de correlación. Se destaca una relación positiva entre el aspecto y la acumulación y una relación negativa con la radiación solar: superficies orientadas más hacia el suroeste tendrían a acumular más nieve. La ablación (b_s) muestra una relación positiva con la altitud y

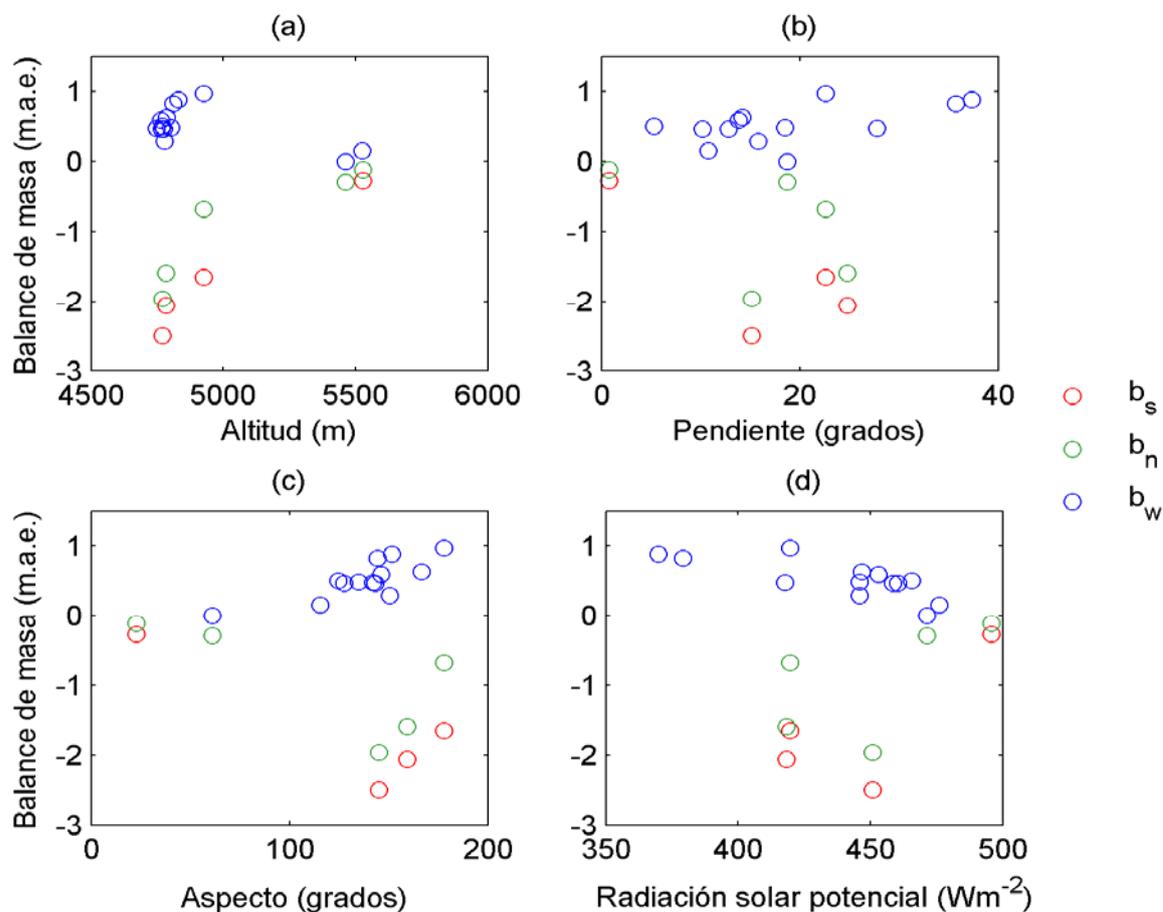


Figura 40. Relación entre balance de masa y topografía (a) altitud; (b) pendiente; (c) aspecto; (d) Radiación solar potencial (promedio diario)

relaciones poca claras con los otros factores. Con el fin de buscar a la mejor relación estadística que podría servir para la inter/extrapolación del balance de masa, se aplicó una regresión lineal múltiple '*stepwise*', es decir que se prueba la inclusión o exclusión de cada variable en el modelo de regresión para ver si tiene una influencia significativa sobre las predicciones. Los resultados de la regresión múltiple *stepwise* para el balance invierno (b_w) se presentan en la Tabla 11 y los del balance de verano (b_s) en la Tabla 13. Para b_w el mejor modelo combina el pendiente,

Tabla 11. Coeficiente de correlación entre balance de masa y variables topográficas. b_w = balance de invierno; b_s = balance de verano; b_n = balance neto; COS = coseno; SIN = seno; RAD = Radiación solar potencial (promedio diario). Valores en negrita (itálica) son estadísticamente significativos con un nivel de confianza de 5%(10%).n=numero de observaciones.

Balance de masa			COS(aspecto)		SIN(aspecto)
	Altitud	Pendiente	Exposición al Norte	Exposición al Este	RAD
B_w (n=13)	-0,61	0,53	-0,75	-0,72	-0,76
B_s (n=5)	0,99	-0,54	0,92	0,35	0,75
B_n (n=5)	0,90	-0,45	0,78	0,06	-0,70

Tabla 12. Estadísticas de regresión para el balance de invierno (b_w). F = valor F del test de ANOVA; p = probabilidad de significación; t = valor t de la distribución de Student; r^2 : coeficiente de determinación; r^2_{adj} : coeficiente de determinación ajustado para múltiple variables independientes; rmse: error cuadrático medio; E.S. = error estándar;

F	p	r^2	r^2_{adj}	rmse
19.29	0,0003	0,865	0,821	0,116
Terminó	Coeficiente	E.S.	t	P
Intercepto	6,92	1,53	4,47	0,0016
Pendiente	-0,03	0,01	-2,80	0,0208
SIN_A	-0,34	0,17	-2,05	0,0709
RAD	-0,01	0,00	-4,00	0,0031

Tabla 13. Estadísticas de regresión para el balance de verano (b_s).

F	p	r^2	r^2_{adj}	rmse
1134,4	0,0009	0,9991	0,9982	0,043
Terminó	Coeficiente	E.S.	t	p
Intercepto	-14,563	0,305	-47,751	0,0004
Altitud	0,003	0,000	31,479	0,0010
RAD	-0,010	0,001	-8,055	0,0151

el seno del aspecto (grado de exposición al este) y la radiación solar potencial (RAD). El modelo explica 82,1% de la variabilidad en las observaciones y tiene una precisión en las predicciones de 0,116 m.a.e (valor del error cuadrático medio, *rmse*). El modelo indica que pendientes más leves, orientados más hacia el oeste (o menos hacia el este) y con menos radiación solar incidente tienen a acumular más nieve. A comparación, el mejor modelo para la ablación (b_s) combina la altitud y la radiación solar, los cuales junto explican 99% de la variabilidad en las observaciones y tiene una precisión de 0,043 m.a.e.. El modelo indica que la ablación disminuye con la altitud y aumenta con mayor radiación solar, en acuerdo con la teoría. En la **Figura 41** se presenta la distribución de las variables topográficas y topo-climáticas. Se ve que los puntos de observaciones cubren buena parte, pero no todo el rango de valores en el glaciar.

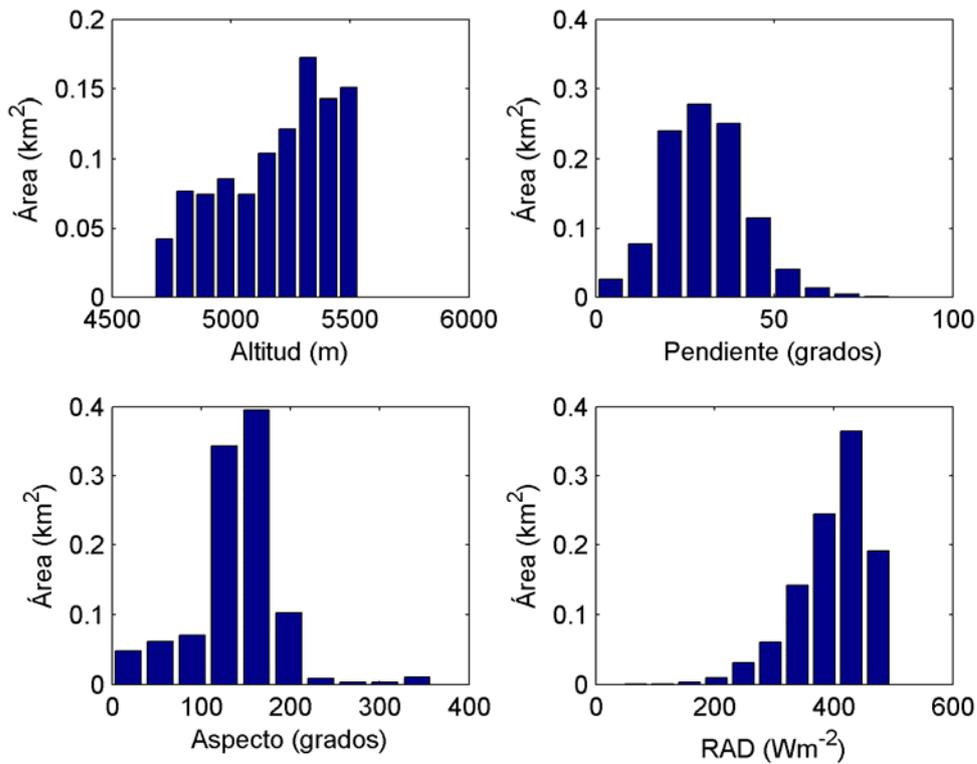


Figura 41. Distribución de altitud, pendiente, aspecto y radiación solar potencial en el glaciar Tapado.

Usando los modelos de regresión múltiple desarrollados a partir de las observaciones, se inter/extrapoló el balance de masa a toda la superficie. Se eligió de no modelar pendientes de más de 40 grados ya que se es muy probable que la relación con el pendiente no sea lineal sobre todo el rango de pendientes (pendientes muy fuertes no pueden acumular nieve). Esto deja un 11% de la superficie del glaciar fuera del cálculo del balance distribuido. Los resultados (**Figura 42**) muestran una distribución del balance de masa de invierno muy sesgada hacia la izquierda (muchos valores bajas y pocos valores altos), mientras la situación es inversa para la ablación. El balance neto, calculado como $b_w + b_s$, muestra una

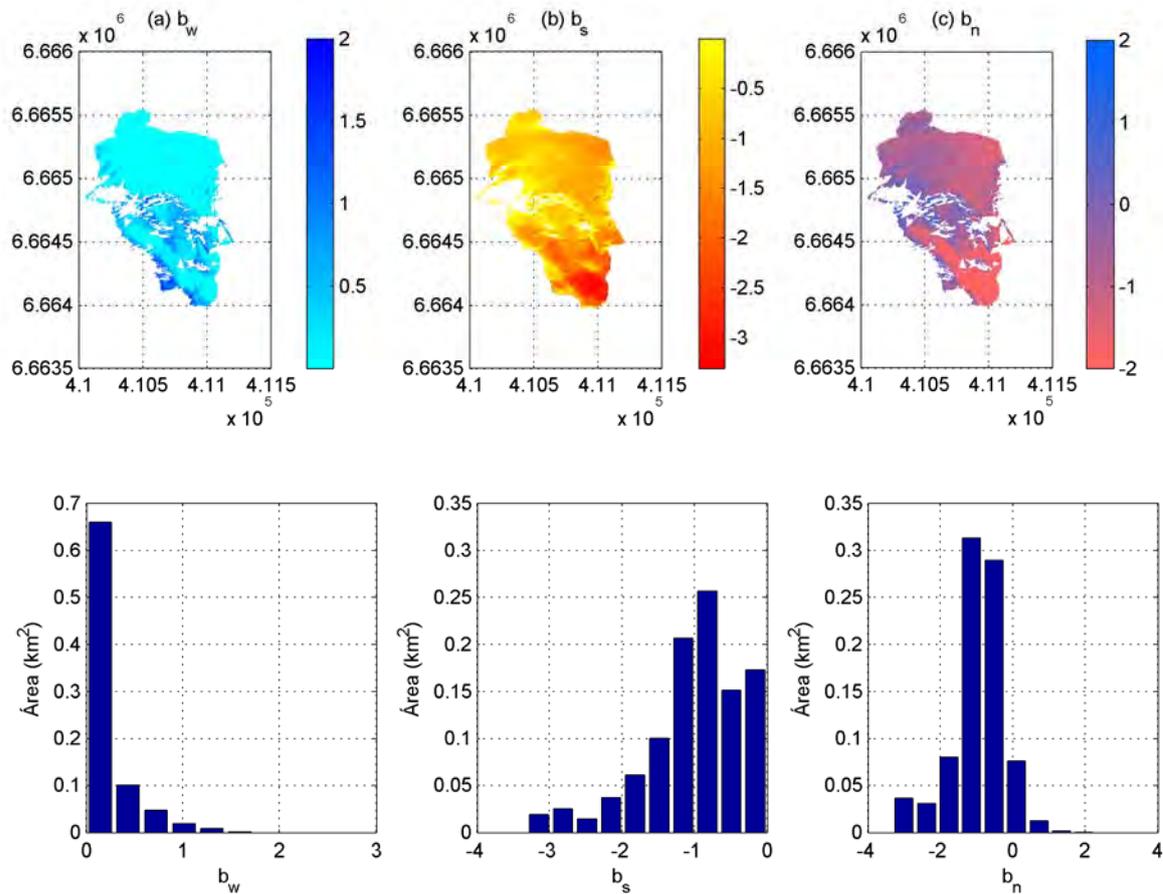


Figura 42. Balance de masa distribuido: (a) b_w ; (b) b_s ; (c) b_n . Las áreas en blanco dentro del límite del glaciar son áreas con pendiente de más de 40 grados donde no se extrapoló el balance de masa. Así se excluyó 11% de la superficie del glaciar en el cálculo del balance distribuido.

distribución más normal. El balance de masa específico (promedio de la superficie modelada) se presenta en la Tabla 14. Para el año hidrológico 2011-12, se acumuló en promedio 0,157 m.a.e y se perdió un promedio de 1,138 m.a.e, dando un balance neto de -0,981 m.a.e. El volumen de agua correspondiente a la superficie actual del glaciar ($1,26 \text{ km}^2$) indica

que el glaciar podría haber descargado hasta 1,2 millones de metros cúbicos de agua. Una mayor estimación tomando en cuenta la sublimación se da en la sección 4.3 (Balance de energía).

Tabla 14. Resultados del balance de masa distribuido, glaciar Tapado, año hidrológico 2011-2012.

Balance de masa	invierno (w)	verano (s)	neto (n)
balance especifico (m.a.e.)	0,157	-1,138	-0,981
volumen (m ³)	163,670	-1,189,067	-1,025,292

4.2. BALANCE DE MASA GEODESICO DEL GLACIAR TAPADO

4.2.1. Análisis de los errores de medición con TLS

El error de alineamiento de los 18 escaneos realizados en una sola nube de puntos georeferenciada varía entre 0.06 a 0.15 m (Tabla 14), que resulta en un error promedio de 9,5 cm. Este error es mayor que el error asociado con la interpolación de la maya irregular de triángulos a un grid rectangular de un metro, que tiene valor de desviación estándar de 0.071 m (Tabla 16, **Figura 44**). El error del modelo digital de terreno (MDT Lidar terrestre) no muestra variabilidad espacial grande (**Figura 45**), con las zonas de error negativo en las partes laterales, con pendiente fuerte o presencia de los penitentes y las zonas de error positivo en las zonas centrales del glaciar con superficie suave que acumulan la capa de nieve.

El MDT realizado por mediciones lidar fue comparado con un MDT elaborado a partir de un par estereográfico de imágenes satelitales Geoeye del 12 de abril de 2012 y que precisión vertical de ± 0.79 m (1 sigma) (**Figura 46**). Aunque la cobertura espacial del MDT-Lidar es menor que la del MDT-satelital, su precisión vertical, en teoría, es mayor. El balance geodésico del glaciar se calculó restando el MDT de abril de 2012 a lo de abril de 2010 (**Figura 47**). En las áreas cubiertas por el lidar terrestre, se nota un hundimiento general de la superficie (colores amarillas a rojas), y algunos lugares con una emergencia de la subida. Es importante destacar que el balance geodésico es distinto al balance de masa superficial en lo que el primero refleja ambos cambios dinámicos del glaciar (movimientos en tres dimensiones) y el balance de masa superficial, mientras que el balance de masa glaciológica solo refleja cambios de masa en la superficie. Zonas con $dZ > 0$ podrían reflejar zonas de flujo con un fuerte componente de emergencia. Las zonas con mayores cambios topográficos negativos ocurren en el margen del glaciar y en las zonas arriba con fuerte

pendientes (caídas de hielo). En partes bajas del glaciar se encuentra presencia de penitentes grandes, con altura hasta más que 7 metros (**Figura 45**). Existe un pendiente grande en la zona frontal, que significa que cambios menores de la posición del frente resultan en diferencias grandes de la altura de la superficie. Así mismo estos cambios podrían reflejar zonas de extensión en el flujo del glaciar, acentuando el hundimiento de la superficie. Sin embargo, ya que el flujo glacial tiende a compensarse entre zonas de extensión y compresión, la integración espacial del balance geodésico es igual en teoría al balance de masa específico del glaciar, asumiendo que no hay cambios en la densidad. La distribución de los cambios topográficos (**Figura 48**) muestra la fuerte variabilidad espacial en dZ . El cambio promedio para los dos años hidrológicos, 2010-11 y 2011-12, es de -4,88 m. Considerando que se perdió hielo con una densidad de $0,9 \text{ g cm}^{-3}$, se totaliza una pérdida de -4,39 m.a.e. o -2,19 m.a.e / año. Este valor puede compararse al balance de masa neto calculado para el año 2011-2012 para todo el glaciar (-0,98 m.a.e, Tabla 14). Considerando solo el aérea cubierto por el lidar el balance de masa específico calculado correspondiente es de -1,06 m.a.e.

Entonces existe una discrepancia del orden de 1.14 m.a.e entre los dos métodos. Esto puede ocurrir por (i) el hecho que el balance geodésico fue medido sobre dos años hidrológicos; (ii) los errores asociados a cada método; (iii) el hecho que el balance geodésico no cubre todo el glaciar, y por esto aún puede reflejar procesos dinámicos, como la preponderancia de cambios topográficos negativos por movimientos de extensión, especialmente en las caídas de hielo en la parte media del glaciar; (iv) el hecho de que el MDT de 2010, realizado por estereofotogrametría, es probable menos preciso en delinear rasgos abruptos en la superficie con grietas, entonces la superficie del MDT puede ser mas suavizada que el

MDT derivado del TLS. El punto (iii) también está soportado por las mediciones de movimiento puntual en el glaciar (ver sección 4.3) que demuestran un hundimiento en la zona de ablación del orden de 1-2 m durante el verano. Por lo tanto, aunque el glaciar es poco dinámico, el balance geodésico incluye un componente dinámico que no es despreciable.

Tabla 15. Errores del alineamiento de los escaneos

numero del escaneo	nombre del escaneo	Desv.Est. [m]
1	151	0,1435
2	172	0,1206
3	176_1	0,1358
4	176_2	0,1271
5	176_3	0,0942
6	125_1	0,0893
7	125_2	0,0842
8	125_3	0,0749
9	125_4	0,0597
10	107_1	0,0944
11	107_2	0,0749
12	119	0,0840
13	120	0,0878
14	122	0,1522
15	123	0,0803
16	134	0,0830
17	139	0,1228
18	121	0,0690
promedio:		0,095

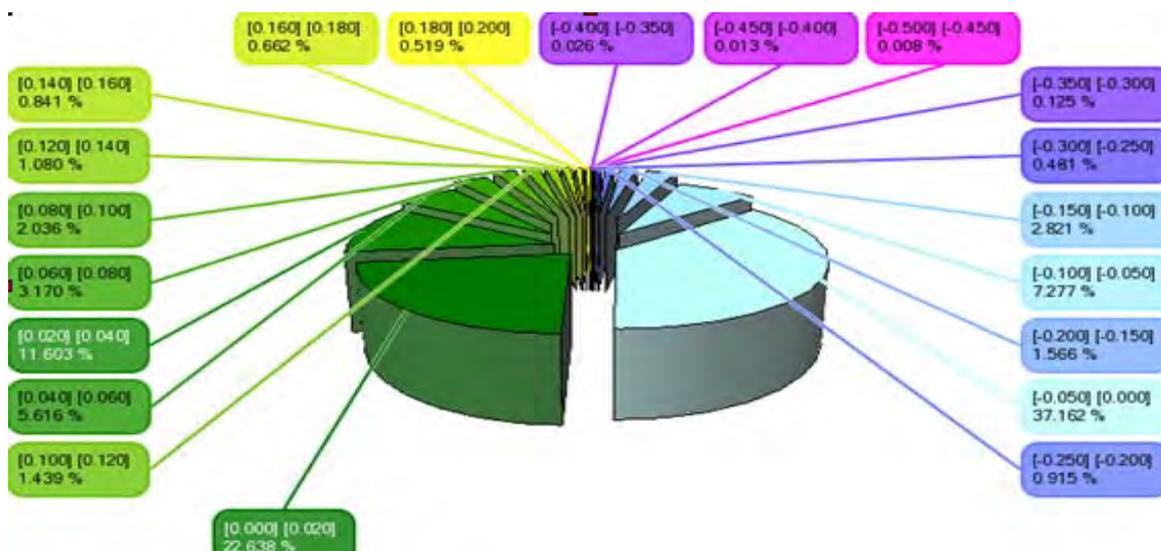


Figura 43. Errores de interpolación del modelo digital de terreno – porcentajes de número de pixeles según la desviación en metros

Tabla 16. Errores de interpolación del modelo digital de terreno. Desv. Est. = desviación estándar.

Número de puntos total	9969068
promedio	-0,000004 m
Desv.Est.	0,071 m
error RMS	0,071 m
Número de puntos en +/- 1Desv. Est.	8154282 (81,796%)
Número de puntos en +/- 2Desv. Est.	9289078 (93,179%)
Número de puntos en +/- 3Desv. Est.	9289078 (97,542%)
Número de puntos en +/- 4Desv. Est.	9911515 (99,423%)
Número de puntos en +/- 5Desv. Est.	9956508 (99,874%)
Número de puntos en +/- 6Desv. Est.	9962054 (99,930%)

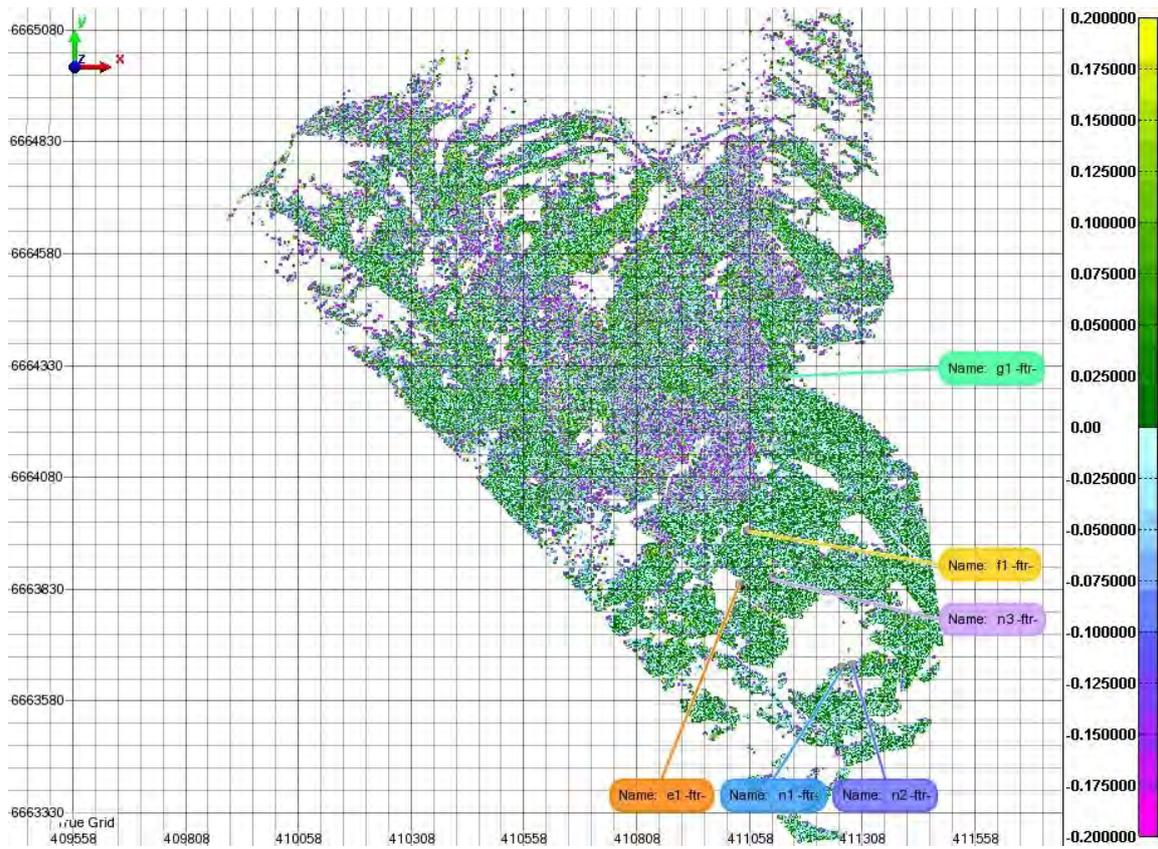


Figura 44. Errores del modelo digital del terreno y posiciones de los puntos de referencia (UTM19S, WGS84, EGM96).

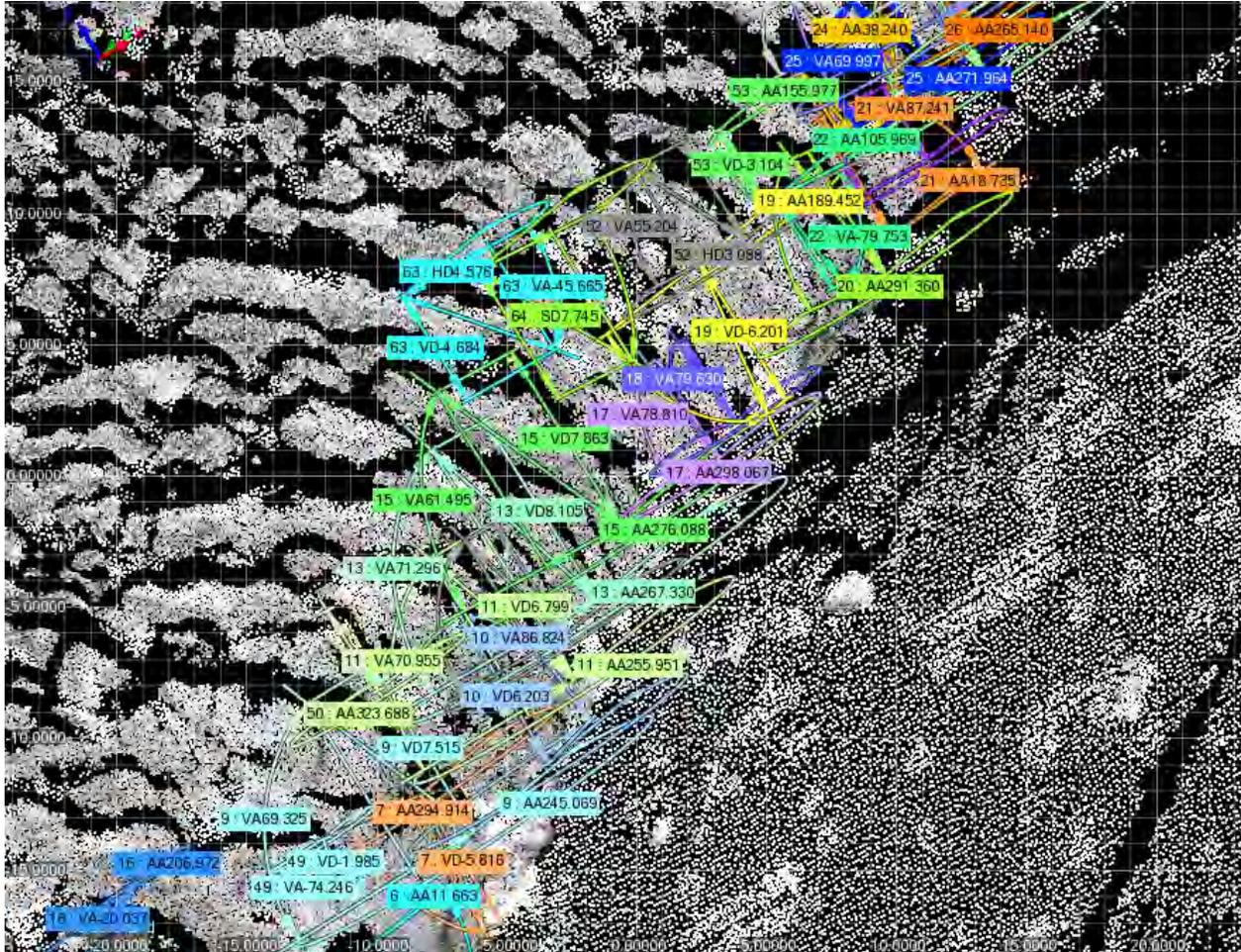


Figura 45. Altura (VD) y orientación (VA, AA) de los penitentes en la zona lateral del glaciar Tapado. La altura (VD, en metros), inclinación vertical (VA, grados) y azimuth (AA, grados) de los penitentes en la zona lateral del glaciar Tapado. Todos los valores fueron medidos desde la base del penitente hasta su punto más alto. Los valores para los penitentes distintos son marcados con diferentes colores.

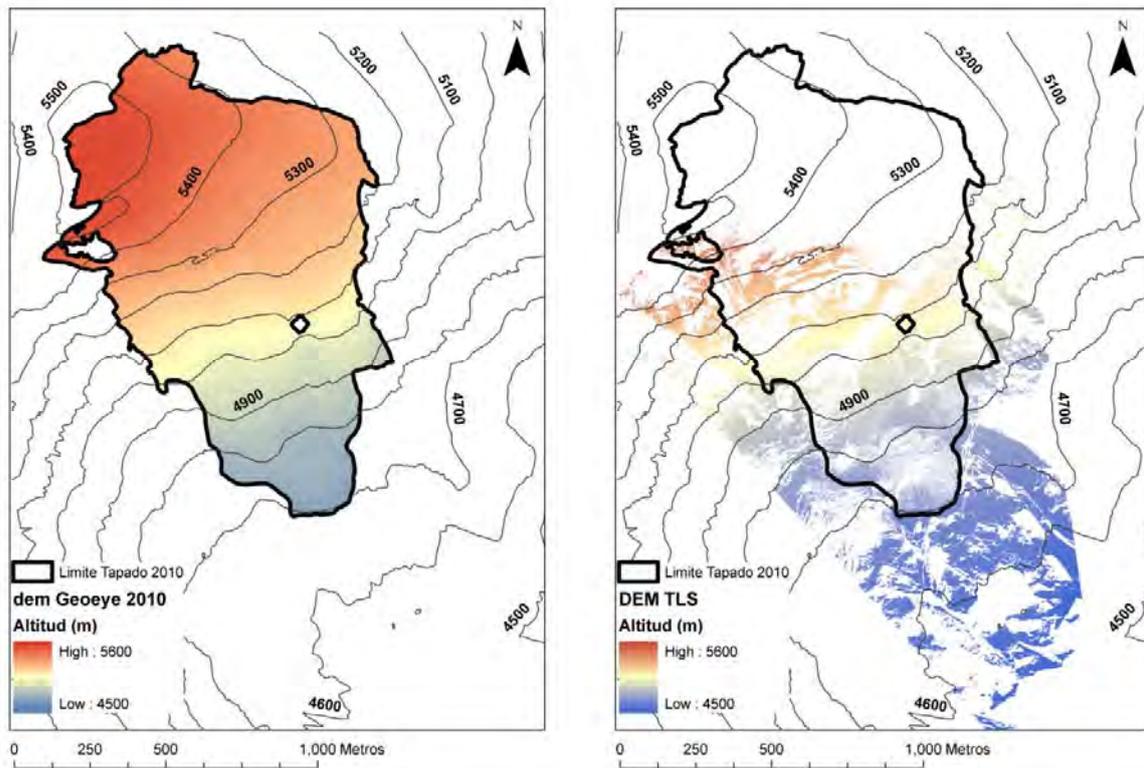


Figura 46. Derecha: MDT construido a partir de un par estereográfico de imágenes satelitales Geoeye (12 de abril 2010); Izquierda: MDT realizado en abril de 2012 por mediciones de Lidar terrestre (TLS).

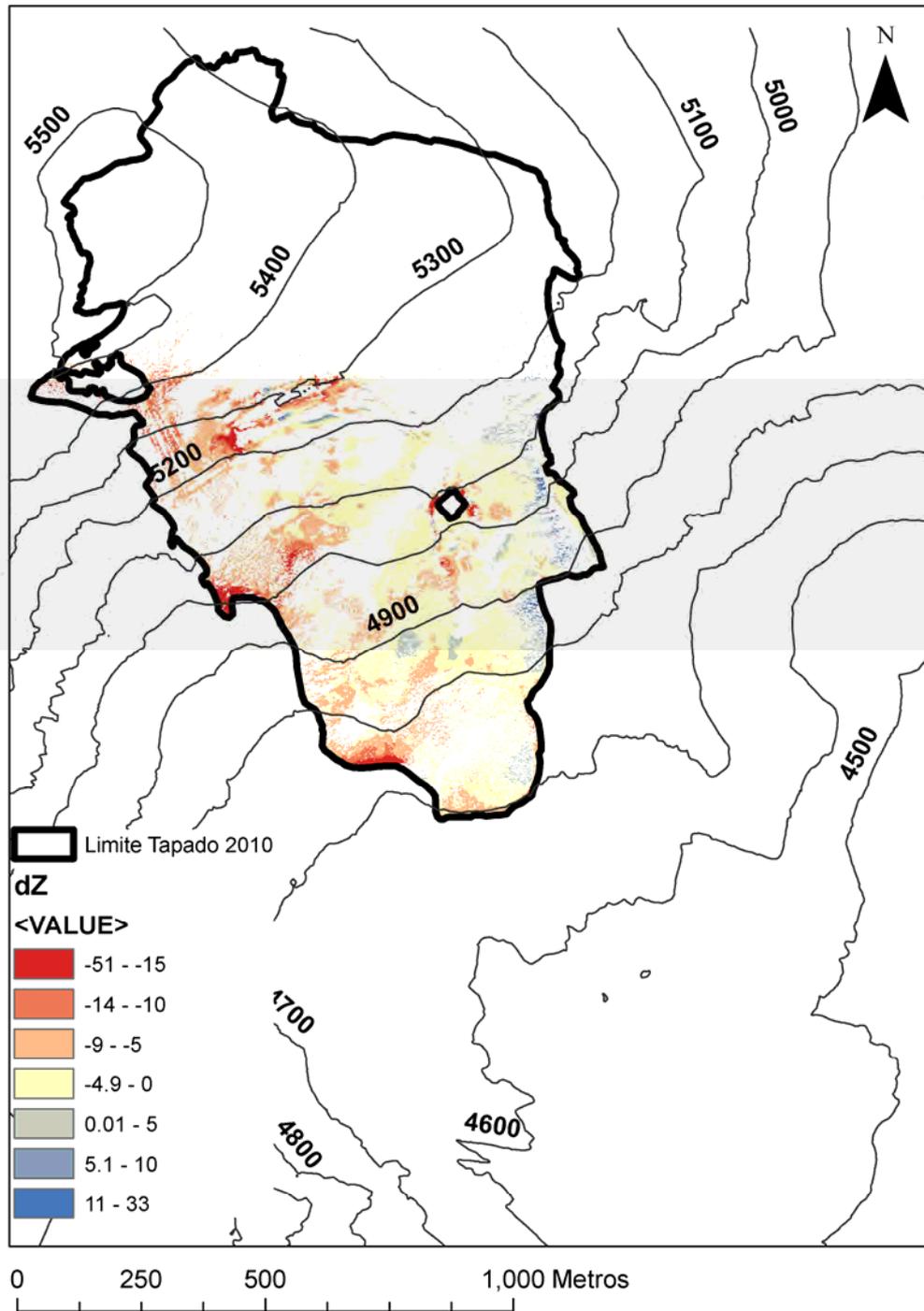


Figura 47. Cambios topográficos entre el 12 de abril 2010 (MDT Geoeye) y el 12-16 de abril de 2012 (MDT Lidar terrestre).

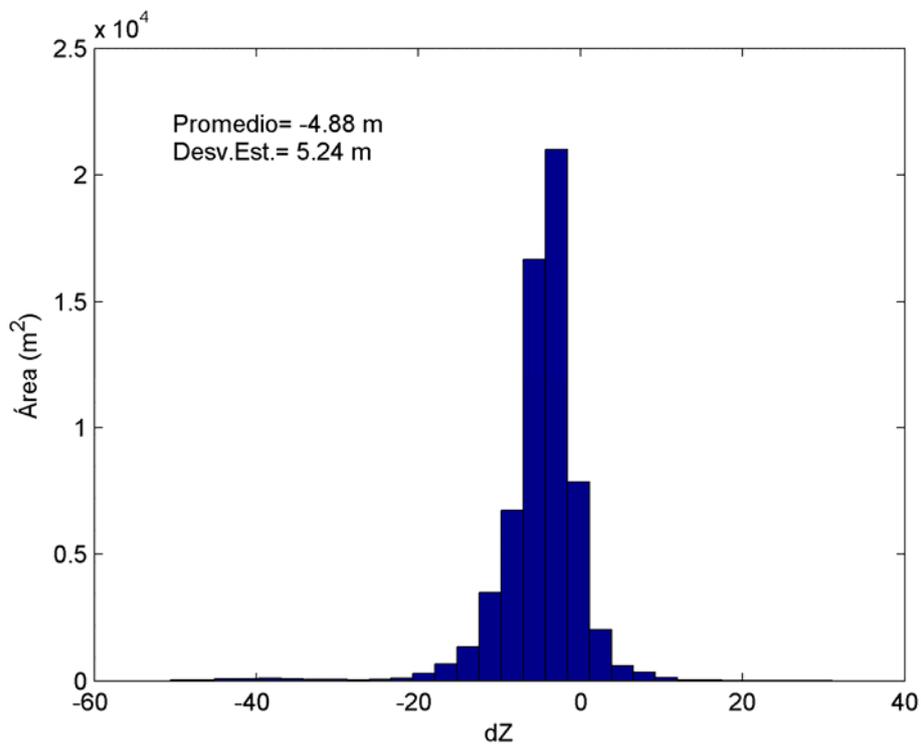


Figura 48. Histograma del balance geodésico 2010-2012. Considerando que se perdió solo hielo (densidad = 0.9 g cm^{-3}), el balance geodésico para la parte cubierta por el levantamiento Lidar es de -2.19 m.a.e./año .

4.3. METEOROLOGIA Y BALANCE DE ENERGÍA DEL GLACIAR TAPADO

4.3.1. Mediciones meteorológicas

Zona de ablación (EM2)

Las condiciones meteorológicas horarias promedio registradas en la EM2 se muestran en la **Figura 49**, **Figura 50** y **Figura 51**. Las condiciones generales son influidas por el ciclo de recepción de radiación de onda corta. La radiación de onda corta incidente siguió un patrón anual con divergencias, debido a la presencia de nubes (**Figura 49**). La incidencia de las nubes fue episódica y ocurrió durante eventos convectivos en el verano (Kull *et al.*, 2002; MacDonell *et al.*, 2012). Los eventos convectivos generalmente causaron precipitación nival, lo que a su vez ocasionó una subida del albedo (**Figura 49**). El albedo tuvo un rango diario de aproximadamente 0.25, lo que ocurre por el cambio en el ángulo del sol sobre la superficie. Valores diarios promedio de 0.3 ocurrieron durante diciembre y enero, y de 0.2 durante marzo y abril (para más detalles ver la sección 4.5 sobre el monitoreo del albedo). La radiación de onda larga medida a EM3 tuvo un promedio de 223 W m^{-2} , y una mediana de 216 W m^{-2} (**Figura 49**). Las mediciones altas correspondieron a eventos nublados.

La temperatura promedio fue -0.5°C y fluctuó entre -10 y 8°C (**Figura 50**). En el periodo de estudio, no se observó una señal fuerte de un ciclo estacional. La humedad relativa tuvo un promedio de 40% y fluctuó mucho dentro del periodo (desviación estándar de 19%), probablemente causado por nubes y eventos de precipitaciones. La velocidad de viento tuvo un promedio de $3 \pm 1 \text{ m s}^{-1}$ con algunos periodos con vientos fuertes sobre 8 m s^{-1} (**Figura 50**). La presión del aire promedio fue $580 \pm 2 \text{ hPa}$, lo cual significa que las fluctuaciones de presión fueron mínimos.

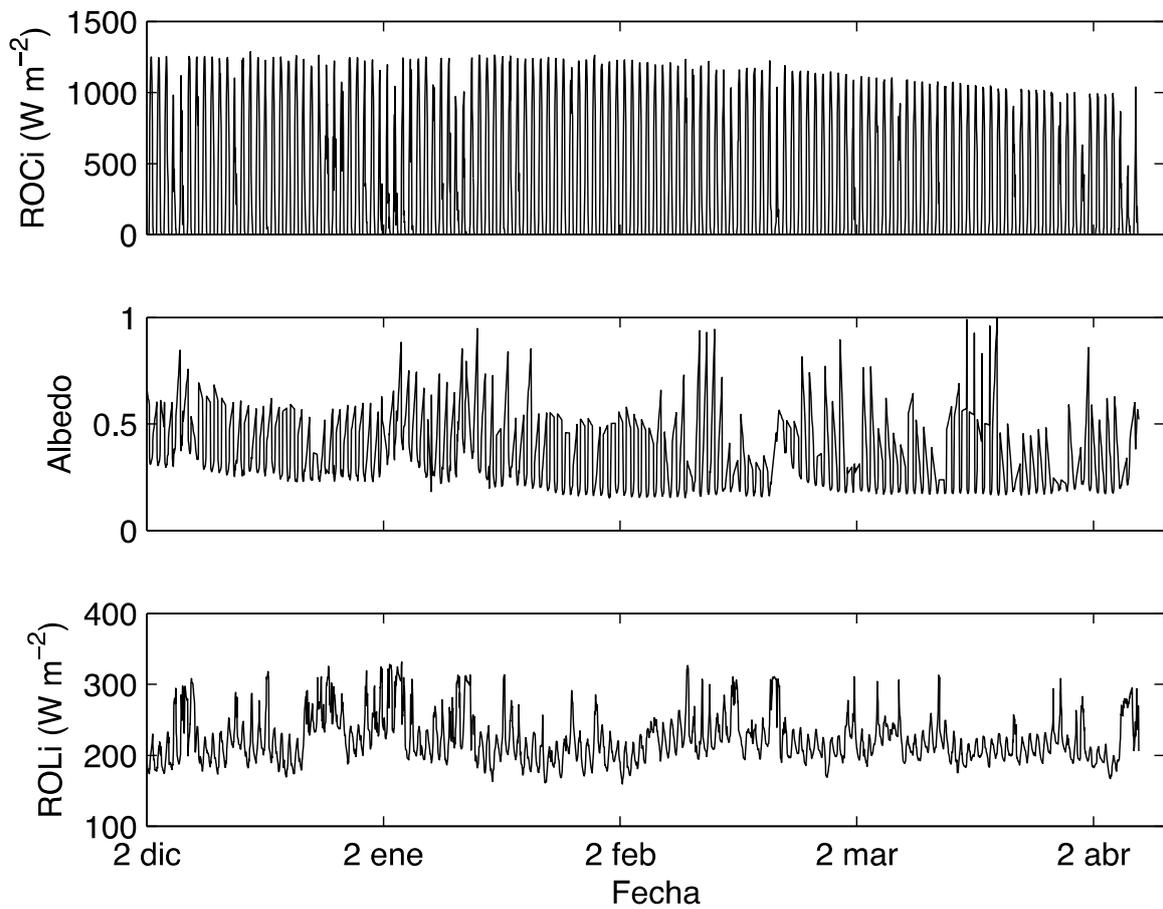


Figura 49. Mediciones horarios de radiación de onda corta incidente (ROCi), albedo y radiación de onda larga incidente (ROLi) entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.

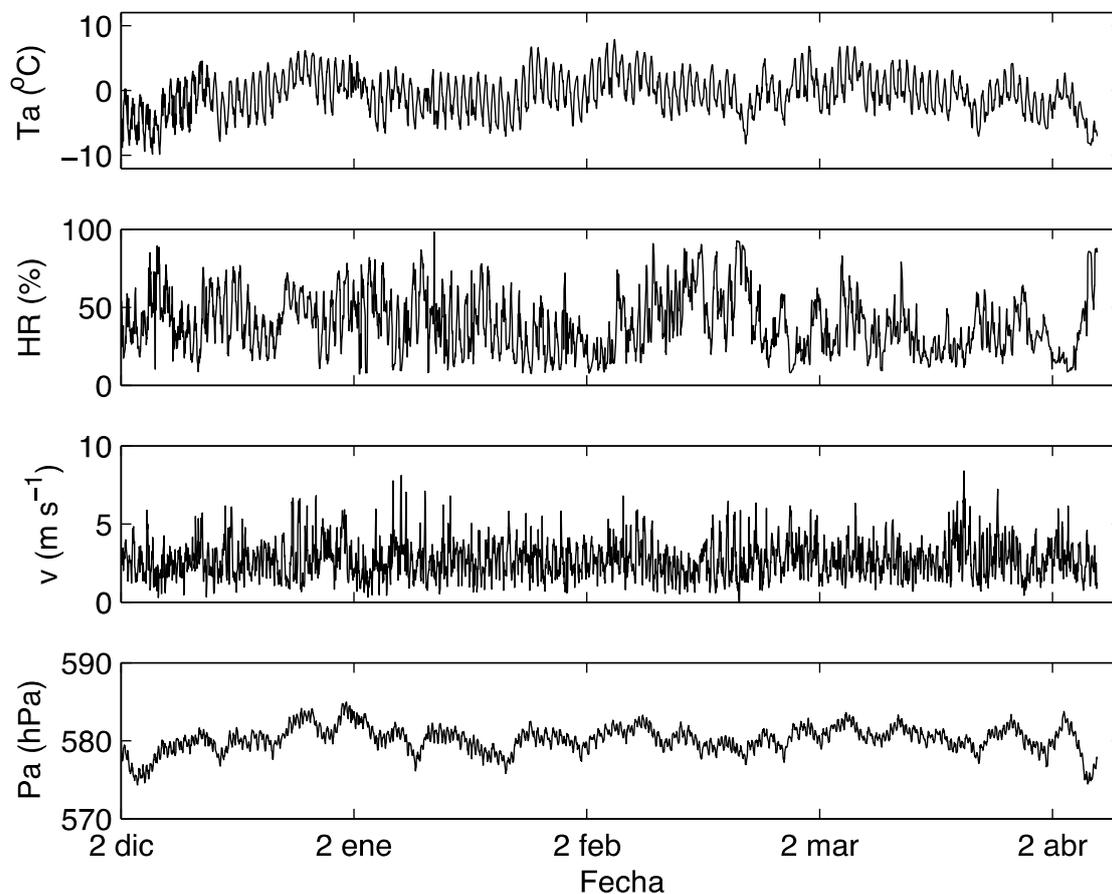


Figura 50. Mediciones horarias de temperatura del aire (T_a), humedad relativa (HR), velocidad de viento (v) y presión del aire (P_a) entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.

Los resultados del sensor ultrasónico SR50 fueron usados para calcular la profundidad de nieve y la tasa de precipitación en el lugar (**Figura 51**). Usando una profundidad de nieve inicial de 69 cm medida a fines de noviembre en terreno, se calculó que la nieve del invierno pasado se mantuvo sobre la superficie hasta los primeros días de enero (pero no es posible decir la fecha exacta con exactitud, porque, como se explicó anteriormente en la Sección 3.3) faltan los datos del SR50 durante este

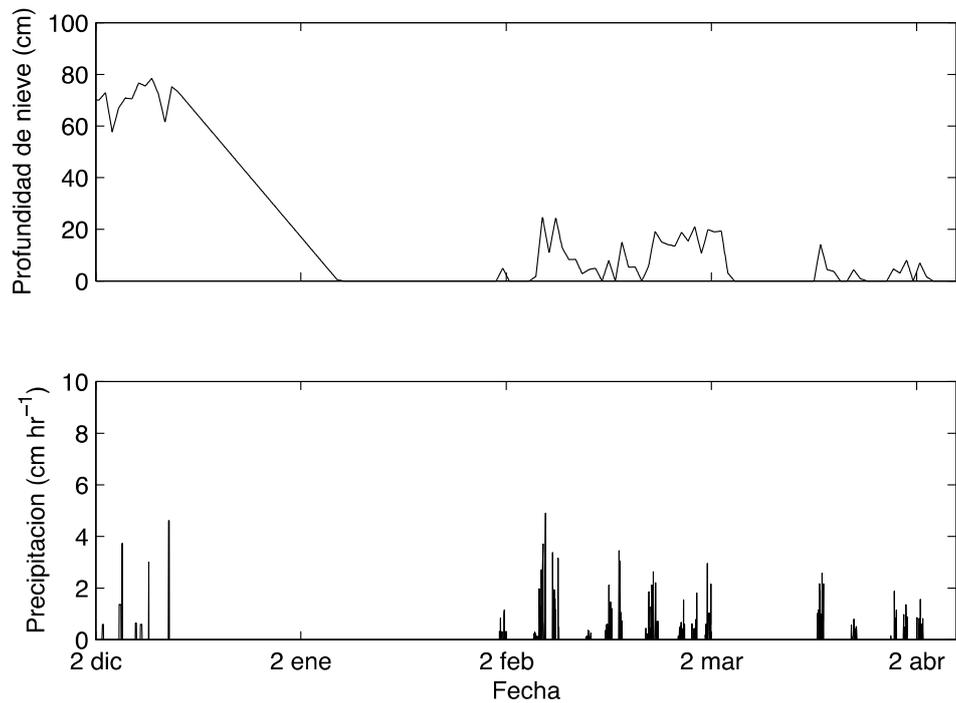


Figura 51. Mediciones horarias de la profundidad de nieve y precipitación de nieve entre 2 de diciembre de 2011 y 11 de abril de 2012.

periodo). En febrero y marzo hubo periodos con nevadas con tasas sobre 1 cm hr^{-1} los cuales correspondieron a eventos convectivos. Aunque no se acumuló mucha nieve durante el invierno, las nevadas tienen un impacto fuerte sobre el balance de energía, por la subida del albedo resultante y la disminución consecuente de la radiación neta en la superficie (**Figura 50**).

Zona de acumulación (EM1)

Las condiciones meteorológicas registradas en la estación meteorológica puesta en la cumbre del Cerro Tapado, en la zona de acumulación del glaciar, se presentan en la **Figura 52**. El registro sufrió una interrupción desde el 4 de enero de 2012 hasta el 4 de febrero de 2012 por una falla del datalogger después de una tormenta al inicio de enero, cuando se registraron fuertes vientos hasta 18 m s^{-1} y una humedad relativa alta ($>95\%$), condiciones que probablemente resultaron en la falla del data logger. Se reemplazó el datalogger el 4 de febrero de 2012.

La temperatura (T_a) al inicio de diciembre de 2012 se encontraba bajo los cero grados, en promedio diario cerca de los -10°C con una amplitud diurna de $\sim 8^\circ\text{C}$. La temperatura creció paulatinamente hasta el inicio de enero de 2012, en cual fecha se interrumpió el registro. Sin embargo la temperatura al inicio de febrero se encontraba al mismo nivel diario, cerca de los -2°C diarios. A lo largo del registro se registraron 24 días en los cuales la temperatura subió sobre cero grados, en general por algunas horas solamente durante la tarde, sugiriendo que la superficie podría haber sufrido derretimiento.

La humedad relativa muestra variaciones de grande amplitud, desde los 8% hasta los 95%, con los valores bajas ocurriendo a fin de noche o en la mañana. Periodos prolongados con humedad alta reflejan eventos convectivos, algunos que resultaron en nevadas sobre el glaciar (ver EM2).

La velocidad del viento se mantuvo alrededor de los 4 m s^{-1} diarios, con valores máxima hasta los 16 m s^{-1} .

En la **Figura 53** se comparan los promedios diarios de la temperatura y humedad del aire, y de la velocidad del viento en los lugares de le EM1 y EM2. Los coeficientes de correlación para cada variable entre ambas

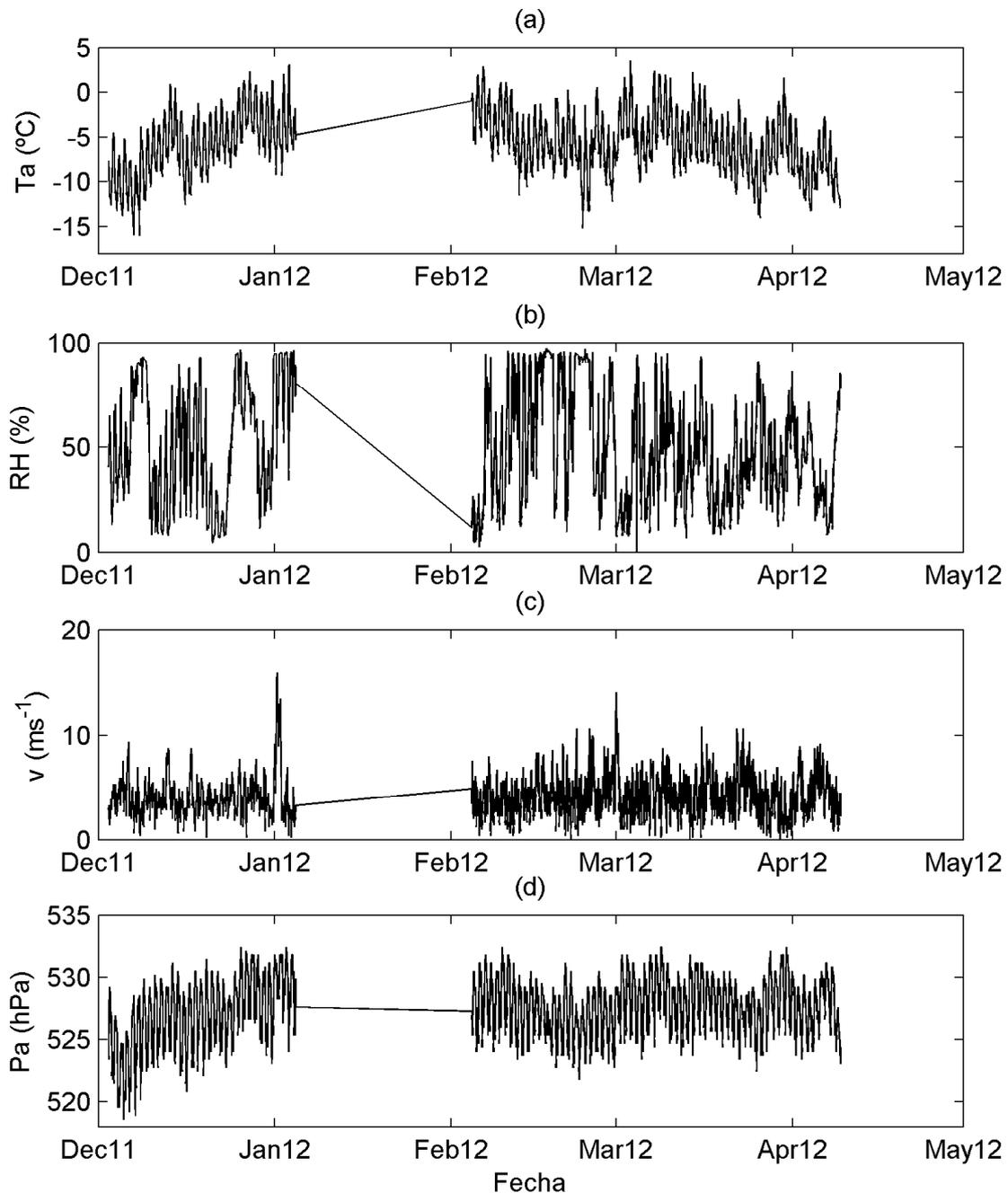


Figura 52. Condiciones meteorológicas en la zona de acumulación del glaciar Tapado, desde el 2 de diciembre 2011 hasta el 15 de abril de 2012. (a) temperatura del aire; (b) humedad relativa; (c) velocidad del viento; (d) presión barométrica.

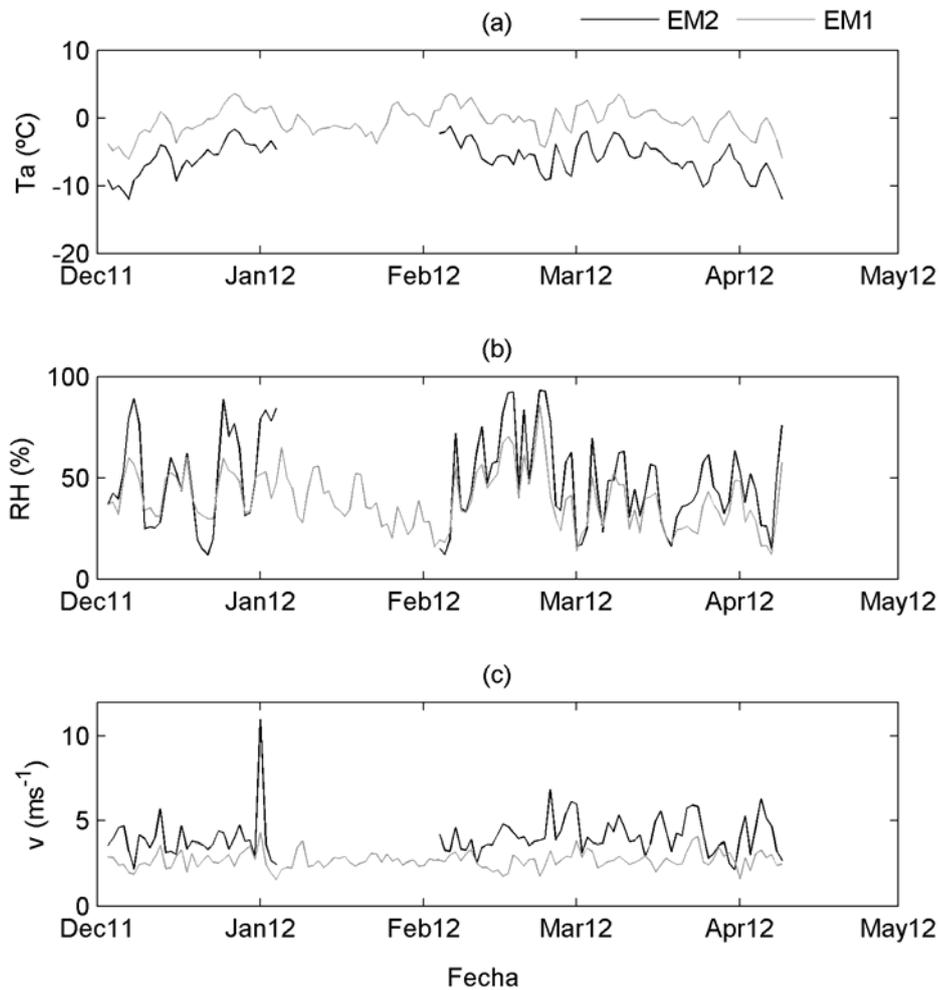


Figura 53. Promedios diarios en EM1 y EM2: (a) la temperatura del aire; (b) la humedad relativa; (c) la velocidad del viento.

estaciones son de 0,96, 0,88 y 0,51 para la temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, respectivamente. Los valores promedios para cada estación se presentan en la Tabla 17. Los gradientes altitudinales entre las tres variables se presentan en la **Figura 50**. Los gradientes promedios (± 1 desviación estándar) son de $-7,4 \pm 0,9^\circ\text{Cm}^{-1}$ para la temperatura, $11,9 \pm 1,6 \%$ para la humedad relativa, y de $1,8 \pm 0,13 \text{ ms}^{-1}\text{m}^{-1}$ para la velocidad del viento.

Tabla 17. Valores promedios de la temperatura y humedad del aire y de la velocidad del viento en EM1 y EM2, desde el 2 de diciembre de 2012 hasta el 15 de abril de 2012 (excluyendo el periodo de interrupción de datos en EM1 del 4 de enero al 4 de febrero de 2012). D.E. = desviación estándar.

Estación	T_a ($^{\circ}\text{C}$)		RH (%)		V (ms^{-1})	
	promedio	D.E.	promedio	D.E.	promedio	D.E.
EM1	-5,23	4,21	55,75	30,22	4,34	4,56
EM2	-0,31	2,89	41,80	20,36	2,63	1,16

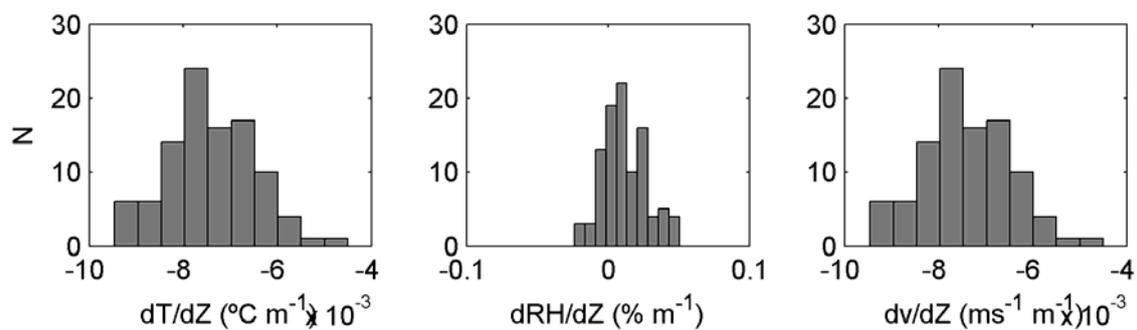


Figura 54. Distribución de los gradientes altitudinales para (a) la temperatura; (b) la humedad relativa; (c) la velocidad del viento.

4.3.2. Balance de energía

Zona de ablación (EM2)

La ablación sobre una superficie glacial es causada por una combinación de condiciones meteorológicas y de la superficie (Paterson, 1994). Para calcular las tasas de fusión y sublimación, en primer lugar es necesario cuantificar los montos de energía disponible que ingresa, y luego determinar como la superficie afectará el intercambio de energía. En la medida que la radiación neta de onda corta produce ablación en este ambiente, su impacto en el albedo debe ser entendido antes de calcular los correspondientes flujos de energía y masa. Más detalles acerca de la variación de albedo se presentan en la Sección 4.5.

Bajo la EM2, la superficie se encontró cubierta de penitentes que crecieron desde una altura cercana a 0.2 m en diciembre hasta aproximadamente 2.5 m en abril por lo que la rugosidad de la superficie es relativamente alta (aproximadamente 0.2 m). La radiación neta de onda corta (SW^*) es el “input” de energía más importante a la superficie glacial, y el flujo de calor latente representa la mayor pérdida (Tabla 18, **Figura 55**). La gran pérdida por el flujo de calor latente significa que la sublimación es un mecanismo importante de pérdida de masa en la zona de ablación del glaciar. El monto máximo de radiación de onda corta es alcanzado en febrero, esto se debe a los niveles de albedo relativamente bajos (Tabla 18, **Figura 49**, **Figura 55**).

Mientras la radiación solar incidente es máxima a fines de diciembre/inicio de enero, la radiación de onda corta neta (SW^*) es máxima en febrero, debido a la bajada del albedo al inicio de febrero (**Figura 49**, y sección 4.5). Esta baja corresponde a la desaparición de la cobertura de nieve estacional (**Figura 51**). La depresión del albedo de ~ 0.1 tiene un alto impacto en el nivel de radiación neta de onda corta para ese periodo, lo que causa un aumento en los montos de energía recibidos por la superficie. A su vez la bajada de albedo podría haber ocurrido también al

Tabla 18. Promedios mensuales de flujos de energía (en Wm^{-2})

Mes	SW^*	LW^*	QS	QL	QG	QM
Dic 2011	270	-82	17	-97	-6	92
Ene 2012	269	-77	15	-151	-8	37
Feb 2012	280	-83	16	-90	-8	102
Mar 2012	250	-89	22	-106	-7	59
Abr 2012	176	-82	1	-85	5	14

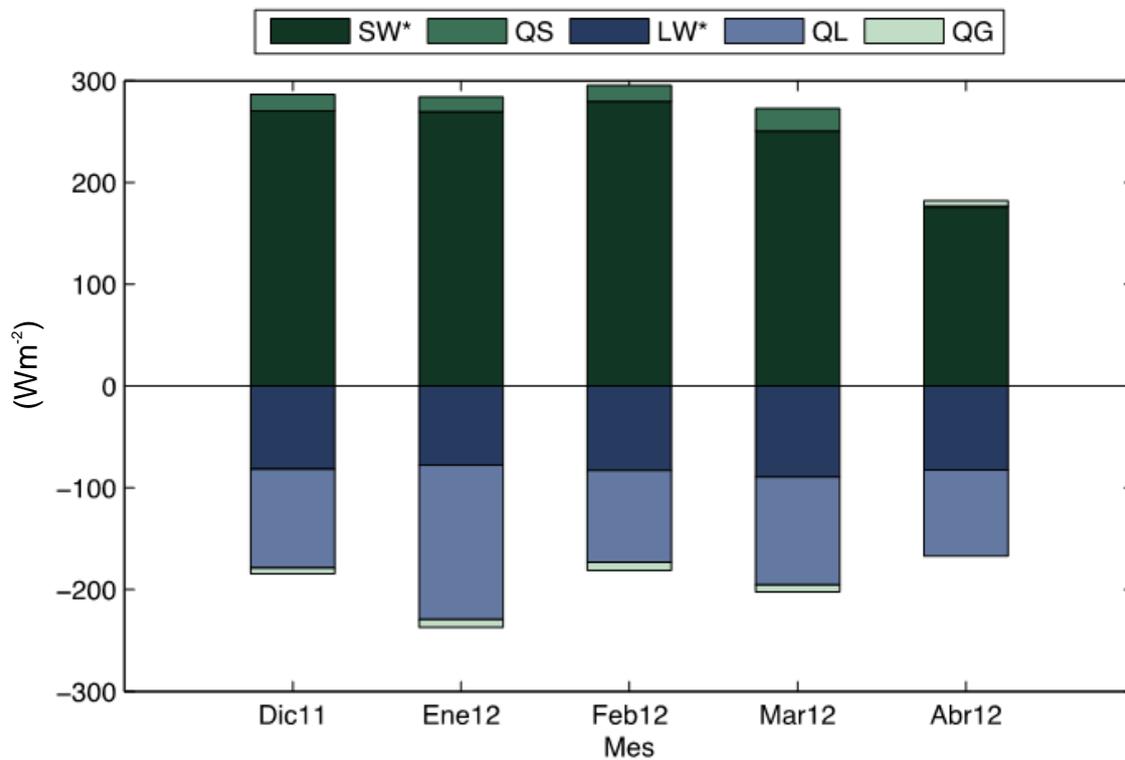


Figura 55. Promedios mensuales de flujos de energía (Wm^{-2})

crecimiento de los penitentes, y la concentración de polvo en entre las crestas de los penitentes. Los flujos de calor de radiación neta de onda larga son relativamente constantes a lo largo del periodo, y son una gran pérdida de energía del sistema (Tabla 18, **Figura 55**). La constancia en el flujo de calor viene de que la temperatura de la superficie durante el día se encuentra fija a los ceros grados debido al derretimiento, lo que también fija el flujo de radiación de ondas largas hacia la atmosfera. A su vez, la pérdida de energía a través de los flujos de radiación de onda larga es la mayor durante los meses de febrero y marzo, los que corresponden a los meses con la mayor temperatura de superficie modelada.

De los flujos turbulentos de calor, el calor sensible tiene relativamente poca relevancia en el balance de energía del glaciar Tapado (Tabla 18, **Figura 55**). En promedio, el flujo es positivo (desde la atmósfera hacia la superficie), pero en general contribuye con poca energía para fusión. A una escala horaria, generalmente el flujo de energía fue positivo durante el día y negativo durante la noche (**Figura 56**).

En términos comparativos, los flujos de calor latente constituyen la mayor vía de pérdida de energía desde la superficie glacial a lo largo del periodo (Tabla 18, **Figura 55**). La pérdida fue mayor durante enero, en parte porque el modelo simuló un aumento de la rugosidad partir de mitad de diciembre, cuando empezaron a crecer los penitentes en la superficie (**Figura 56**). En la medida que los flujos de calor latente a lo largo del año son negativos, casi siempre habrá ocurrencia de sublimación (Tabla 19, **Figura 57, Figura 58**).

La predominancia de los flujos de calor latente sobre el glaciar Tapado puede ser vista en los resultados de sublimación (Tabla 19, **Figura 57, Figura 58**). A través del periodo, la sublimación representa el 17% de la ablación bruta en la EM2, con un 83% causado por derretimiento. El mes con el monto de derretimiento modelado más alto fue febrero, durante el cual esta se estimó en 767 mm a.e. El mismo mes corresponde al mes con el albedo promedio más bajo, y una reducción del flujo de energía de calor latente, lo cual corresponde a una bajada en la tasa de sublimación. Durante marzo, el derretimiento constituyó el 90% de la pérdida de masa sobre la superficie del glaciar en ese mes.

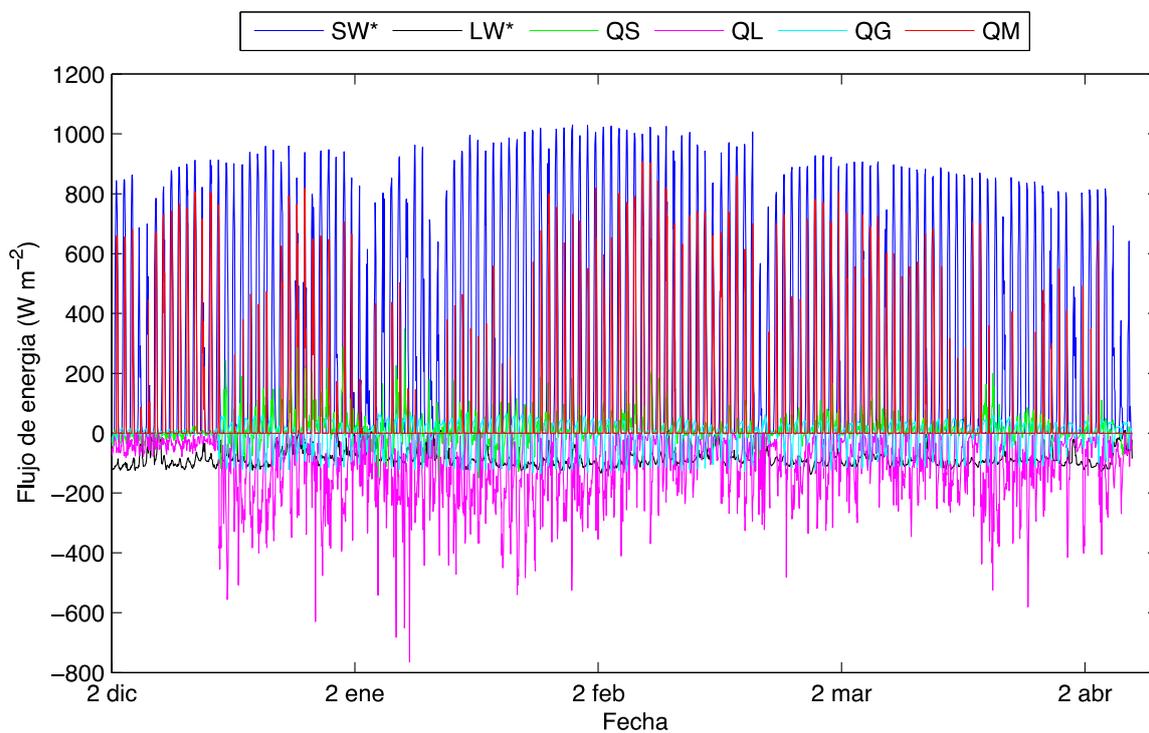


Figura 56. Resultados horarios de los flujos de energía del modelo de balance de energía

Tabla 19. Totales mensuales de los cambios de masa

	Derretimiento	Sublimación	Recongelamiento	Precipitación
Dic 2011*	690	89	28	59**
Ene 2012	300	146	0	0**
Feb 2012	767	83	0	121
Mar 2012	473	102	0	44
Abr 2012*	37	26	0	25

* No hay datos por todo el mes

** Hay datos faltantes para el periodo de estudio

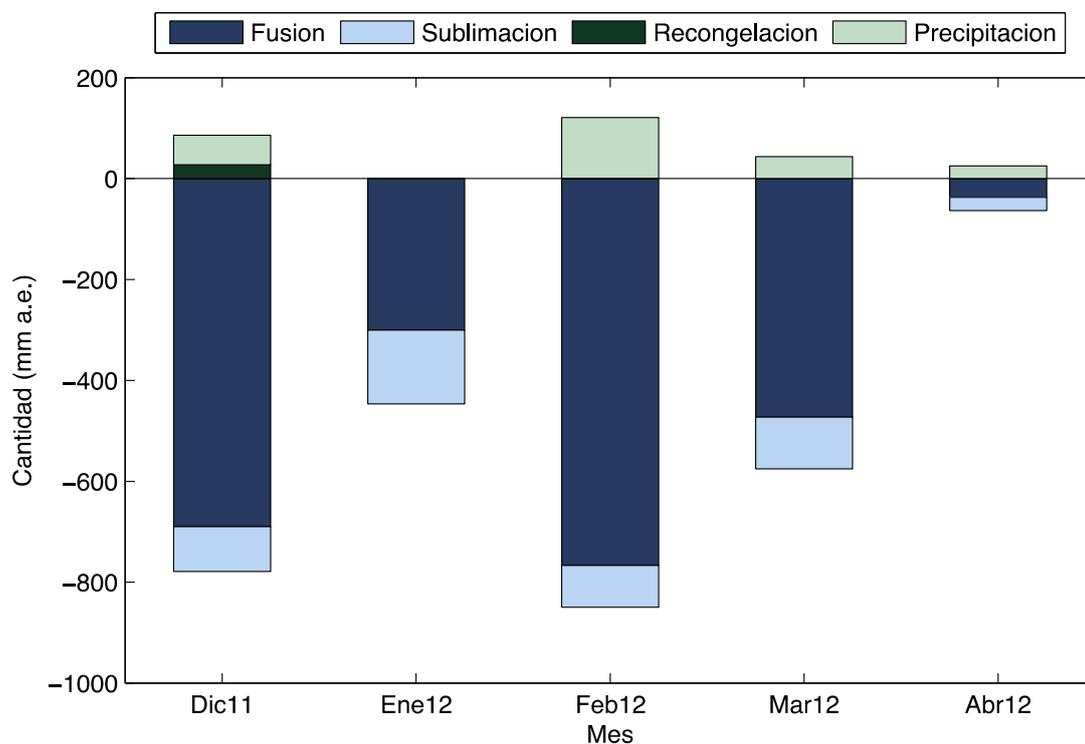


Figura 57. Totales mensuales de cambios de masa (ver comentarios de Tabla 19).

Validación del modelo

Para validar los resultados del modelo, se compararon los resultados de cambio de superficie neta tomados cada una hora, con las mediciones del sensor SR50, con el fin de evaluar los cálculos de pérdida de masa total. Los resultados del modelamiento de balance de energía se relacionan bien con las lecturas del sensor SR50 (**Figura 59**). El modelo sobreestima la ablación, pero en general calza bien con la curva de los datos del SR50 (índice Nash-Sutcliffe 0.81; RMSE 3.9 cm). La principal diferencia entre los valores observados y modelados ocurren durante diciembre y enero, y se

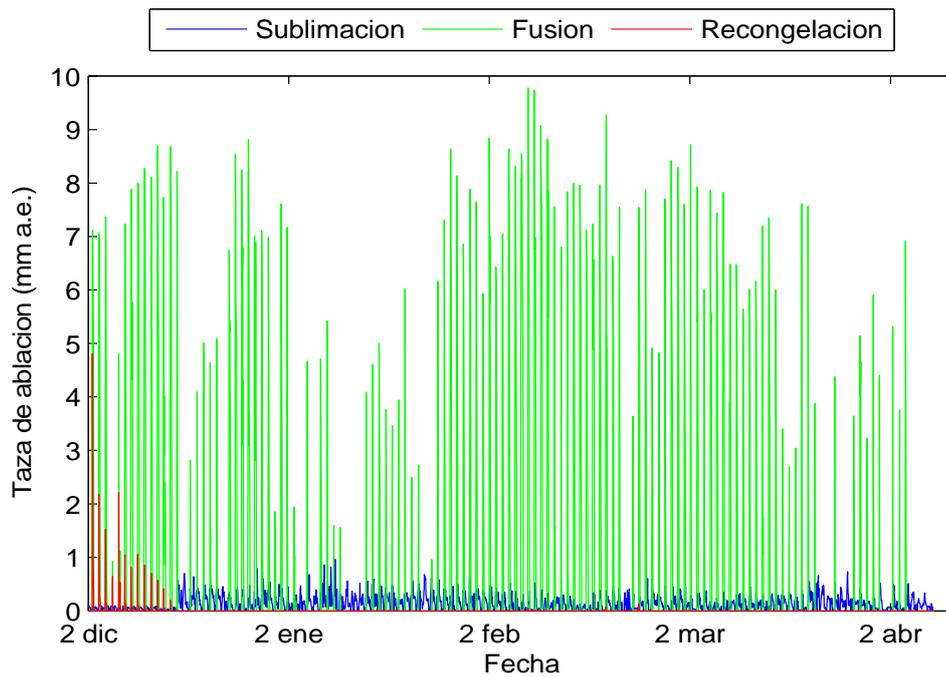


Figura 58. Resultados horarios de cambios de masa (ver comentarios de Tabla 19)

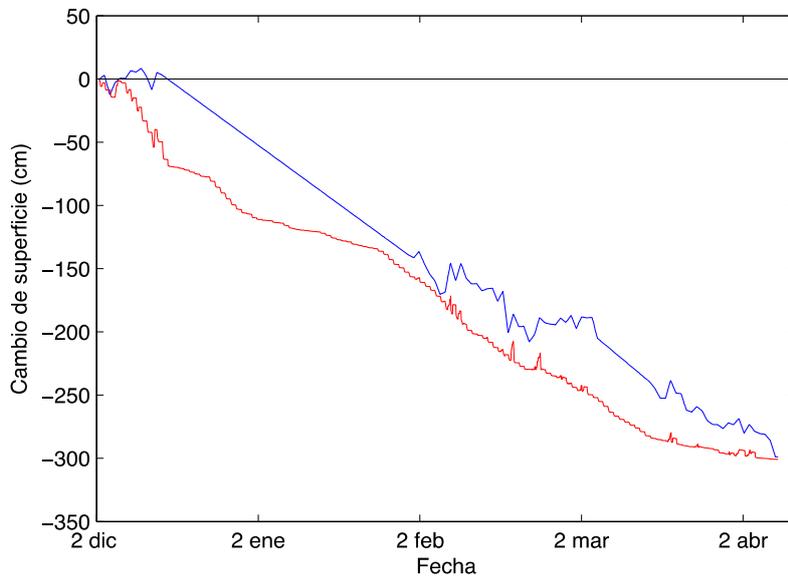


Figura 59. Comparación entre el cambio de superficie modelado y medido entre 2 de diciembre de 2011 y el 11 de abril de 2012

puede deber a los datos faltantes del SR50, lo cual significa que la línea de 'mediciones' es una interpolación de datos, y no datos 'reales'. Sin embargo el modelo tiene una performance suficiente, especialmente porque la superficie tiene penitentes, y es difícil incorporar todos los efectos de penitentes dentro de un modelo de balance energética.

Cálculo de los flujos turbulentos usando el método perfil

No existen suficientes datos para calcular los flujos turbulentos antes del 1 de febrero de 2012, debido a problemas con la programación del datalogger (como explicado anteriormente en la sección 3.3). Por lo tanto, la **Figura 60** representa la comparación de los flujos turbulentos modelados usando el método 'bulk' y los flujos calculados usando el método perfil entre el 1 de febrero y 11 de abril de 2012. La figura muestra que hay grandes desviaciones entre los resultados de ambos métodos, y especialmente por el flujo de calor latente. Es probable que los flujos positivos calculados a través del método perfil estén errados. Asimismo, es posible que los grandes flujos negativos ($>150 \text{ W m}^{-2}$) calculados por el método perfil también contengan errores. Los resultados se encuentran fuera de los montos anticipados o medidos en otros lugares (por ejemplo: van den Broeke *et al.*, 2005; Mölg *et al.*, 2008). La dificultad al usar el método perfil sobre este tipo de superficie radica en lo complejo de determinar dónde se encuentra la superficie de intercambio de energía (dentro o fuera de los penitentes); y si hay errores menores en las mediciones meteorológicas, de la misma manera habrá problemas potenciales significativos debido a los efectos en el cálculo del gradiente en el aire (Denby y Greuell, 2000). Si existen mediciones de la temperatura de la superficie es más fácil identificar y corregir este tipo de problema (Bintanja y van den Broeke, 1995). Bintanja y van den Broeke (1995) y Denby y Greuell (2000) han mostrado como pequeños errores en

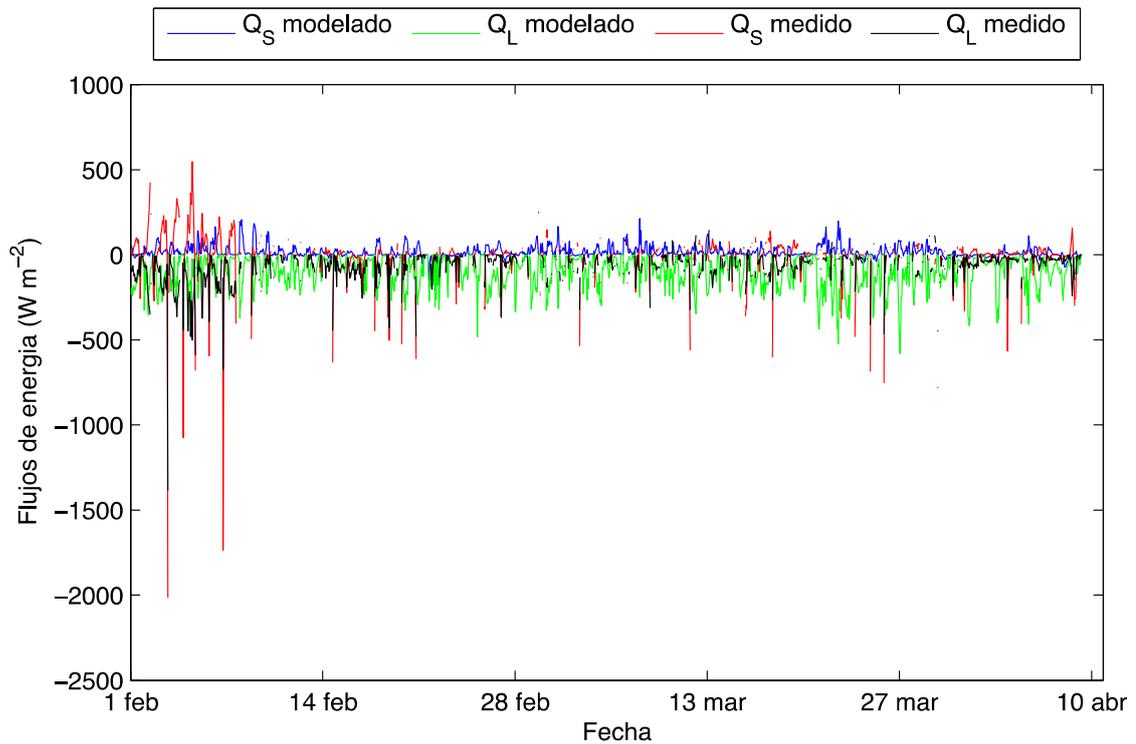


Figura 60. Comparación de los flujos turbulentos modelados y medidos entre 1 de febrero y 11 de abril de 2012.

las mediciones de velocidad del viento y en la temperatura y humedad del aire pueden resultar en grandes errores en el cálculo de los flujos turbulentos cuando existe un perfil débil en estas variables. Es por esta razón que se ocupa el método bulk, lo cual asuma la saturación en vapor y una velocidad de viento nulo en la superficie, lo cual resulta en perfiles más pronunciados y menos sensibles a pequeños errores de medición.

Zona de ablación (EM2)

El mismo modelo de balance de energía se aplicó a los datos meteorológicos de la estación meteorológica EM1, en la cumbre del cerro Tapado. Solo se dispone de unos 6 días con datos de radiación solar incidente y reflejada, debido a una falla temprana de los sensores en el

ambiente extremo de la cumbre. Los sensores se reemplazaron el 4 de febrero, pero volvieron a fallar tres días luego, probablemente debido a un malfuncionamiento del datalogger *Hobo*. Por lo tanto, se calculó un valor de albedo fijo de 0,70 a partir de los datos existentes de radiación. La radiación solar incidente se parametrizó según el modelo de Mölg et al. (2008), usando el factor de nubes calculado con los datos de la EM2. Este factor se calcula como la razón entre la radiación solar incidente medida y la radiación solar incidente teórica para la superficie bajo condiciones despejadas. La radiación de onda larga incidente no fue medida en la EM1 y fue parametrizada según Macdonell et al (2012). El balance de energía (promedio mensual) se ilustra en la **Figura 61**. Debido a la interrupción del registro del 4 de enero al 4 de febrero, se calculó el balance de energía del 3 de diciembre 2011 al 3 de enero de 2012, y del 5 de febrero de 2012 al 8 de abril de 2012.

Tal como en EM2 el input de energía está dominado por la radiación solar incidente, aunque en menor cantidad que en EM2 debido al mayor albedo de superficie, que consiste en nieve compacta con hielo de recongelación. La pérdida de energía del glaciar hacia la atmosfera es mayormente radiativa (flujo de ondas largas) seguido del flujo de calor latente, lo cual es de menor intensidad que en la zona de ablación. Tal como en EM2 el flujo de calor sensible es positivo en una base diurna y mensual, pero participa poco en el intercambio de energía entre la atmosfera y el glaciar.

Los flujos de energía calculados a cada hora (**Figura 62**) muestran que ocurrió derretimiento en el sector de la cumbre, pero en forma muy puntual. Se registró 13 días en los cuales ocurrió derretimiento a lo largo del periodo de modelación (excluyendo el mes de enero). El balance de masa simulado por el balance de energía (Tabla 20 y **Figura 63**) muestra que se perdió 72 mm.a.e por sublimación, 48,4 mm.a.e por

derretimiento, de lo cual 17,5 mm.a.e se infiltró y re-congeló dentro de la nieve y 30,8 mm.a.e se escurrió.

La ablación total fue de 120,4 mm.a.e, de lo cual la sublimación representa el 60% y el derretimiento 40%. Asumiendo valores promedios para el periodo faltante (4 de enero al 4 de febrero de 2012) se llega a una ablación total de 273 mm.a.e, en muy buen acuerdo con el valor de 270 mm.a.e de ablación medido en el arco 1, al lado de la EM1.

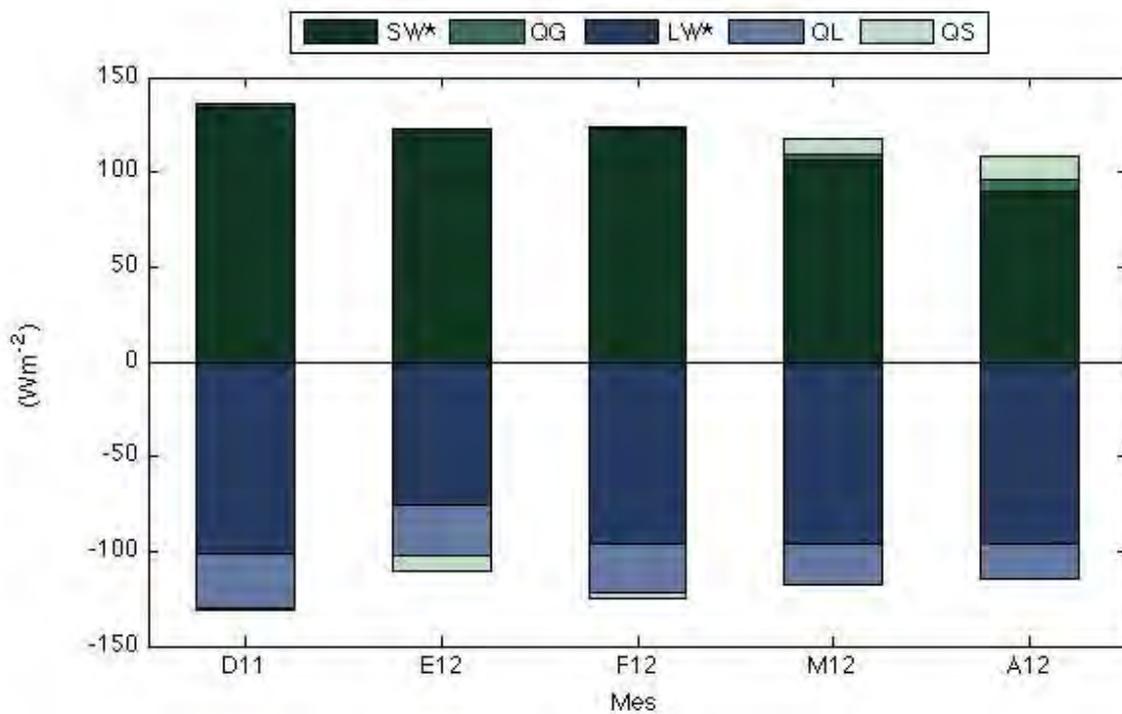


Figura 61. Balance de energía en la estación meteorológica EM1, en la zona de acumulación del glaciar, cumbre del cerro Tapado.

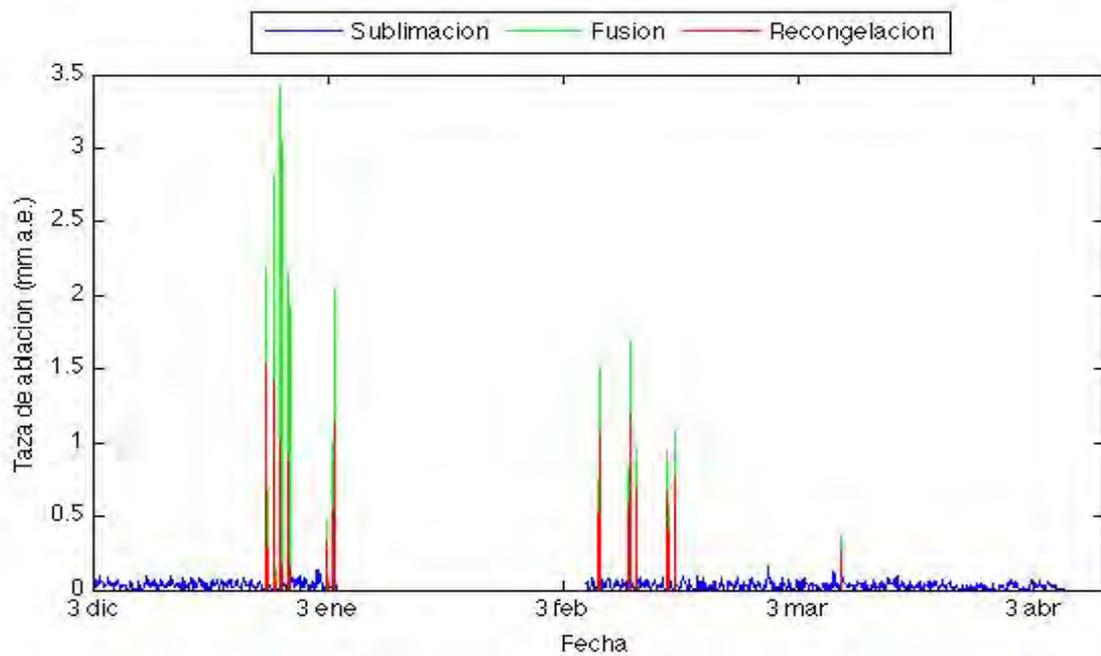


Figura 62. Flujos de energía horarios en EM1 (zona de acumulación)

Tabla 20. Balance de masa modelado en EM1: suma mensual / promedio mensual (mm.a.e.)

Mes	N días	Derretimiento	Sublimación	Recongelamiento	Precipitación
dic-11	29	33,1 / 1,14	25,6 / 0,88	8,4 / 0,29	0
ene-12	3	5,5 / 1,84	2,5 / 0,83	2,3 / 0,77	0
feb-12	25	9,4 / 0,38	19,5 / 0,78	6,6 / 0,26	0
mar-12	30	0,4 / 0,01	19,9 / 0,66	0,3 / 0,01	0
abr-12	8	0 / 0	4,5 / 0,57	0 / 0	0

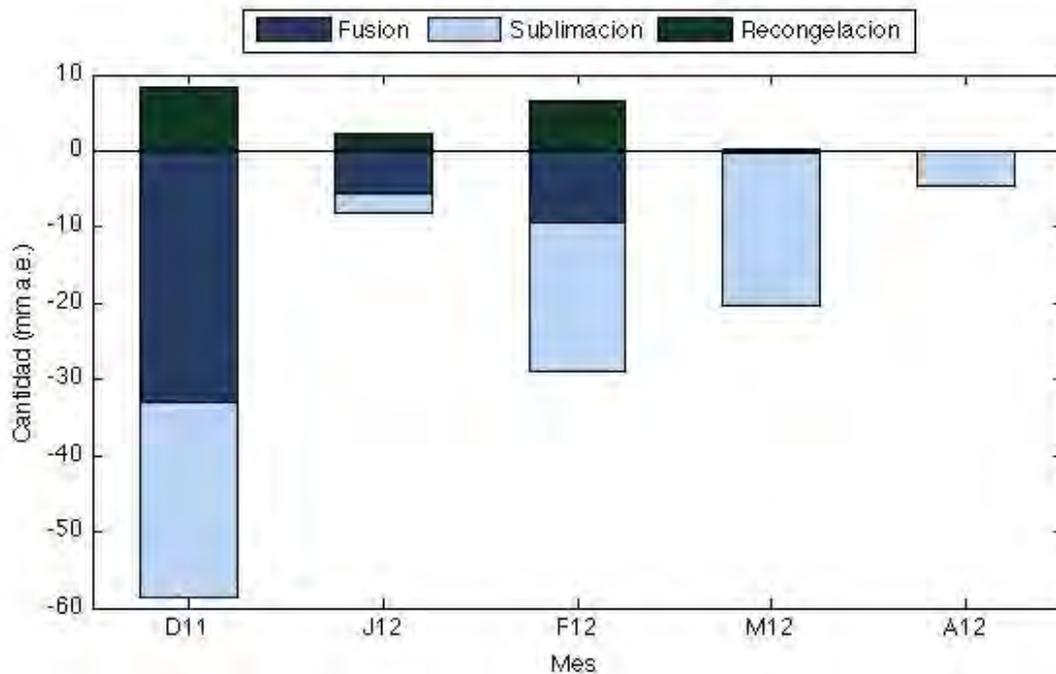


Figura 63. Balance de masa total mensual medido en EM1 (zona de acumulación). Referirse a la Tabla 20 para el número de días en cada mes.

4.3.3. Tendencias históricas

En esta sección se presentan las condiciones meteorológicas en la estación meteorológica de La Laguna, la cual tiene un registro histórico desde los años sesentas. La tendencia en las precipitaciones recordadas en la estación de La Laguna (3,200 m) muestra un cambio abrupto entre un régimen más lluvioso previo al año 1989 y un régimen relativamente más seco después (**Figura 64a**). Este cambio abrupto se refleja en el registro de caudal del río La Laguna, pero con menor amplitud, la variación siendo dominada por cambios casi cíclicos con un periodo de 3-6 años. El registro de temperatura del aire en La Laguna muestra variaciones casi cíclicas con el mismo periodo, pero que tienden a ser en anti-fase con las variaciones

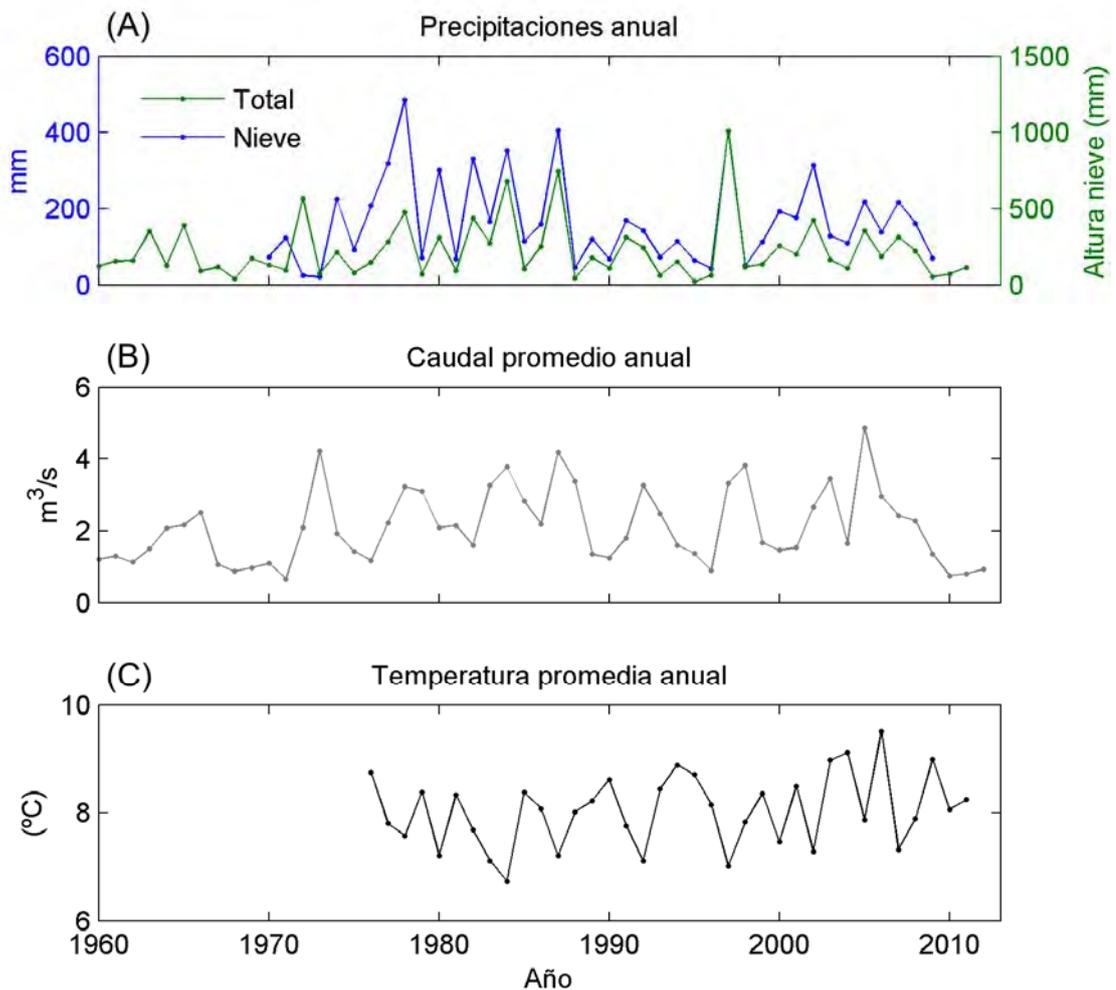


Figura 64. Variaciones hidro-climáticas históricas en La Laguna. (A) Precipitaciones (total en mm de agua y altura de nieve en mm de nieve); (B) caudal promedio anual a la entrada del embalse; (C) temperatura promedio anual del aire.

del caudal (**Figura 64a**). A lo largo plazo la temperatura muestra un calentamiento del orden de 0.9°C entre 1975 y 2011 /. En los últimos años, más destacablemente desde 2009, las precipitaciones han sido bajas, mientras que el caudal de entrada a La Laguna desde 2009 fue lo

más bajo del registro histórico, lo cual se explica por la poca nieve caída durante esta época de sequía.

Aparece en el registro histórico un periodo prolongado con pocas precipitaciones entre 1988 y 1996 durante lo cual el caudal de entrada en La Laguna bajó, pero fue de menor amplitud que el último periodo de sequía desde el año 2009.

4.4. MEDICIONES DE VELOCIDAD DEL GLACIAR TAPADO

Las velocidades del flujo del hielo del glaciar Tapado son bajas, típicas para glaciares fríos de este tamaño. Los desplazamientos horizontales varían entre 2 y 6 metros por año durante el verano, con velocidades más altas en la zona de ablación (Tabla 21), donde el pendiente general de la superficie es más fuerte. No se observó variabilidad significativa del desplazamiento en el tiempo, el flujo manteniendo una velocidad constante. La dirección del desplazamiento sigue el eje principal del glaciar, pendiente abajo, según lo esperado por teoría.

La velocidad de hielo es muy baja lo que sugiere que el estrés debido a la gravedad no es suficiente para causar movimientos significativos. Las velocidades verticales en la zona de ablación son bajas y no se observa el flujo emergente significativo (Tabla 21). Así, el área en que hay mayor pérdida de masa debida a la fusión no está suficientemente alimentada con la advección de la zona de acumulación de hielo. Esto provoca un desequilibrio entre la advección y la ablación, lo que lleva a un retroceso del glaciar y reducción de su espesor en la parte frontal.

Solo se pudo medir la velocidad en tres dimensiones entre noviembre y abril en los arcos 1,2 y 4. Tomando el pendiente del glaciar en los lugares de los arcos (Tabla 9), se puede aproximar las velocidades de emergencia (V_{\uparrow} , Tabla 22) en estos tres puntos. Se resta de la velocidad vertical (V_z), a cada punto, el componente vertical del movimiento horizontal ($V_{xyz} = \cos\theta$), donde θ es el pendiente local del glaciar obtenido del MDT Geoeye de abril de 2010. Los resultados (Tabla 22) son en acuerdo con la teoría, aumentando desde la parte la más alta del glaciar hacia su parte baja. Sin embargo, se nota que en la cumbre hubo una pérdida de masa en la superficie acompañada de un hundimiento del glaciar. En la parte este del domo glacial (arco2), la pérdida de masa fue más que compensada por el

Tabla 21. Desplazamientos de los puntos de monitoreo (UTM 19S, WGS84, EGM96). V_x : velocidad hacia el este; V_y : velocidad hacia el norte; V_{xy} : velocidad total; V_z : velocidad vertical. Los desplazamientos se expresan en metros por año.

Desplazamientos V [metros/año]				
	V_x	V_y	V_z	V_{xy}
estaca	desde 2011-nov-30	hasta	2012-abr-14	
4N	-0,99	-5,36	-0,19	5,45
4S	-0,53	-5,26	-0,25	5,29
estaca	desde 2011-dec-02	hasta	2012-abr-16	
1S	1,25	2,51	-0.65	2,81
2E	0,68	2,87	-0.50	2,95
estaca	desde 2012-feb-09	hasta	2012-abr-14	
4N	-1,30	-2,54		2,86
4S	-1,16	-3,86		4,03
estaca	desde 2012-feb-21	hasta	2012-abr-14	
3N	1,07	-5,58	-2,36	5,68
3S	1,22	-5,61	-1,38	5,74
4S	-1,43	-4,74		4,95

Tabla 22. Velocidad de emergencia (m.a.e año⁻¹)

Punto	V_{\updownarrow} (m.a.e.)	V_{\updownarrow} (rango de error)¹	b_n (m.a.e)
arco1	-0.54	(-0.98, -0.10)	-0.27
arco2	0.41	(-0.03, 0.84)	-0.29
arco4	1.05	(0.22, 1.84)	-2.50

¹El error se calculó asumiendo un error máximo de $\pm 10^\circ$ en el pendiente del MDT.

flujo del glaciar. Finalmente en la lengua inferior del glaciar (arco4) el flujo no compensó la pérdida de masa superficial. Estos datos, aunque limitados en cobertura espacial, sugieren que la base del glaciar Tapado podría volver a ser más desconectada del domo glacial del cerro Tapado en el futuro, bajo condiciones climáticas similares a las experimentadas en 2011-12.

4.5. MONITOREO FOTOGRAMETRICO DEL GLACIAR TAPADO

4.5.1. Albedo puntual

El albedo horario, a mediodía y diario medidos en la EM2 (zona de ablación) se muestra en la **Figura 65**. Las variaciones diurnas son muy fuertes, con valores generalmente más altos durante la mañana y en la tarde. Este fuerte ciclo diurno ocurre por el hecho que los fotones abandonan la capa de nieve más fácilmente con ángulos de zenit mas grandes (es decir en la mañana y a fin de tarde) (Gardner & Sharp, 2010). Los valores promedios diarios y los del mediodía son muy parecido indicando que el balance de radiación de onda corta está dominado por las horas del mediodía y los valores grandes del albedo en la mañana y en la tarde no tienen una influencia grande en total. Además, se puede ver generalmente una disminución del albedo en el tiempo hasta el medio de febrero. Después de esa fecha la estación empezó a doblarse en forma progresiva, así que los datos de radiación de onda corta tienen que ser interpretados con precaución.

Sin embargo, los incrementos del albedo son distintos e indican eventos de precipitación. Ocurrió poca precipitación durante el mes de marzo (33 cm nieve, sección 4.3) y los valores muy bajos de albedo indican que en este mes una gran parte (66%) de la ablación total de la temporada ya había pasado.

Generalmente los valores de albedo son sorprendentemente bajos con valores promedios diarios nunca excediendo 0.6 y bajando hasta 0.18. Comparando con Tabla 6 se puede ver que en el glaciar Tapado se encuentran valores que corresponden generalmente a nevé y hielo sucio. Una comparación con datos de la temporada 2009/2010 ((*Kinnard et al.*, 2010)) indica que los valores son generalmente parecidos pero aún más

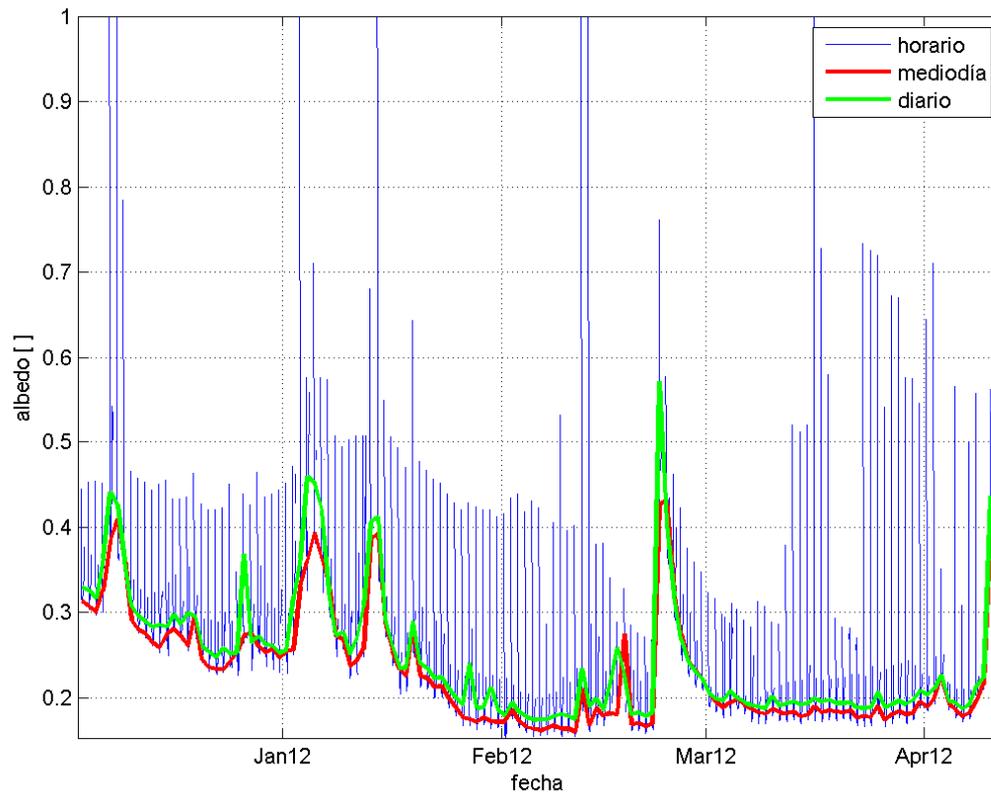


Figura 65. Evolución del albedo durante la temporada de ablación 2011 - 2012. Azul los valores horarios, rojo: albedo entre 12 y 14 CLT, verde: total radiación diaria reflejada partido en total radiación diaria incidente que lleva al albedo promedio diario.

bajos en la temporada 2011/2012. Una discusión de estos valores bajos y una relación posible con la ocurrencia de penitentes se presenta en la discusión.

4.5.2. Albedo espacial

La Figura 66 muestra tres ejemplos de la distribución del albedo en distintas fechas de la temporada 2011-2012. Generalmente los valores en la parte baja del glaciar (cerca de la estación meteorológica) son más

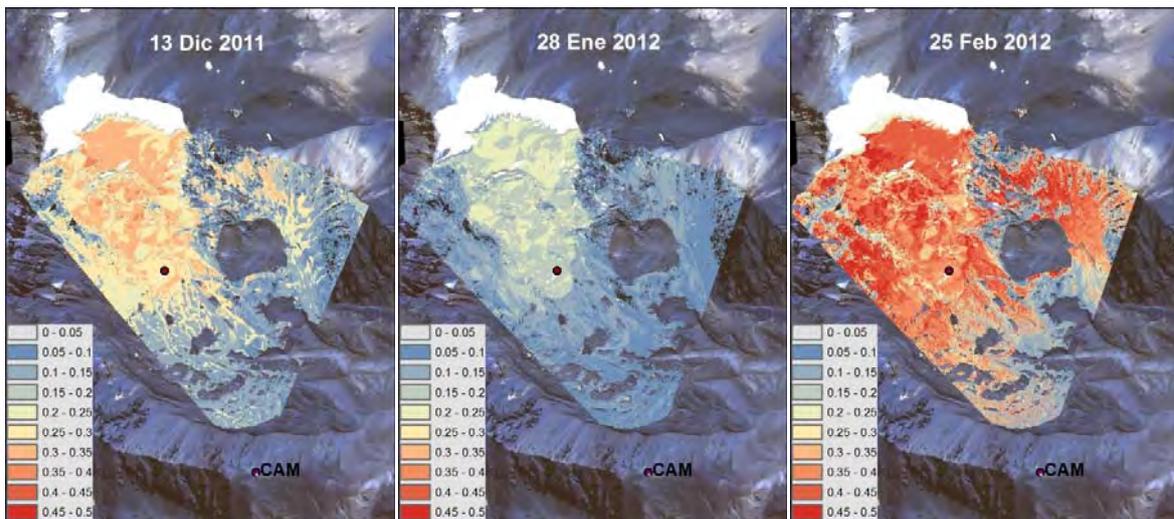


Figura 66. Tres ejemplos de mapas de albedo por distintos puntos en la temporada. Al principio de la temporada (13-Diciembre, izquierda), después de algunas semanas de ablación (28-Enero, medio) y después de un evento de precipitación fuerte (25-Febrero, derecho). Las escalas de color son los mismos en los tres ejemplos.

bajos que en la parte arriba debido a la mayor metamorfosis de la nieve, la exposición de hielo y la ocurrencia de penitentes en la parte inferior del glaciar. Los mapas de albedo diarios compilados se presentan en un anexo digital.

4.5.3. Líneas de nieve

La **Figura 67** muestra las líneas de nieve para algunos días seleccionados a lo largo de la temporada. En varios días cuando ocurrió nevada no fue posible delinear el límite entre nieve/neviza y el hielo porque la cámara no tenía vista del glaciar, o poco después de la nevada el glaciar estaba cubierto de nieve fresca. Se puede apreciar que en la parte oeste del glaciar las variaciones son generalmente mas distintas, tributable a la topografía. Generalmente, la línea de nieve mueve desde abajo hacia

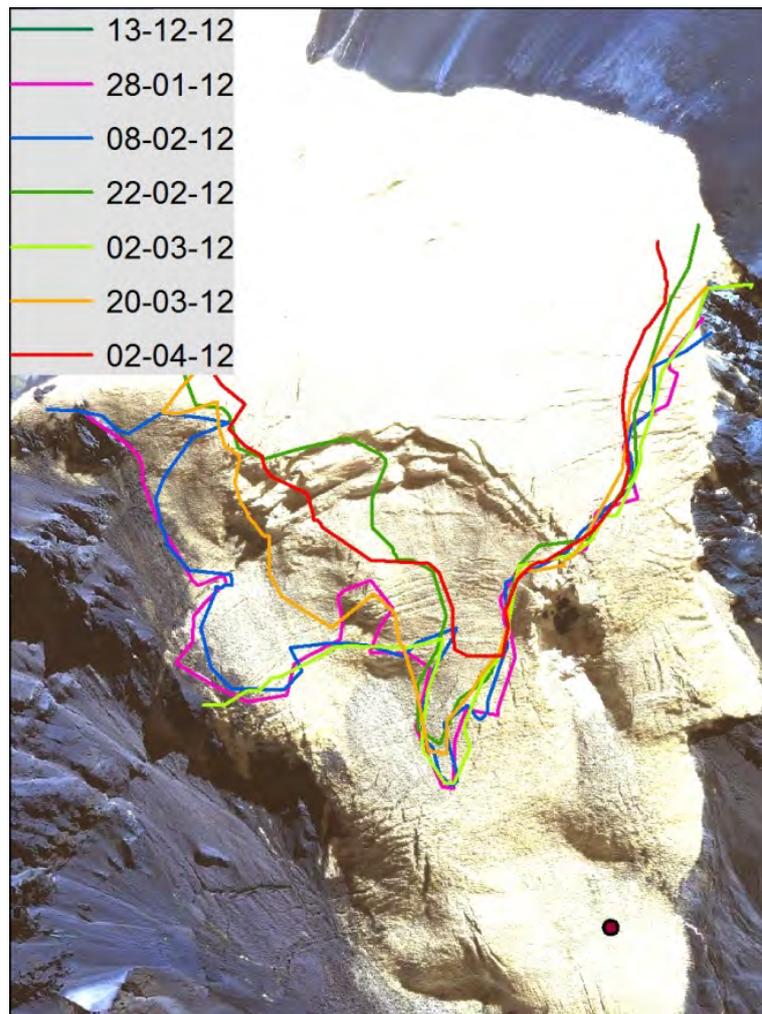


Figura 67. Líneas de nieve por algunos días selectivos de la temporada. Imagen: Geoeye, 12 de abril de 2010.

arriba durante la temporada. El ángulo de la perspectiva hace la interpretación difícil (ver Figura 22).

4.5.4. Discusión

Los resultados muestran variaciones distintas del albedo a varias escalas temporales y espaciales. Las variaciones diarias son muy fuertes con valores mínimos durante el mediodía. La ausencia de valores de albedo

que se refieren normalmente a nieve fresca (ver Tabla 6) es interesante. Una posible explicación podría ser que, aunque hay precipitación, la metamorfosis de la nieve ocurre en forma muy rápida debido a la fuerte radiación solar incidente.

Además, hay que destacar la presencia de los penitentes los cuales que atrapan una parte de la radiación incidente y así reducen el albedo (Kotlyakov & Lebedeva, 1974). Especialmente en el periodo después del mes de diciembre, una vez que se había reducido la cobertura de nieve estacional, los penitentes empezaron a crecer en tamaño (ver **Figura 36**), lo cual tendría que haber aumentado el efecto de captación de la radiación solar incidente y la bajada del albedo consecuente.

Este punto se relaciona directamente con los mapas de albedo espacial. Si el albedo 'real' está subestimado en la estación meteorológica por el hecho de que el sensor de radiación muestrea a dentro de un hoyo entre penitentes, esta subestimación se transmite a la modelación espacial, porque según la fórmula 12 el albedo puntual medido en la estación se escala directamente con los valores de reflectancia de la foto.

Sin embargo, en Figura 66, si se compara los valores del albedo al sur-este del glaciar donde no hay nieve, en las tres figuras los valores de albedo (entre 0.05 y 0.1) son similares, indicando valores de albedo que representan bien a las partes roçadas.

4.6. ANALYSIS DE LA GEOMORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA SUPERFICIAL DE LOS GLACIARES ROCOSOS TAPADO Y LLANOS DE LAS LIEBRES

4.6.1. Llanos Las Liebres

Morfología (Figura 68 -Figura 72)

En el valle elevado del sector Llano Las Liebres, las formas periglaciares predominan largamente. No hay ningún glaciar residual o cubierto, y las formas de origen glaciar son discretas: la más impactante es la cresta morrénica que se ubica en la parte superior del circo, entre 4430 y 4500 m. Algunos otros cordones morrénicos se encuentran más abajo, especialmente una larga y delgada cresta entre 3760 y 3890 m. La forma periglacial más alta es un *protalus rampart*, ubicado en la parte superior del circo, entre 4500 y 4600 m (Figura 70A). Los glaciares rocosos son cuatro, dos activos y dos inactivos, y dominan totalmente el paisaje, desde la parte culminante del valle elevado hasta su exutorio. En la parte superior, entre 4500 y 4390 m se destaca un primer glaciar rocoso activo, lo cual nace en parte de los materiales morrénicos que lo bordean. Después de un umbral estructural bien visible en la topografía, viene el glaciar rocoso activo principal que es precisamente el glaciar rocoso llamado Llano Las Liebres en este estudio. Este glaciar rocoso mide aproximadamente 2.2 km de largo, y tiene un ancho oscilando entre 100 y 200 metros. La morfología del glaciar rocoso es típicamente "viscosa", y dos niveles superpuestos de formas viscosas, a dos niveles de escala, se destacan. Primero, se encuentran clásicos y largos (de algunas decenas a varias centenas de metros de largo y cerca de 10 metros de ancho) cordones pareciéndose a morcillas, separadas por surcos estrechos en V. A esta primera categoría se superponen lo que llamamos aquí "ondas" (ver **Figura 70C**): son crestas onduladas, más apretadas y más chicas (algunos decímetros de alto y no más de 2-3 metros de ancho), que

aparecen especialmente en la parte baja del glaciar rocoso, donde las tensiones de compresión son más fuertes. De hecho, pensamos que se relacionan con una deformación superficial de la capa activa del glaciar rocoso. En la parte arriba del glaciar rocoso, se destaca una zona con varios índices de desestabilización (ver Figura 70D). En la parte mediana del glaciar rocoso, cabe destacar también la preeminencia de las formas evocando un hundimiento de la superficie – depresión central y surco longitudinal serpenteando (Figura 69).

Por fin, existen dos glaciares rocosos inactivos (anotados #1 y #2 en la Figura 68), el primero en un circo que se abre en la parte este del valle elevado, entre 4435 y 4360 m, el segundo en la parte baja, recubierto por el glaciar rocoso activo principal, entre aproximadamente 3780 y 3610 m. Cabe destacar que el más alto de estos dos glaciares rocosos inactivos intriga por su estado inactivo a tal altura: el lugar mucho menos umbrío que la parte este del sector puede explicarlo, además la morfología poco desarrollada y muy poco distinta, algunas similitudes con depósitos de origen glaciar (crestas pareciéndose a morrenas), hacen pensar que se podría tratar, más que de un glaciar rocoso inactivo, de un glaciar rocoso *abortado* – acumulaciones glaciares que fallan en convertirse totalmente en glaciar rocoso por falta de condiciones topoclimáticas favorables.

En el caso del glaciar rocoso Llanos Las Liebres, el origen de los detritos se puede estimar siguiendo las líneas de conexiones que se observan en el terreno entre paredes de roca, taludes, y cordones longitudinales del glaciar rocoso (Figura 71). La alimentación se realiza principalmente desde el lado este, desde la pared principal del sector, a lo largo de cual el glaciar rocoso pasa muy cerca. Del lado oeste, la alimentación en detrito aparece mucho más débil. Si volvemos del lado este, lo que parece representar una fuente importante de detritos es la parte de pared

dominando la parte mediana del glaciar rocoso, cuya desnivelación alcanza 300-400 metros. Más en detalle, algunos sectores permiten entender cómo la acumulación actual se realiza (Figura 72). Si de manera genérica la liberación de los detritos en la pared está bajo la influencia principal de la gelifración, el transporte de aquellos debe probablemente mucho a procesos de acumulación en masa como avalanchas o caídas voluminosas súbitas. Sin embargo, teniendo en cuenta que el glaciar rocoso se ha probablemente constituido a lo largo de varios miles de años, otros procesos de alimentación en detritos posiblemente tuvieron lugar en el pasado. Especialmente, quisiéramos subrayar que las dimensiones del glaciar rocoso y el volumen de detritos que viene asociado a este tamaño sugieren la posibilidad de un volumen primario de detritos originados de procesos glaciares antes que se añadiesen detritos de origen periglacial.

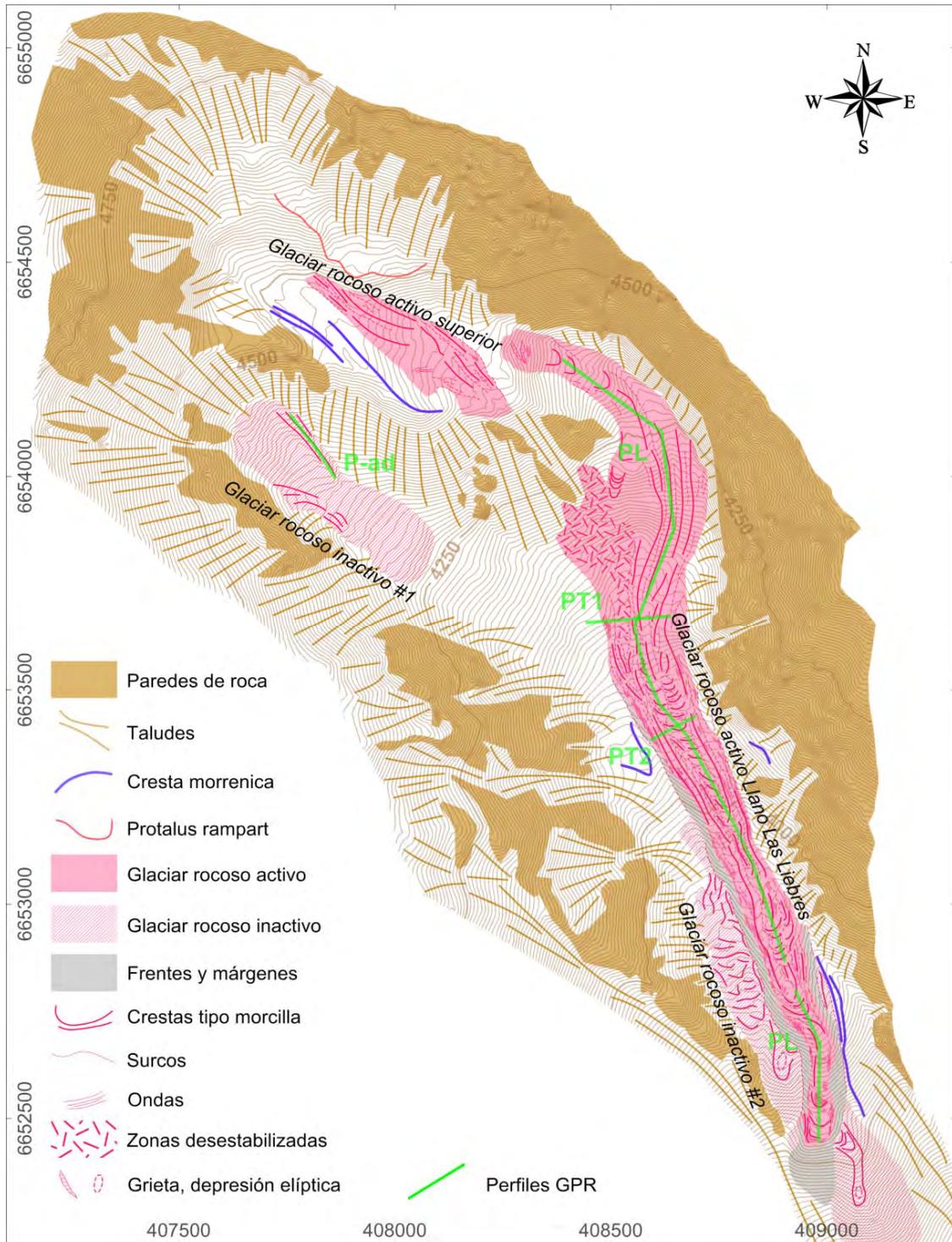


Figura 68. Mapa geomorfológico del sector de Llano Las Liebres. Las coordenadas son en metros. La posición de los perfiles radar viene también indicada. Ver el texto para más detalles.

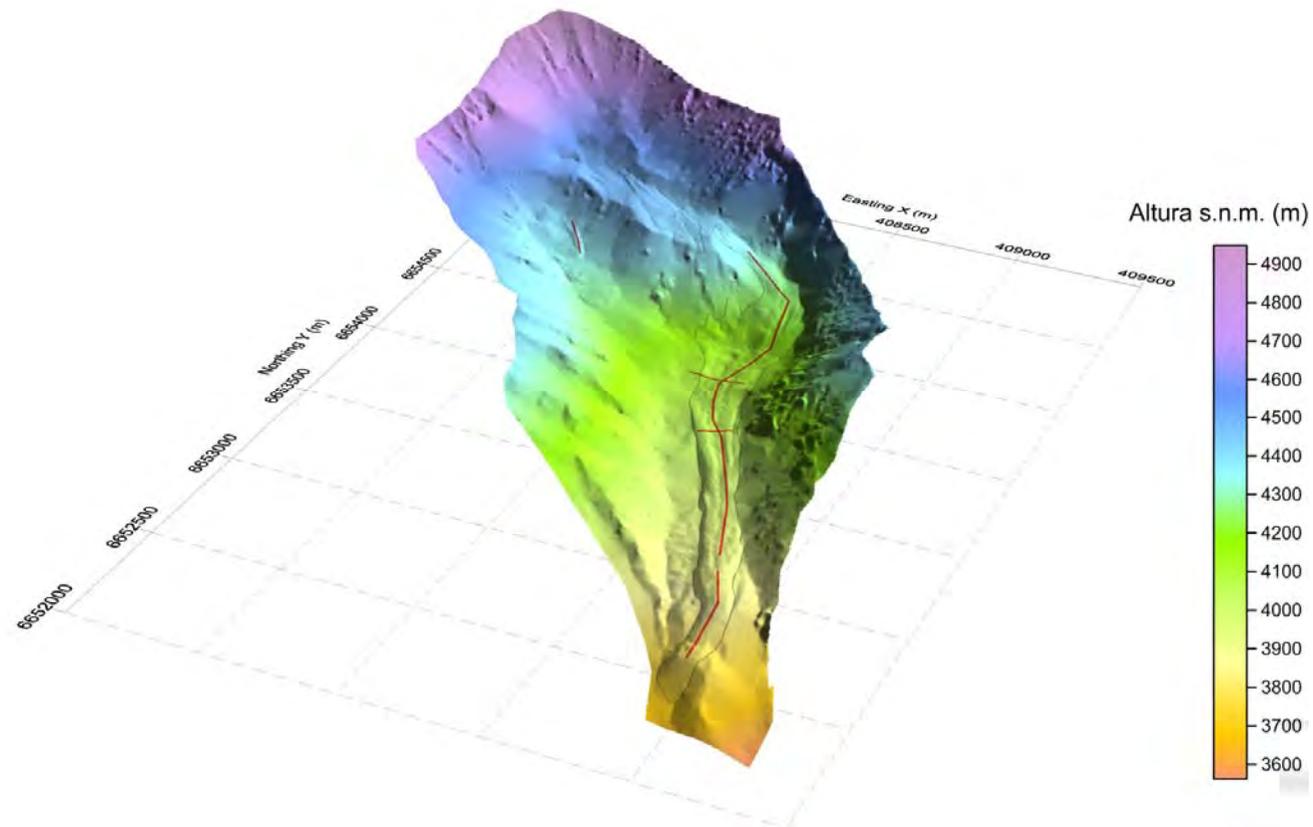


Figura 69. Topografía detallada en tres dimensiones (MNT) del sector Llano Las Liebres. Los límites de los glaciares rocosos activos están representados con un trazado negro. Los perfiles radar están indicados con un trazado rojo. Notar las formas de hundimiento (depresión, surco longitudinal central) existiendo en la parte mediana del glaciar rocoso principal.

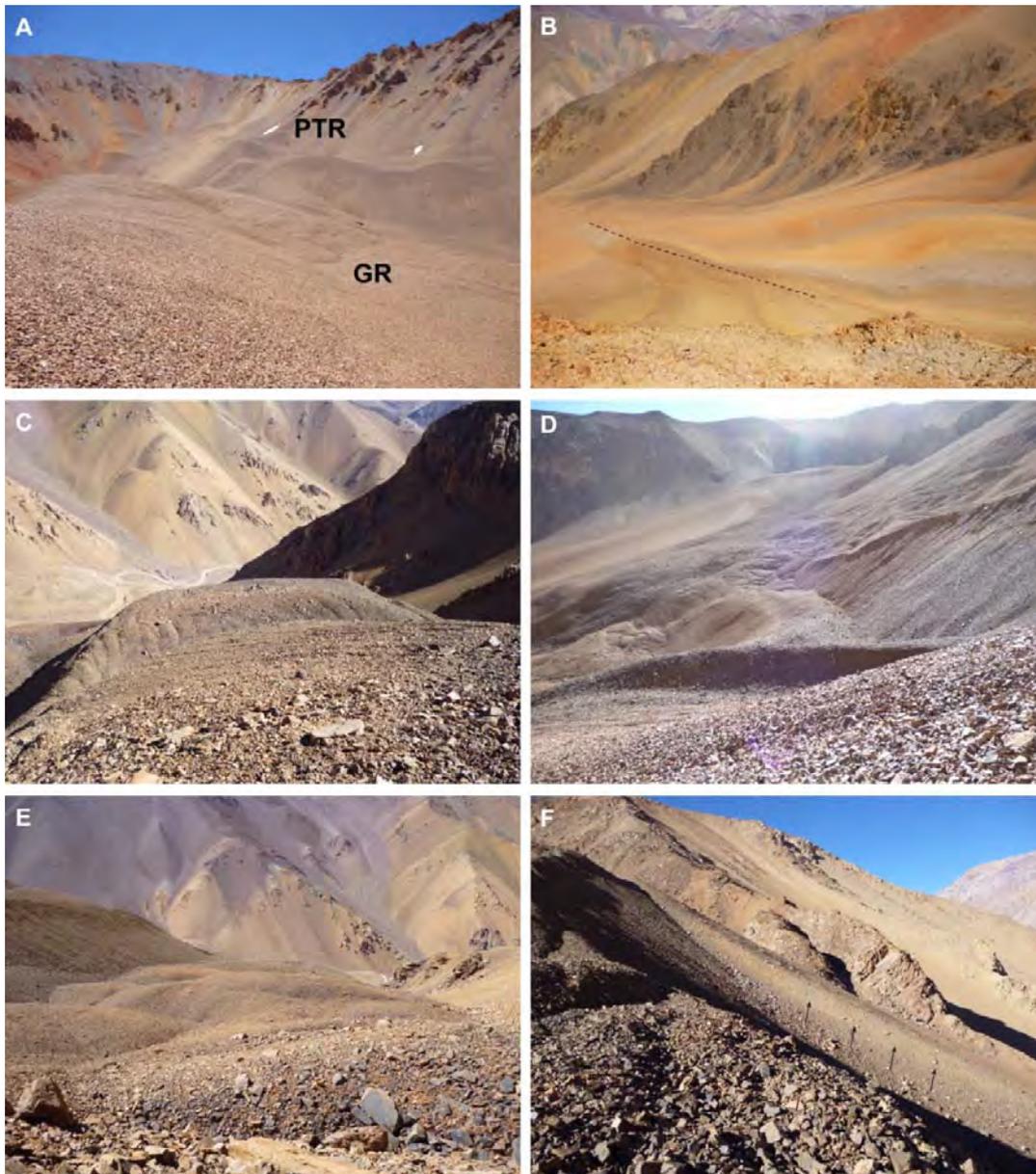


Figura 70. Fotografías de algunas formas claves en el sector de Llano Las Liebres. A: sector arriba (>4400 m); glaciar rocoso activo superior (GR) y *protalus ramparts* (PTR). B: glaciar rocoso inactivo #1 en el circo NW del sector; la línea discontinua indica la posición del perfil radar P-ad (ver Figura 24). C: ondas en la parte terminal del glaciar rocoso; estas ondas se notan al segundo plan, en pendiente fuerte, y también en la espátula terminal del glaciar rocoso. D: parte desestabilizada del glaciar rocoso. E: glaciar rocoso inactivo en la parte abajo del sector (notar la margen lateral del glaciar rocoso activo principal a la izquierda de la foto). F: Morrena lateral (flechas) en la que se apoya el glaciar rocoso activo principal.

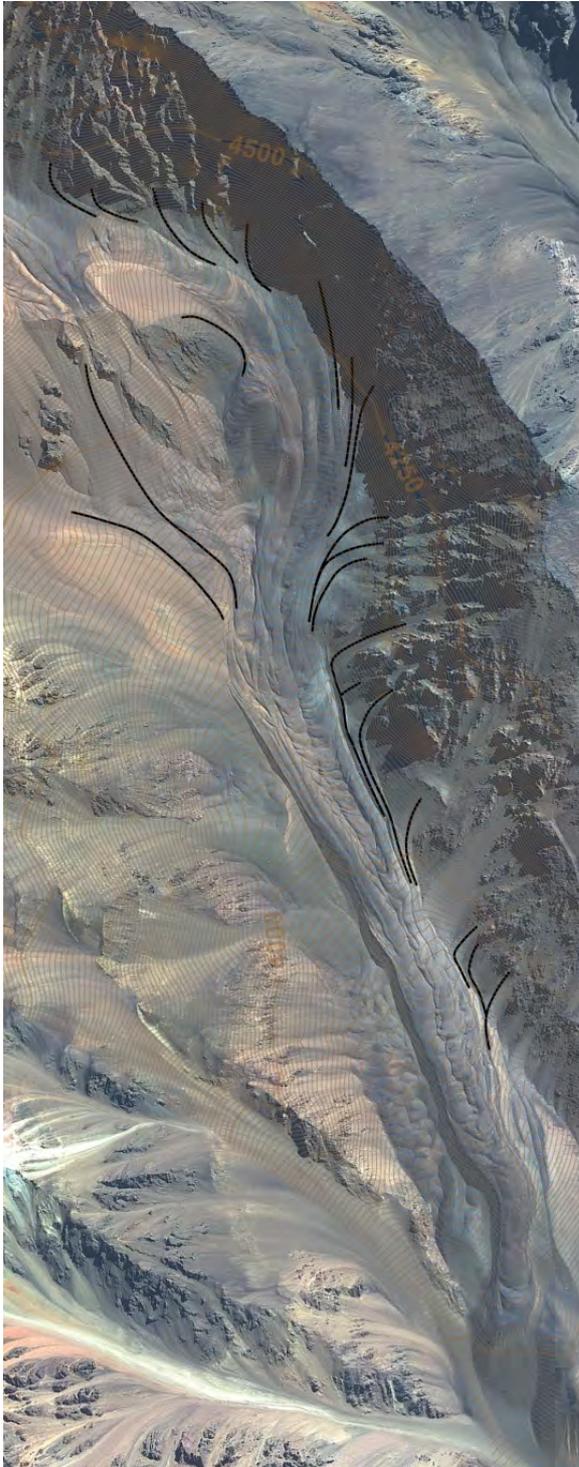


Figura 71. Encaminamiento de los detritos entre paredes, taludes, y el glaciar rocoso Llano Las Liebres: principales líneas de conexiones.

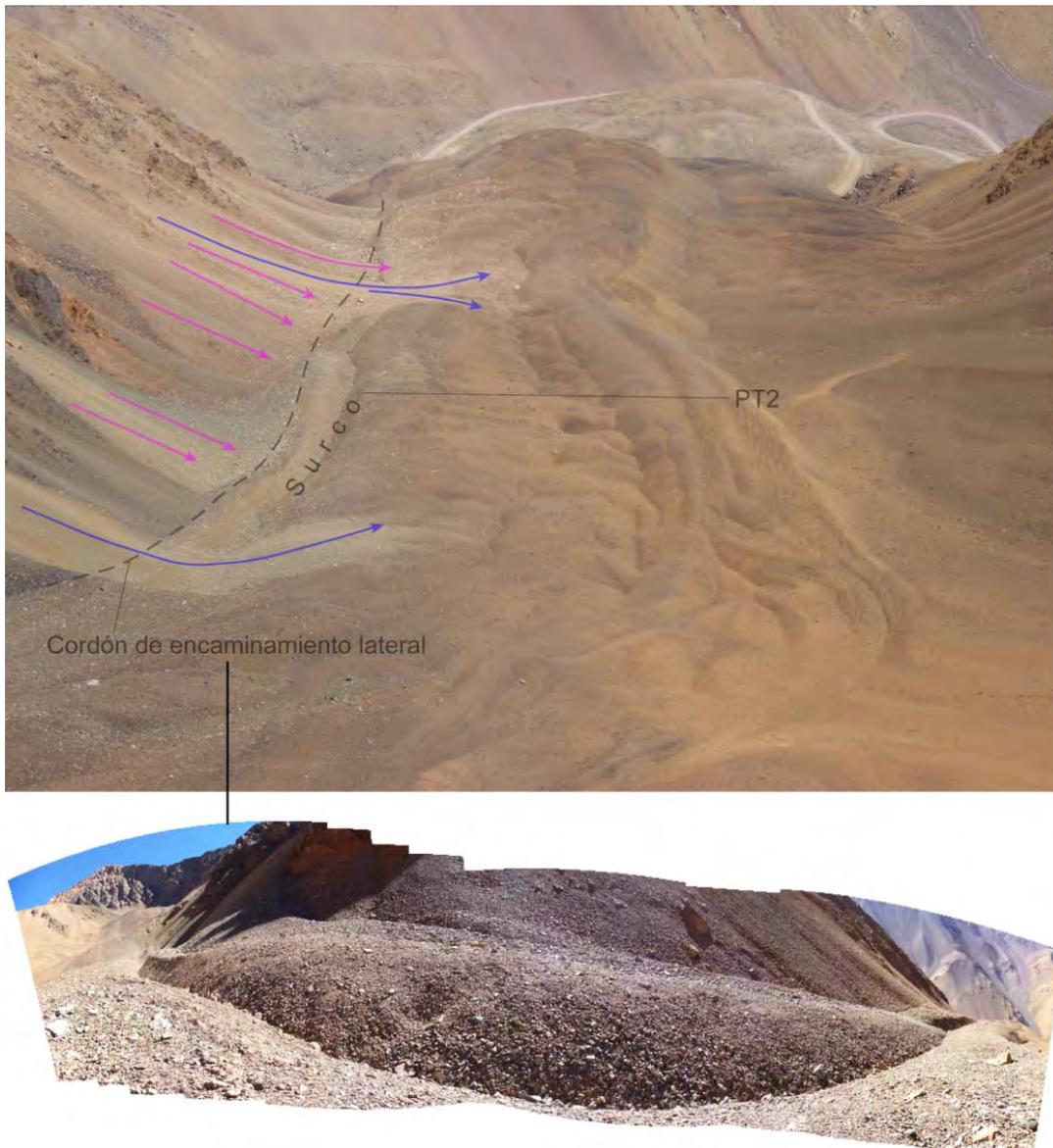


Figura 72. Procesos de acumulación de detritos desde la pared oriental (a la izquierda en la foto) hasta el glaciar rocoso en su parte mediana (el perfil radar PT2 está indicado por tema de ubicación). Las flechas rosadas representan la acumulación de detritos en conos bajo la influencia de la gelifracción y de la gravedad; estos conos vienen alimentar cordones de encaminamiento lateral. Las flechas azules indican procesos de acumulación masivos – entrenamiento de volúmenes de detritos en avalanchas, caídas voluminosas súbitas – que alcanzan penetrar hasta la parte central de la superficie del glaciar rocoso. La foto en la parte baja de la figura es un panorama lateral de uno de los cordones de encaminamiento lateral.

Sedimentología de la superficie

En el glaciar rocoso Llanos Las Liebres y cerca de él, las mediciones fueron realizadas en 17 parcelas, lo que al final corresponde a un total de 981 detritos. Ocho tipos de roca fueron identificados (Figura 73), en cuales el granito domina (69.5%), largamente antes de la toba riolítica (15.6%). En 14 de las 17 parcelas los detritos graníticos representan al menos la mitad de los detritos medidos; en 7 parcelas, representan al menos 80% de los detritos medidos; por fin, en dos parcelas (3 y 4, a fuera del glaciar rocoso, en los taludes del lado de la pared oriental) 100% de los detritos medidos eran graníticos. Se nota que la proporción de detritos graníticos va decreciendo en dirección de la ribera derecha (oeste) del glaciar rocoso, donde al contrario, la proporción de detritos de toba riolítica va creciendo hasta que aquellos dominen la composición litológica en la parcela 14, que se ubica a fuera del glaciar rocoso. Los detritos de toba riolítica aparecen en fracción especialmente importante al nivel del "codo" de la parte mediana del glaciar rocoso, ubicada abajo del corredor en proveniencia del circo NE del sector. De otro lado, en total el tamaño de los detritos medidos va de 8 cm a 80 cm, pero en mayoría los detritos presentan un tamaño inferior a 20 cm (Figura 74-Figura 76). Teniendo en cuenta que los termistores y de hecho las parcelas se ubican por pares, éstas se pueden comparar. De respeto a los 5 pares que se ubican en los glaciares rocosos activos e inactivos, las parcelas en posición alta (cumbre de un cordón) contienen más detritos de pequeño tamaño (concentración máxima entre 8 y 10 cm) que las parcelas en posición baja (fondo de un surco o de una depresión) que contienen más detritos de tamaño intermedio (concentración máxima entre 10 y 15 cm). Según la explicación clásica para esta tipo de repartición, la evolución dinámica de la topografía de la superficie (crestas o cordones y surcos) tiende a hacer que los detritos más grandes se desamarren desde las partes altas hacia las partes bajas. Del

punto de vista del régimen térmico, eso tiene su importancia, debido a que la organización de los detritos en la superficie condiciona mucho el micro-clima del suelo en sus primeros decímetros y, por consecuencia, los intercambios de calor entre la atmósfera y el interior del glaciar rocoso.

Sitio Llano de las Liebres : Litología de los termistores
Glaciar rocoso

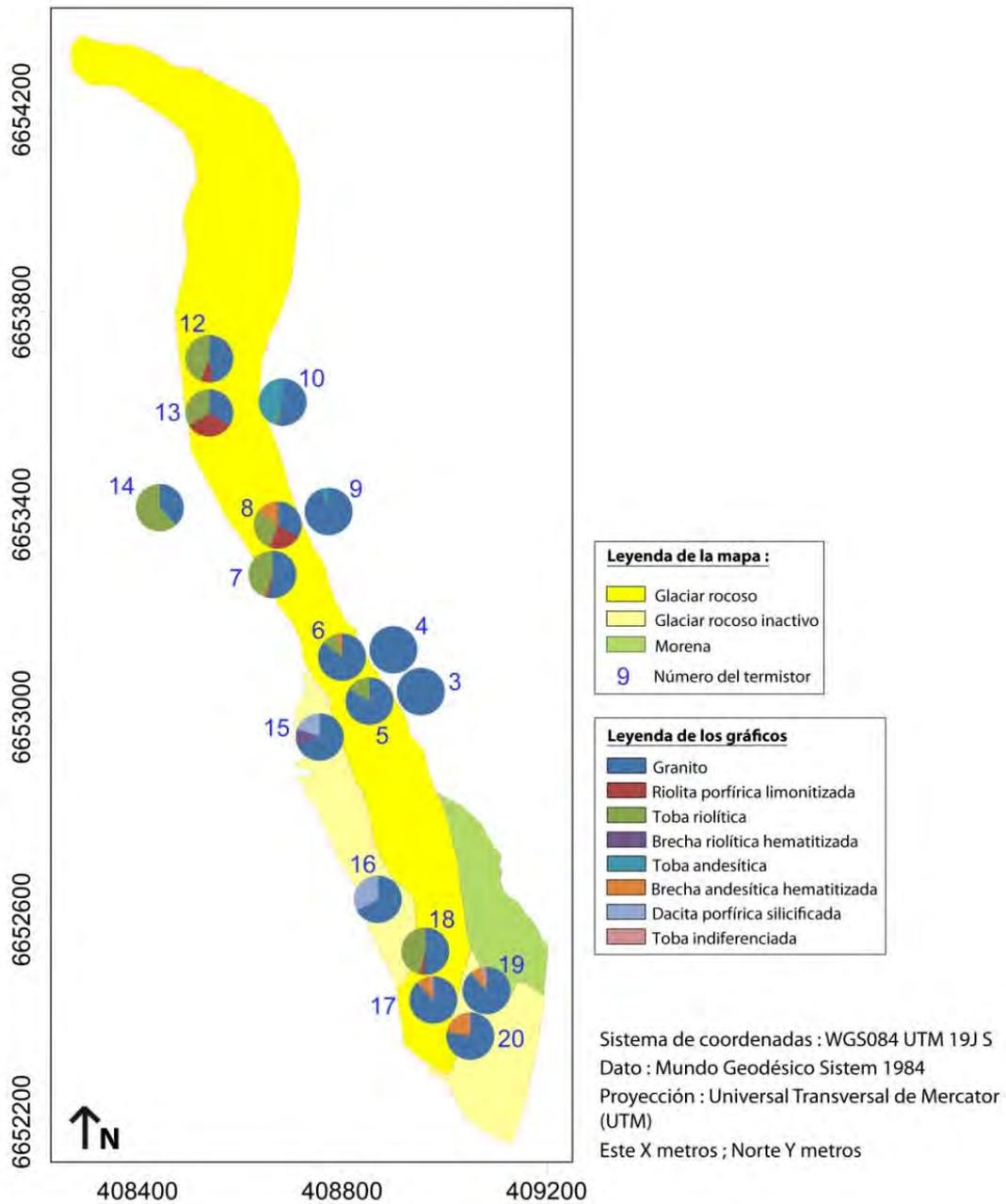


Figura 73. Litología de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores del glaciar rocoso Llano Las Liebres.

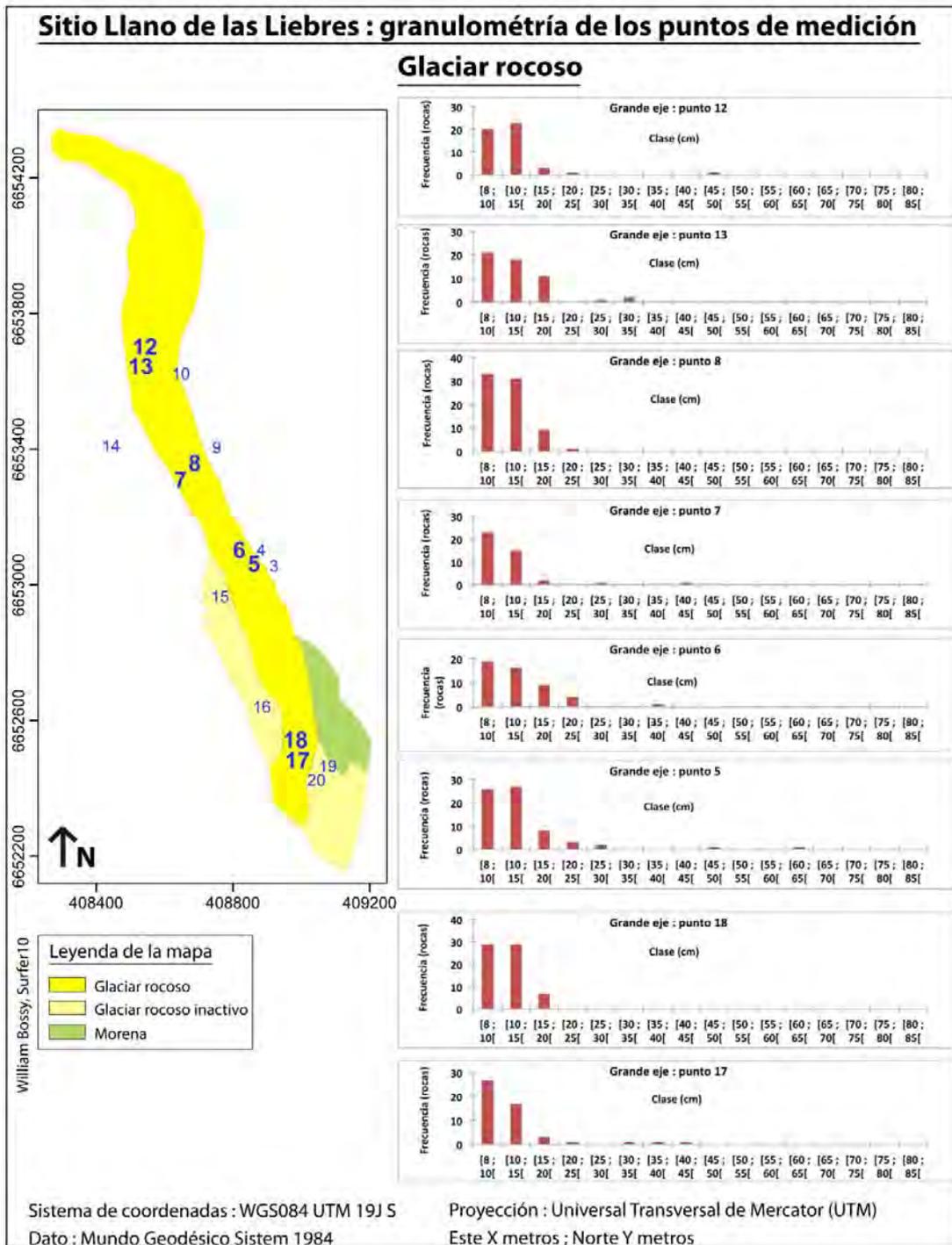


Figura 74. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas ubicadas adentro del glaciar rocoso activo Llano Las Liebres.

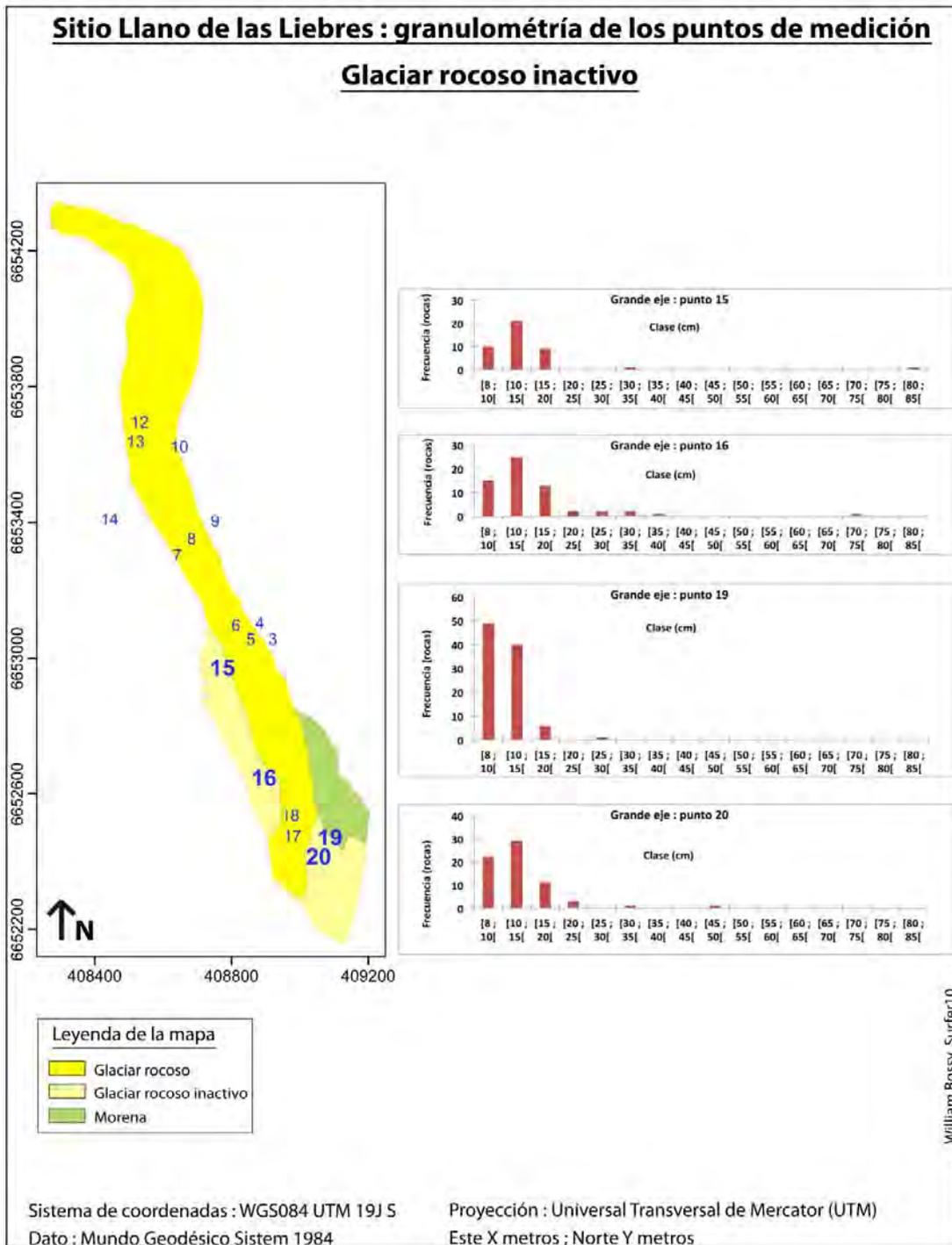


Figura 75. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas ubicadas adentro del glaciar rocoso inactivo.

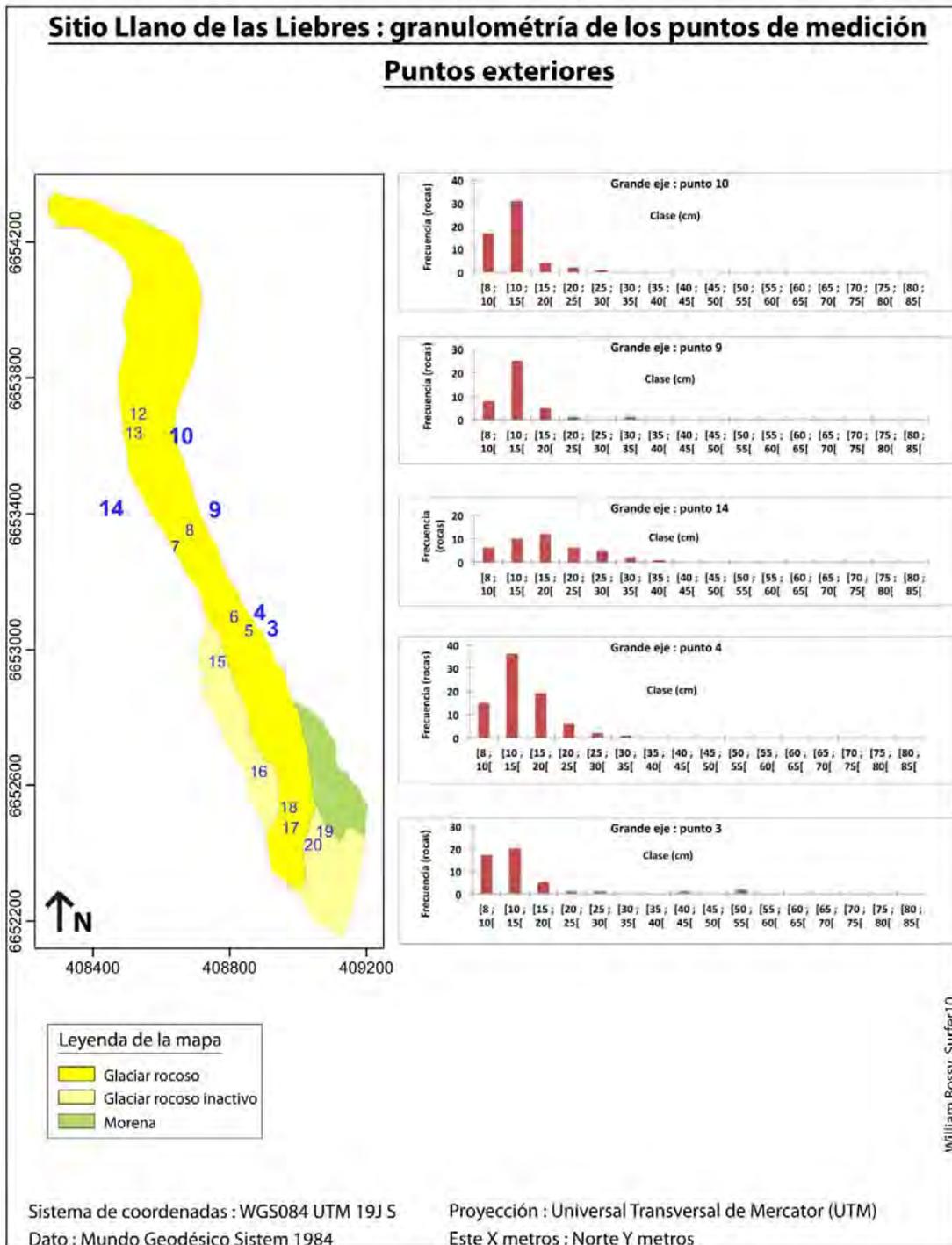


Figura 76. Granulometría de los detritos ubicados a fuera de los glaciares rocosos.

4.6.2. Tapado

Morfología

El sector del Tapado corresponde a un largo y circular anfiteatro (2 km de diámetro), cuyo origen es probablemente glaciar pero también estructural. En comparación del sector de Llano Las Liebres, la morfología de los depósitos superficiales, y más precisamente de la amplia (más de 2 km de longitud) margen proglaciar del glaciar Tapado, es mucha más variada y compleja, debido al hecho que se superponen y se imbrican formas periglaciares y formas glaciares. Por lo tanto, la comprensión de la organización precisa de la morfología requiere mucho más atención y análisis. Aquí, la margen proglaciar del Tapado aparece como un lugar emblemático de la complejidad de las interacciones que pueden ocurrir entre procesos/formas glaciares y procesos/formas periglaciares. A primera vista, se trata de un sistema de continuidad longitudinal (de arriba hasta abajo) entre glaciar, glaciar cubierto, y glaciares rocosos, lo que podría hacer llegar a la conclusión inmediata de una continuidad genética – según cual los glaciares rocosos derivan directamente de un glaciar habiéndose cubierto (ver el modelo del *glacier-derived rock glacier* de Humlum, 1996 y 2000) o por lo menos de depósitos glaciares evolucionando en seguida en una forma periglaciar (lo que Barsch, 1992, llamó *debris rock glacier*). Sin embargo, las observaciones en el terreno y el análisis avanzado de los datos remotos (imágenes Geoeye de 2010 y NMT derivados), particularmente en 3D (Figura 77), han revelado que la significación morfogenética de la margen proglaciar del glaciar Tapado no sería tan simple. En particular se destaca una serie de discontinuidades morfológicas interpretándose como líneas de encaje o superposición de diferentes unidades (ejemplo: Figura 78). Así la construcción del sistema debe entenderse como un proceso no lineal, hecho de varias etapas

implicando alternativamente la dominación de los procesos glaciares o la dominación de los procesos periglaciares. Esta particularidad ha sido varias veces destacada en otros lugares del mundo (por ejemplo Ribolini et al., 2007; Monnier et al., 2011). Preeminentemente, las dos lenguas de glaciares rocosos (llamadas unidades I y II, ver Figura 79) estudiadas aparecen como cubiertas en su parte arriba por los glaciares cubiertos y depósitos asociados (notablemente morrenas de compresión o empuje) – mucho más que como originando de éstos. La Figura 77 y la Figura 79 detallan el ensamblaje de las diferentes formas a lo largo de la margen proglaciar. Uno de los fenómenos fundamentales en este sistema es la compresión de los depósitos que resulta del encuentro y de la superposición de unidades constituidas en fases distintas. Eso se ilustra por la densidad de la morfología viscosa, que también viene del movimiento gravitacional de las formas. Cabe también subrayar que la parte baja del glaciar cubierto, está probablemente progresivamente incorporándose a la dinámica periglaciar del glaciar rocoso, después de haberlo recubierto; por eso, los calificativos de “zonas de transición” o “zona de intermedia” parecen bien adecuados. Al final, el sistema estudiado impacta por su riqueza y sus gradientes morfológicos, y por las secuencias de construcción del paisaje que sugiere.

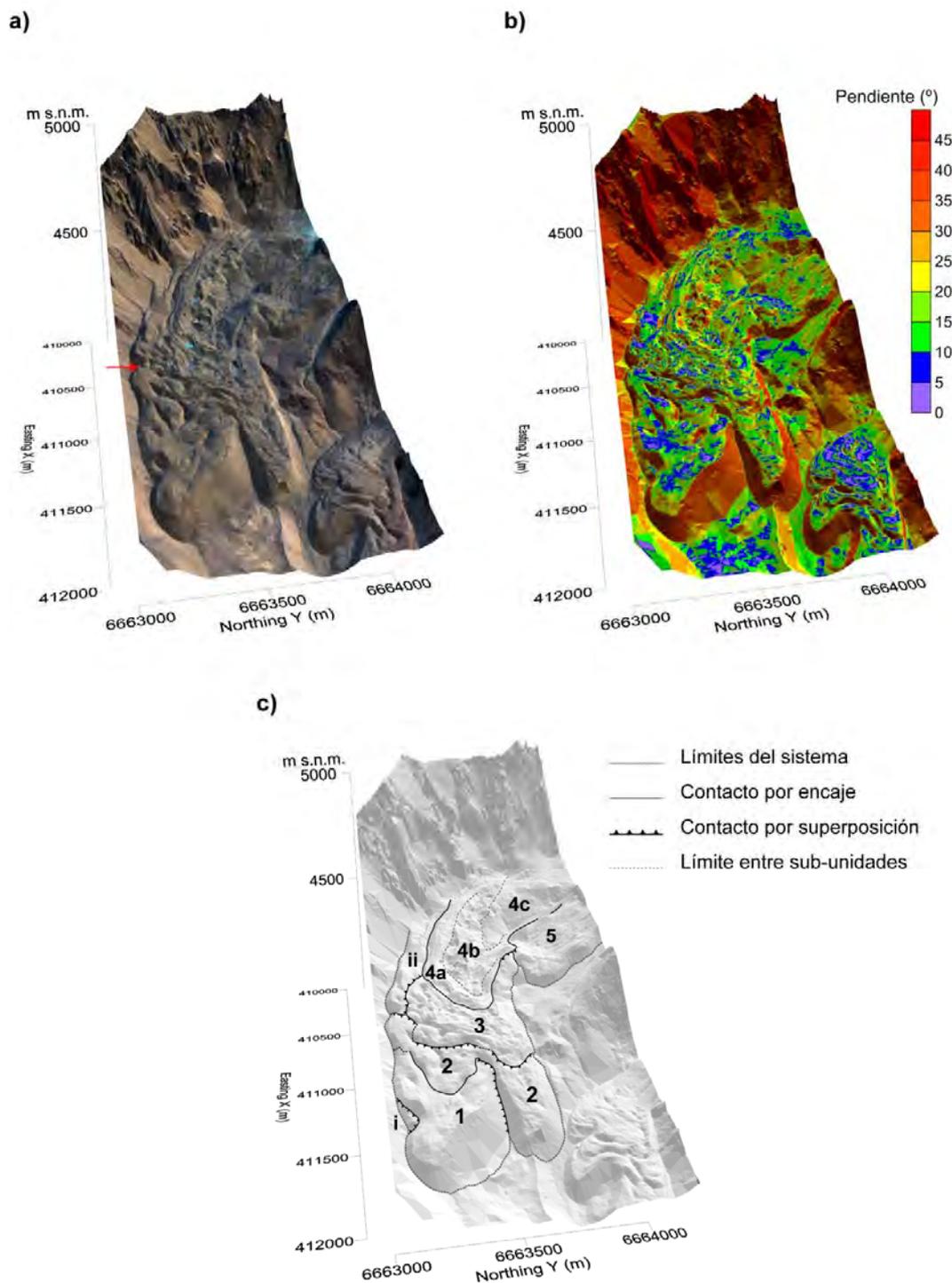


Figura 77. Análisis en 3 dimensiones de la morfología de la margen proglaciar del Tapado, y identificación de las discontinuidades morfológicas. a) Imagen Geocye 2010 superpuesta sobre el MNT.

(Figura 51-continuación): b) Mapa de pendientes superpuesto sobre el MNT. c) Interpretación: diferentes unidades y contactos entre unidades. 1-2: glaciares rocosos. 3-4: glaciares cubiertos. 4a: morrenas de empuje; 4b: glaciar cubierto con alta densidad de termokast y topografía caótica; 4c: glaciar cubierto con topografía más regular. 5: complejo morrénico. i-ii: unidades laterales de identificación más incierta. En a) la flecha roja indica la posición donde fue sacada la foto de la Figura 78.



Figura 78. Ejemplo de contacto por superposición entre dos unidades. La foto fue sacada al lugar del termistor 010 (ver Figura 77 por ubicación general).

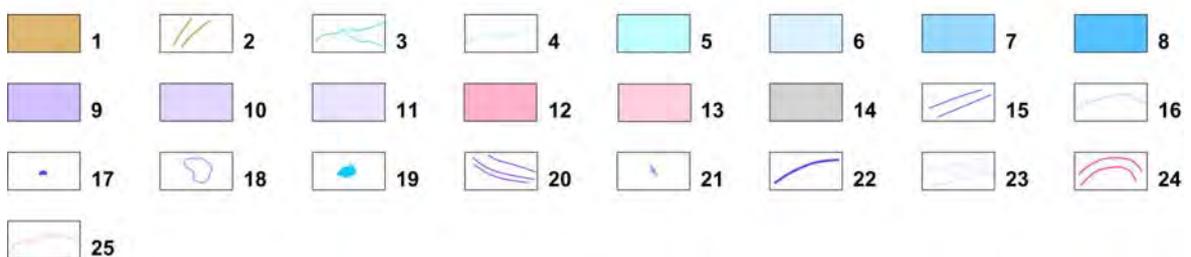
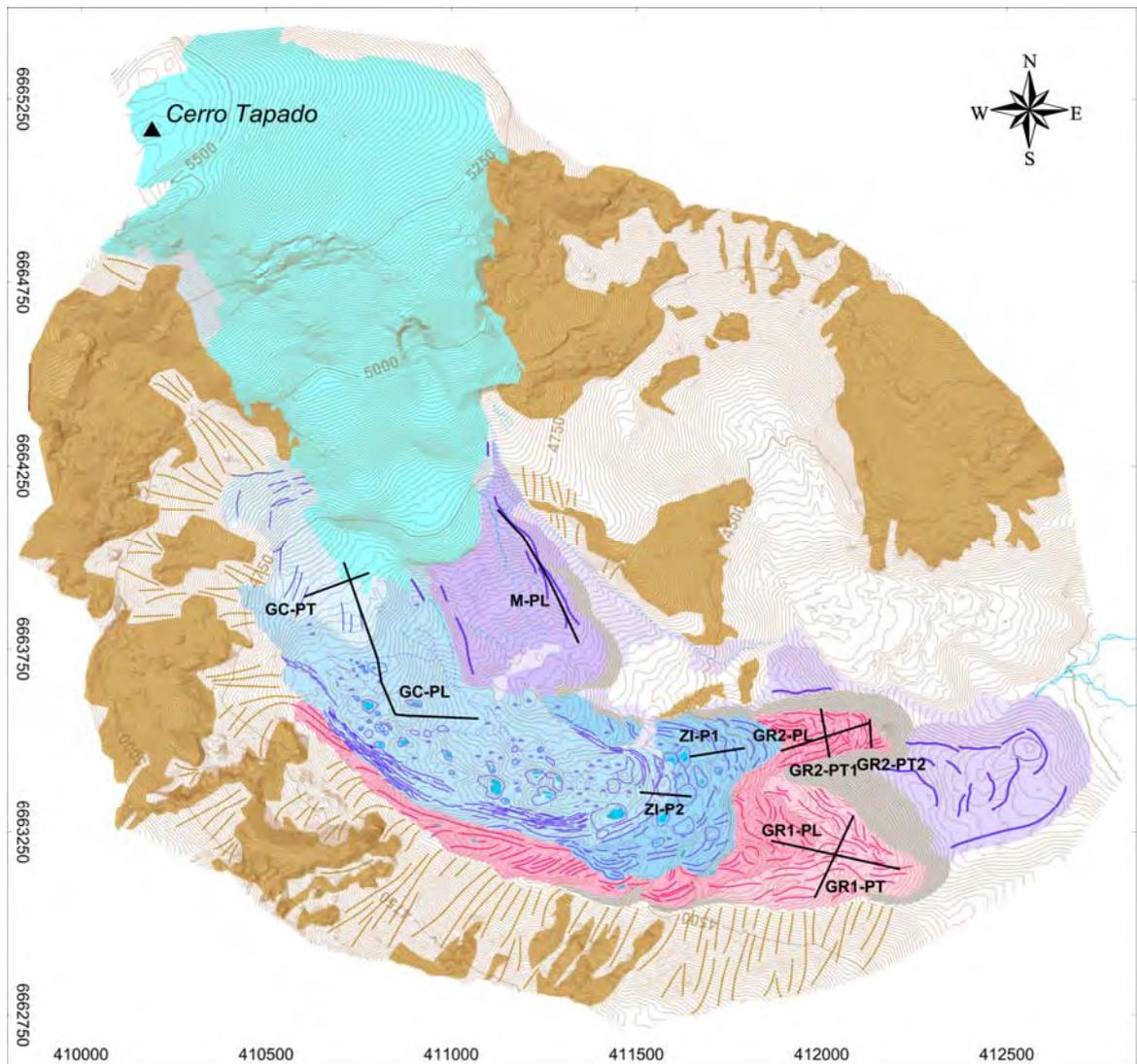


Figura 79. Mapa geomorfológico de la margen proglaciar del Tapado. 1: paredes de roca. 2: direcciones de los taludes. 3: aguas corrientes superficiales. 4: canales secos. 5: glaciar (hielo descubierto). 6: hielo enterrándose. 7: glaciar cubierto, unidad II (arriba). 8: glaciar cubierto, unidad I (baja). 9: morrena (potencialmente nucleada con hielo). 10: morrenas antiguas. 11: acumulación fluvio-glaciares. 12: glaciar rocoso, unidad II. 13: glaciar rocoso, unidad I. 14: márgenes y frentes

emпинados. 15: grietas abiertas en hielo cubierto o enterrándose. 16: trazado de los canales subglaciares en el glaciar cubierto. 17: morrenas en *hummocks*. 18: depresiones termokársticas. 19: lagos. 20: cordones de las morrenas de empuje. 21: fisuras (sin hielo aparente) en la cobertura del glaciar cubierto. 22: crestas morrénicas preeminentes y aisladas. 23: morrenas aflautadas. 24: cordones de los glaciares rocosos. 25: surcos de los glaciares rocosos. Las posiciones de los perfiles radar vienen indicadas.

Sedimentología

En el sitio del Tapado, las mediciones fueron realizadas en 19 parcelas, lo que al final corresponde a un total de 729 detritos. Ocho tipos de roca fueron identificados (Figura 80), en cuales la riolita porfírica domina (73%), largamente antes de la dacita porfírica (7%). En 17 de las 19 parcelas los detritos de riolita representan al menos la mitad de los detritos medidos; en 11 parcelas, representan al menos 75% de los detritos medidos; por fin, en dos parcelas (011 y 013) 100% de los detritos medidos eran de riolita porfírica. Las parcelas donde la riolita porfírica está exclusiva o casi exclusiva son ubicadas al sur de la margen glaciar, cerca de los taludes (pendientes homogéneas litológicamente). La litología aparece también más mezclada y heterogénea en la parte baja del glaciar cubierto, a la transición con el glaciar rocoso; eso tiende a confirmar la idea que este sector es un sector de "confrontación" entre unidades lo que se traduce por una mezcla más importante de los elementos. De otro lado, en total el tamaño de los detritos medidos va de 8 cm a 69 cm, pero en mayoría los detritos presentan un tamaño inferior a 20 cm (Figura 81-Figura 83). Como en el caso del glaciar rocoso Llano Las Liebres, la comparación de las parcelas por pares, entre una parcela ubicada en una cresta y una parcela ubicada en un surco, muestran que los puntos topográficamente bajos se caracterizan por un tamaño más grande. Las interpretaciones de este fenómeno quedan iguales a las que fueron propuestas en el caso del glaciar rocoso del Llano Las Liebres.

Sitio del Tapado : Litología de los termistores
Glaciar rocoso

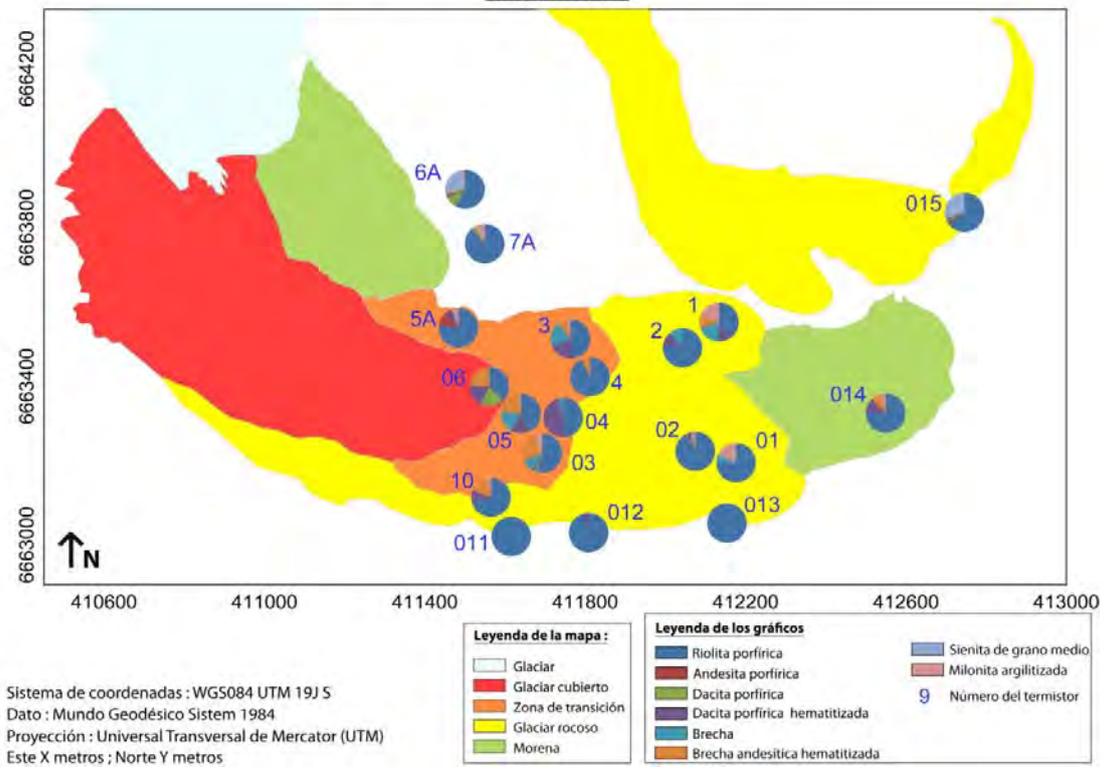


Figura 80. Litología de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de la margen glaciar del Tapado.

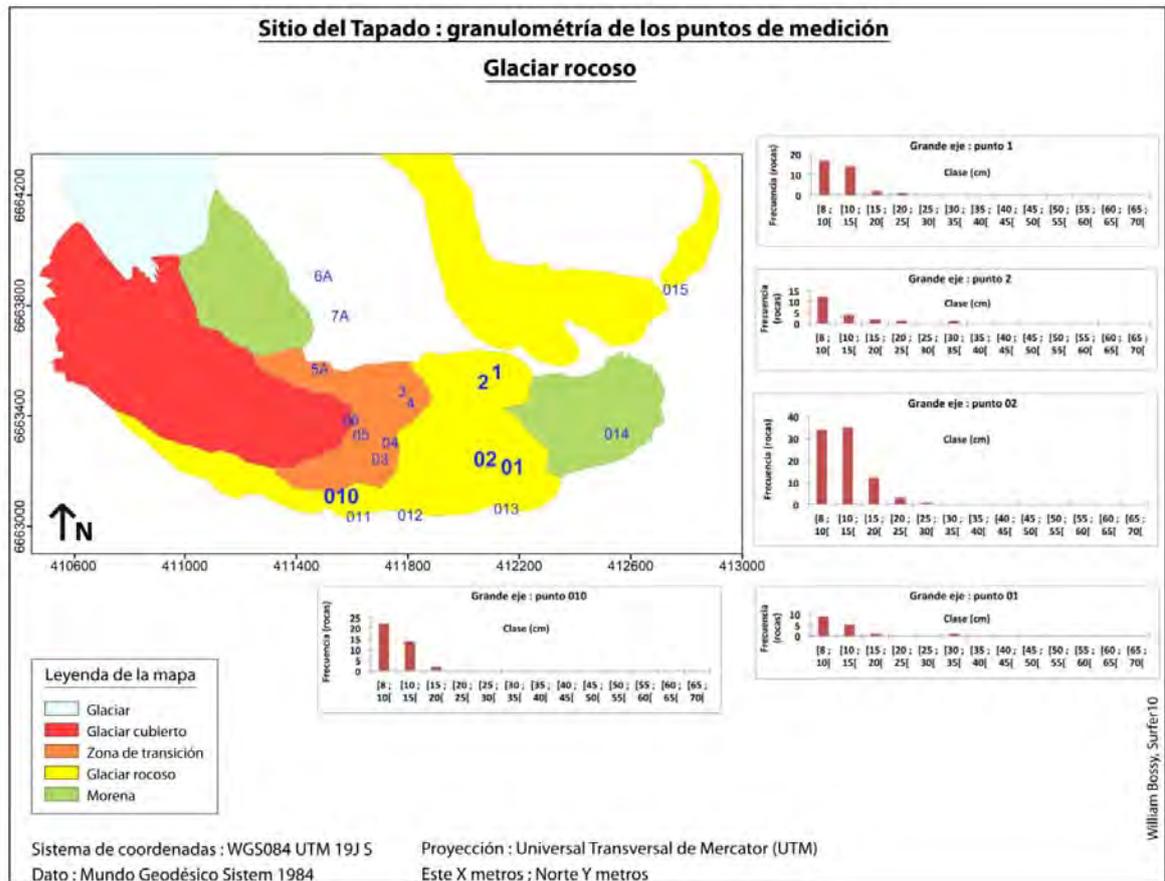


Figura 81. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de los glaciares rocosos del Tapado.

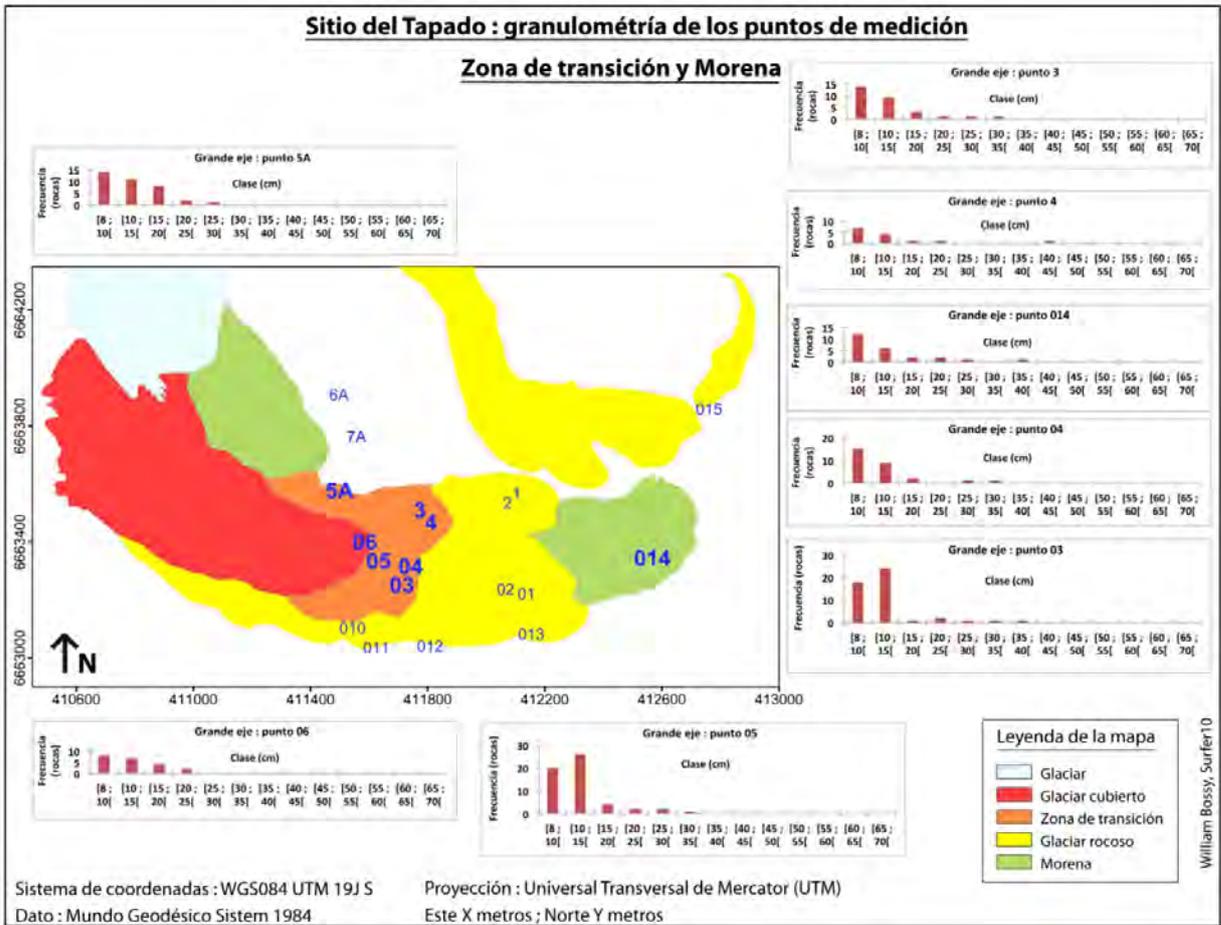


Figura 82. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores de la parte baja del glaciar cubierto (zona de transición) del Tapado.

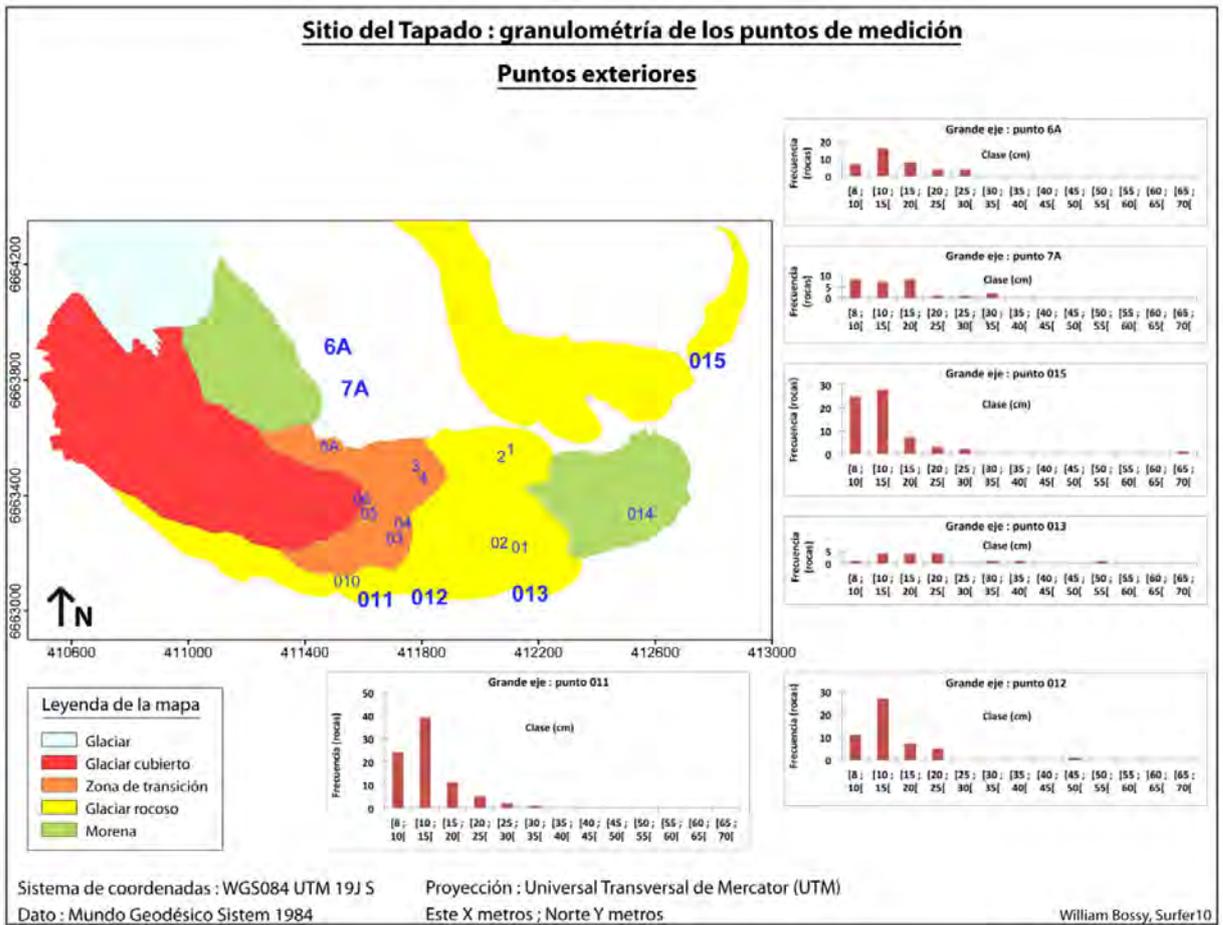


Figura 83. Granulometría de los detritos medidos en las parcelas experimentales ubicadas en los puntos de termistores al exterior de la margen glaciar del Tapado.

4.7. ANALYSIS DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LOS GLACIARES ROCOSOS TAPADO Y LLANOS DE LAS LIEBRES

4.7.1. Llano de Las Liebres

Radar de suelo

En los puntos siguientes analizamos y resumimos los resultados obtenidos a partir del radar de suelo (Figura 84-Figura 92).

1. Los datos adquiridos son de alta calidad, incluso bastante excepcionales si consideramos que el perfil longitudinal (2.160 km), a pesar de la corta interrupción (70 m) que lo caracteriza en su parte baja, es el más largo que nunca ha sido realizado en un glaciar rocoso (donde generalmente la topografía hace que progresar y obtener datos continuos son alcances difíciles). La visualización de la estratigrafía en los datos procesados (Figura 84-Figura 87; Figura 92) es variable pero globalmente muy buena y llevando mucha información.

2. Esta estratigrafía (Figura 84-Figura 87; Figura 92) es bastante evidente a leer y los estilos estratigráficos siguientes pueden ser reconocidos. (a) Primero existe en el perfil longitudinal un reflector poco profundo (2-8 metros), subparalelo a la superficie, ondulando levemente; éste corresponde al límite inferior de la capa activa. (b) Después viene un fuerte reflector profundo, subparalelo a la superficie, ubicado entre 20 y 35 m de profundidad, que conformemente al vocabulario en uso se dirá "basal". Se demarca por su remarcable continuidad, raramente alcanzada en otros glaciares rocosos. Este reflector da el espesor del glaciar rocoso; aquella aparece máxima en la parte baja del glaciar rocoso. La localización de este "piso" del glaciar rocoso tiende a ser confirmada cuando se cruzan los perfiles longitudinales y transversales (Figura 84-**Figura 85**). (c) En el núcleo interno del glaciar rocoso, los reflectores son generalmente

cóncavos y en *overlap*, con un pendiente en dirección de arriba; así expresan procesos de imbricación/superposición (*thrust planes*) en el permafrost. (d) Debajo del fuerte reflector basal, se encuentran reflectores apilados y subparalelos a él, que representan el depósito inferior (morrena u otros depósitos de pendiente), aplanado por el pasaje del glaciar rocoso. (e) Entre 300 y 600 m de posición a lo largo del perfil, se destaca un zona de baja visualización, explicándose lo más probablemente por la atenuación de la señal (disminución de la velocidad, ver punto siguiente).

3. En el glaciar rocoso, la velocidad de las ondas radar varía ampliamente (Figura 88) entre 0.05-0.06 y 0.22 m.ns⁻¹. En la capa activa, la velocidad es siempre más alta que 0.16 m.ns⁻¹, lo que tiene que explicarse por la presencia importante de aire entre los clastos. En el núcleo interno del glaciar rocoso, la velocidad puede alcanzar valores de 0.15-0.16 m.ns⁻¹, especialmente en la parte alta del perfil, y también en un sector restringido de su parte baja. También cabe destacar la importancia de los valores entre 0.07 y 0.10 m.ns⁻¹ en varios sectores de los 1200 primeros metros del perfil.

4. A partir de la velocidad se puede, usando la fórmula de Topp, calcular la fracción de agua en el núcleo del glaciar rocoso (Figura 89). Globalmente, las variaciones de la fracción de agua siguen las variaciones de la velocidad radar. La parte alta del perfil presenta fracciones muy bajas (cerca de 0.05), mientras que en la parte baja la fracción aumenta hasta alcanzar valores de 0.20-0.30 (el 99º percentil de la distribución es 0.30) en unas zonas. Muy localmente, atrás del frente del glaciar rocoso, podemos cuestionar la significación de valores cerca de 0.40 (¿macro-porosidad? ¿Poca de agua?).

5. El contenido de hielo en el núcleo del glaciar rocoso depende de la fiabilidad de la evaluación de la fracción de agua usando la fórmula de Topp, de la permitividad de los elementos de roca, y de la fracción de aire (Figura 90). Ésta, de todo modo, es una fracción promedia sobre una columna vertical de alrededor de 20 m y por lo tanto no puede razonablemente sobrepasar 0.1. Cuando la fórmula de Topp está corregida por arriba, no existen soluciones aceptables/coherentes para la fracción de hielo. El rango más largo de soluciones se encuentra en caso de la solución de Topp corregida por abajo. Cuando la fracción de agua está baja, la fracción de hielo tiende a acercarse de 1. También en el caso de una permitividad de la roca igual a 5, la fracción de hielo puede ser bastante alta (0.6-0.7) incluso en caso de fracciones de agua altas si la fracción de aire está cerca de 0 (lo que es posiblemente el caso considerando que agua y aire son elementos que luchan para ocupar los vacíos de la matriz de hielo y roca). Al final, para simplificar la visualización de estos resultados y de su comprensión, se puede elegir una fracción de aire constante (0.06, por ejemplo) y calcular la fracción de hielo a lo largo del perfil usando soluciones de la fórmula de Topp corregidas por abajo. La Figura 91 muestra un gradiente significativo, en acuerdo con las condiciones topoclimáticas: en la parte alta del perfil, la fracción de hielo es sistemáticamente superior a 0.7 (0.85 al máximo) – y correlativamente la fracción de roca se acerca de 0 – y en la parte baja la fracción de hielo fluctúa mucho más, con zonas donde puede ser alta y zonas donde puede disminuir hasta menos de 0.3. Insistimos en el hecho que las fracciones de hielo más bajas se encuentran donde se observan en la superficie las formas de hundimiento más características (ver Figura 69).

Por fin queda el caso del perfil adicional realizado sobre una cresta lateral del glaciar rocoso inactivo o "abortado" ubicado en la parte NW del sector (Figura 92). Varias hipérbolas en el perfil no migrados mostraron una velocidad de $0.15-0.16 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$. La estructura es simple e impactante: debajo de la superficie se nota una zona bastante transparente, con muy pocas reflexiones, hasta un reflector muy fuerte y continuo, "basal", ubicado entre 10 m (parte arriba del perfil) y 30 m (parte abajo del perfil) de profundidad. Durante las mediciones en el terreno, se escuchaba agua corriendo muy cerca ($<1 \text{ m}$, según nuestras estimaciones) de la superficie. Todos estos elementos (velocidad radar alta; transparencia de la estructura; impermeabilidad del núcleo) nos hacen concluir que la cresta investigada viene con un núcleo de hielo masivo. Y, si el glaciar rocoso se abortó bien a partir de depósitos glaciares, se trataría de lo que se dice en inglés una *"ice-cored moraine"* (Østrem, 1971). Esta cresta se ubica precisamente en la parte más umbría del circo y, así, su estructura subraya las posibilidades de conservación de volúmenes de hielo enterrado.

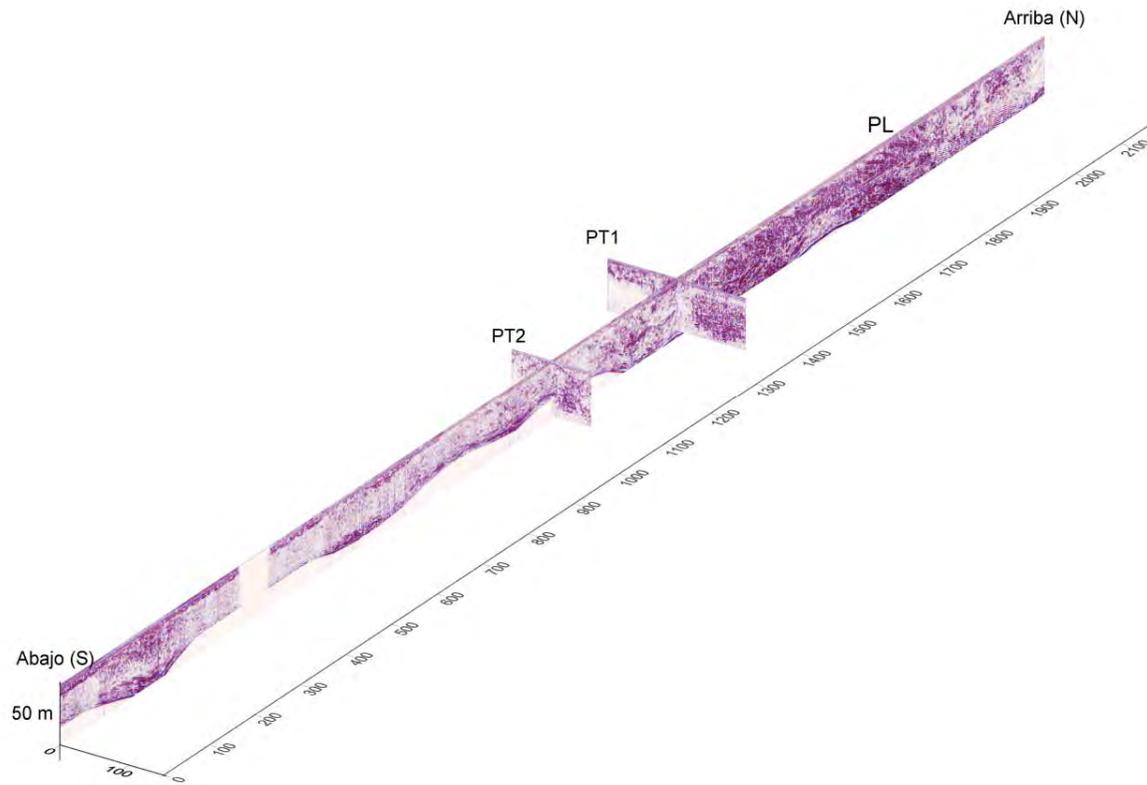


Figura 84. Bloque 3D conjuntando el perfil radar longitudinal (PL) y los dos perfiles transversales (PT1 y PT2) realizados en el glaciar rocoso Llano Las Liebres. Ver la Figura 24 para la localización de los perfiles.

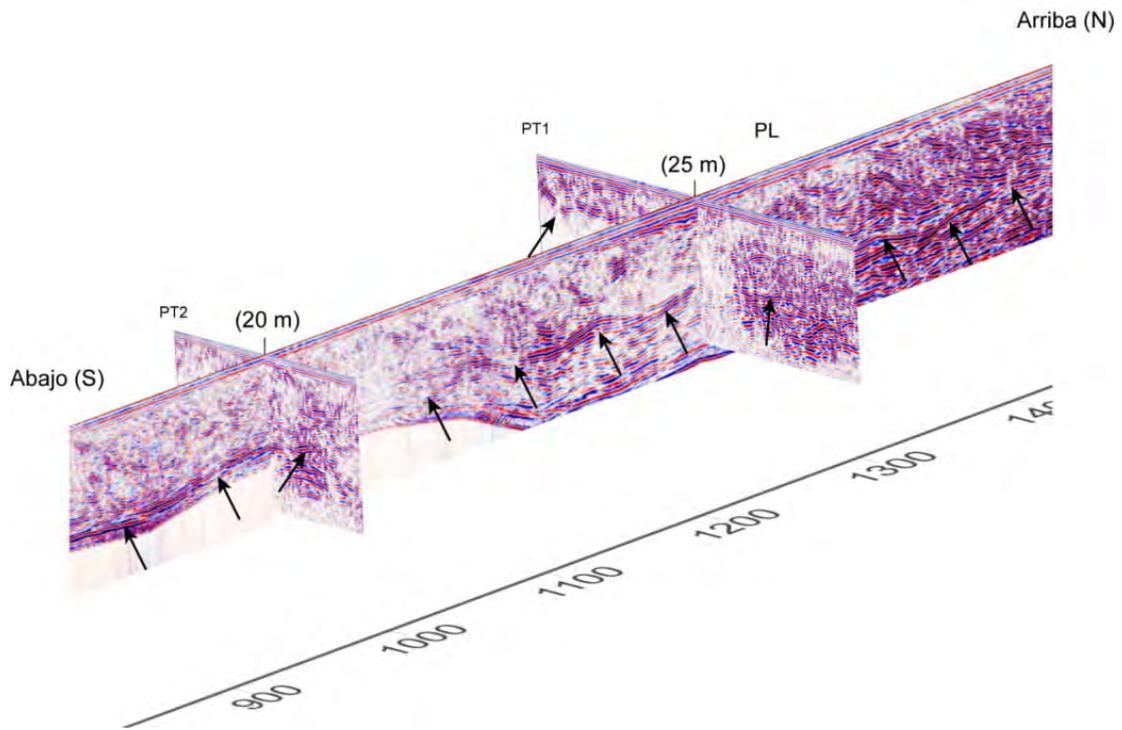


Figura 85. Zoom en la parte mediana del bloque 3D de la Figura 84. Las flechas indican la posición del reflector fuerte basal, bien evidente en PL, menos en los perfiles transversales.

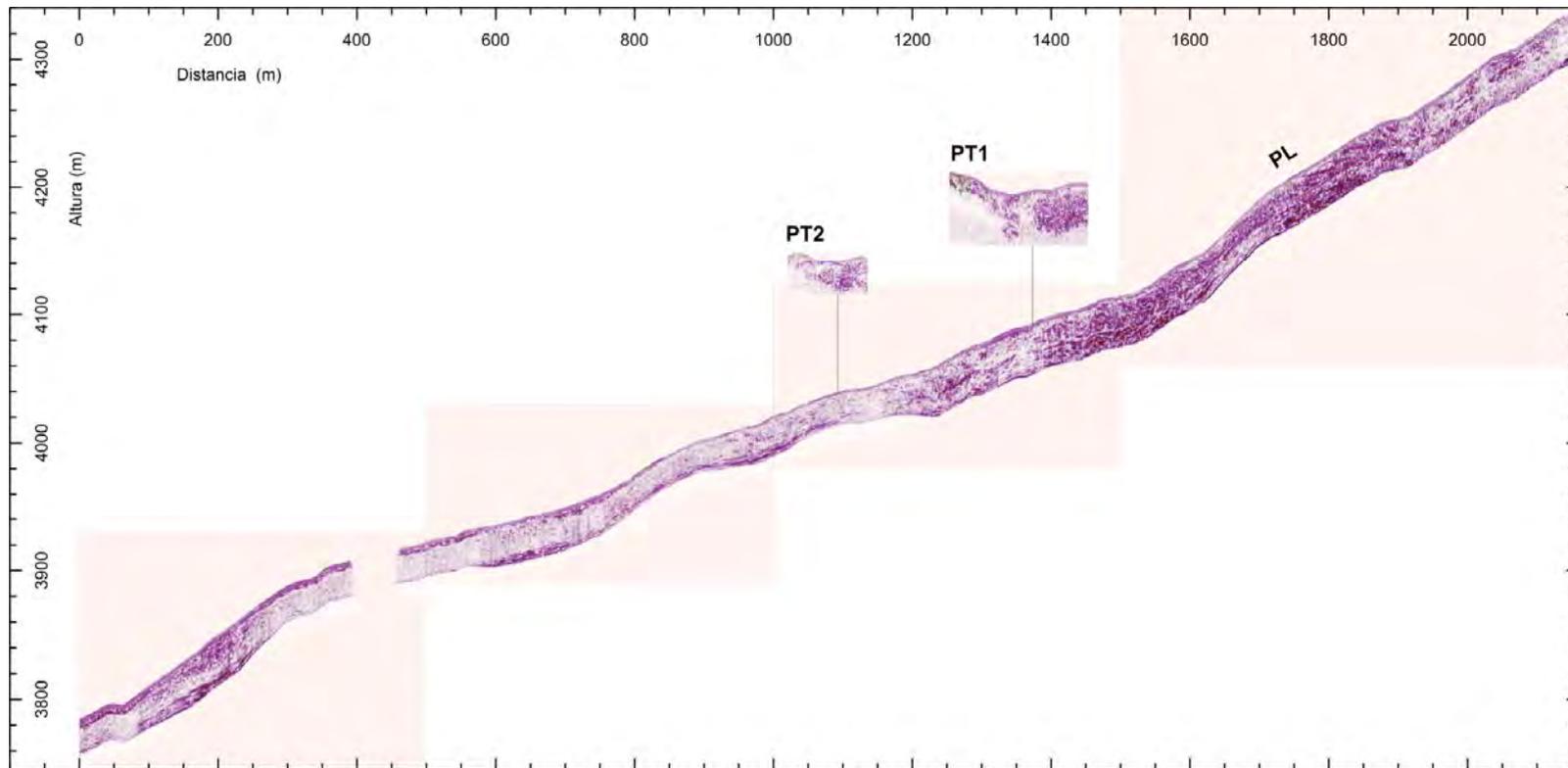


Figura 86. Perfiles migrados y corregidos topográficamente (glaciar rocoso activo Llano Las Liebres).

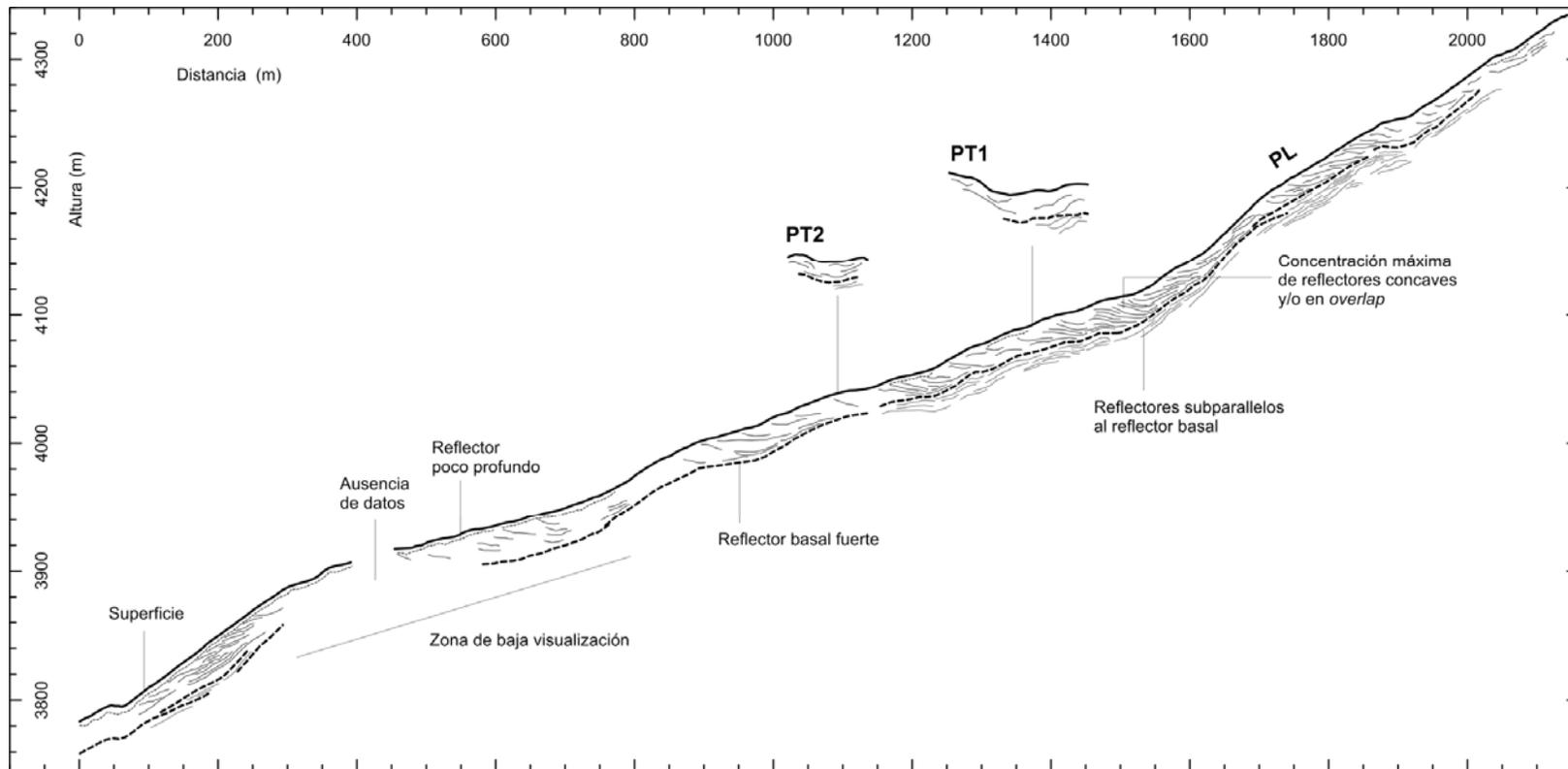


Figura 87. Perfiles migrados y corregidos topográficamente (glaciar rocoso activo Llano Las Liebres): interpretación estratigráfica.

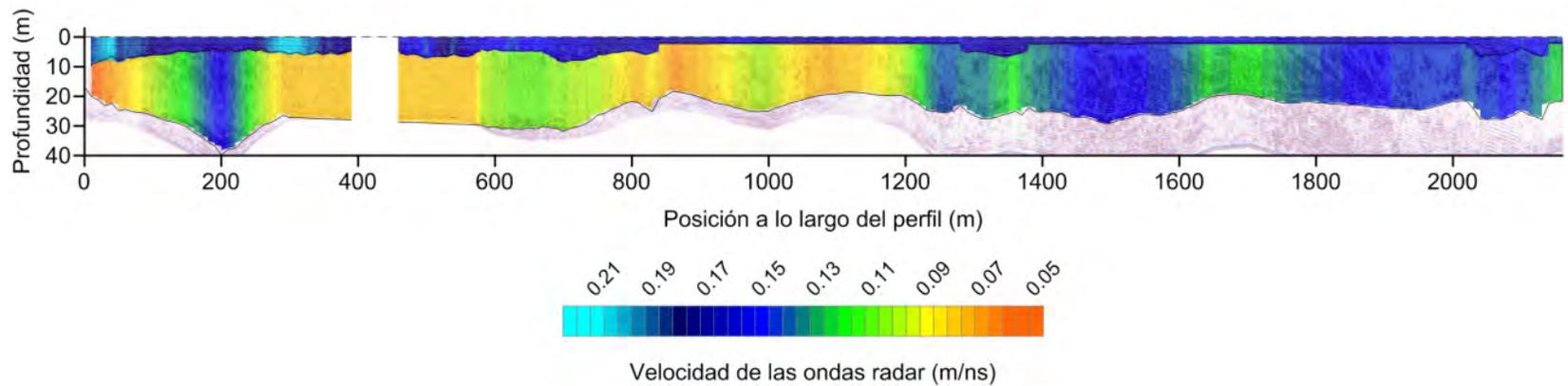


Figura 88. Modelo de velocidad obtenido a lo largo del perfil longitudinal realizado en el glaciar rocoso Llano Las Liebres. El perfil migrado, convertido en profundidad pero sin corrección topográfica se muestra en superposición y transparencia. Notar que el modelo lleva dos capas – la capa activa y el núcleo interior del glaciar rocoso.

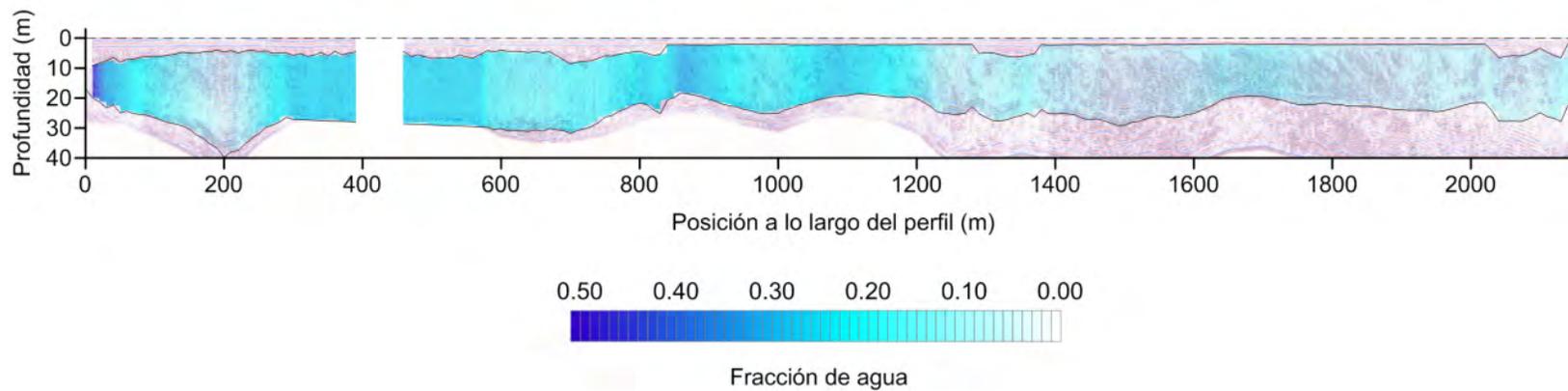


Figura 89. Fracción de agua en el núcleo interior del glaciar rocoso, obtenido usando el modelo de velocidad y la fórmula de Topp. La incertitud asociada al cálculo de la fracción de agua usando la fórmula de Topp es de $0.025 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

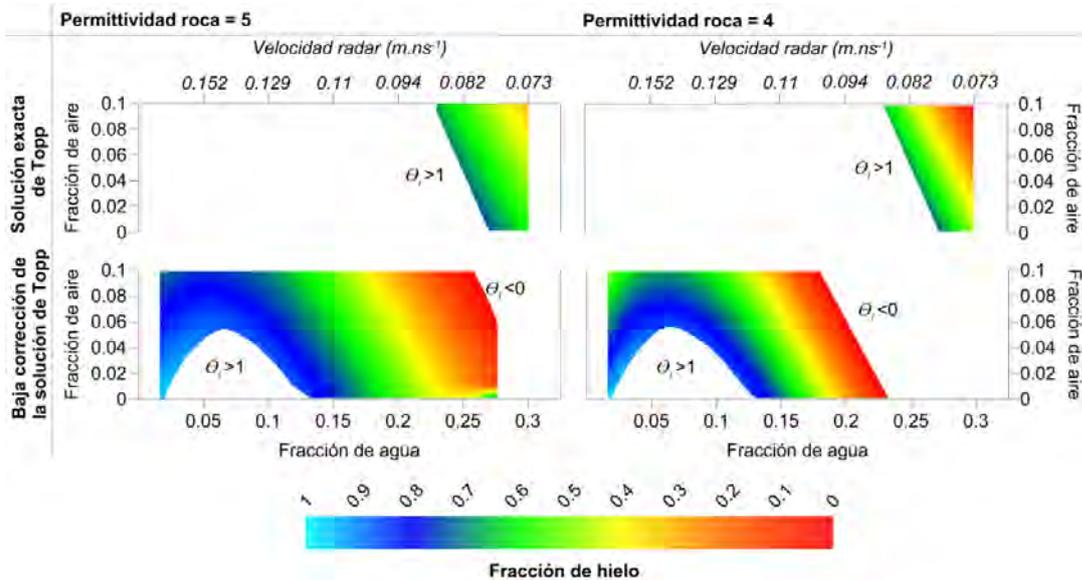


Figura 90. Simulación del contenido de hielo en función de la velocidad y del contenido de agua de un lado, y de la fracción de aire de otro lado. Dos valores de permitividad para los detritos son considerados (5 y 4). Las simulaciones fueron realizadas usando sobre-corrección, bajo corrección, y valor exacta de las soluciones de la fórmula de Topp. Notar que la sobre-corrección de la fórmula de Topp no lleva ningún resultado coherente, por lo tanto no se muestra en esta figura. Ver texto para más detalles.

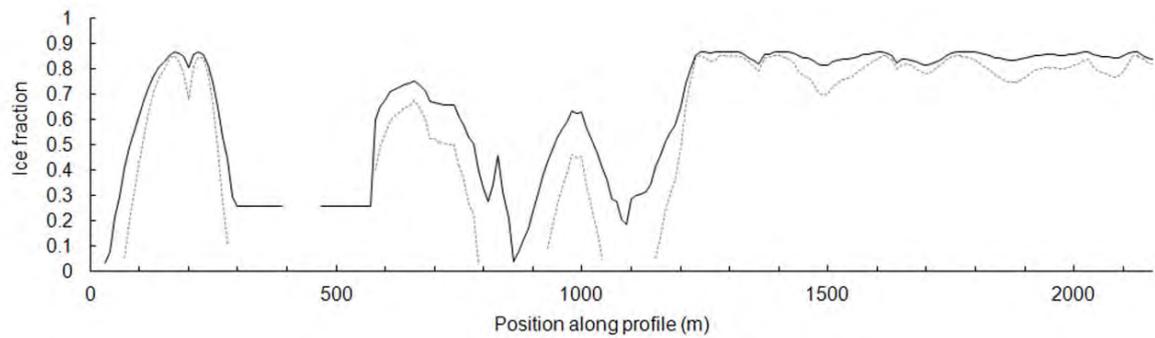


Figura 91. Cálculo de la fracción de hielo a lo largo del perfil longitudinal (PL) usando una fracción de agua corregida por abajo (-0.025), una fracción de aire constante de 0.06, y valores de permitividad de 5 (trazo continuo) y 4 (trazo discontinuo). Notar las interrupciones del trazo discontinuo, aquellas significan la ocurrencia de resultados incoherentes (fracción de hielo > 1 o < 0).

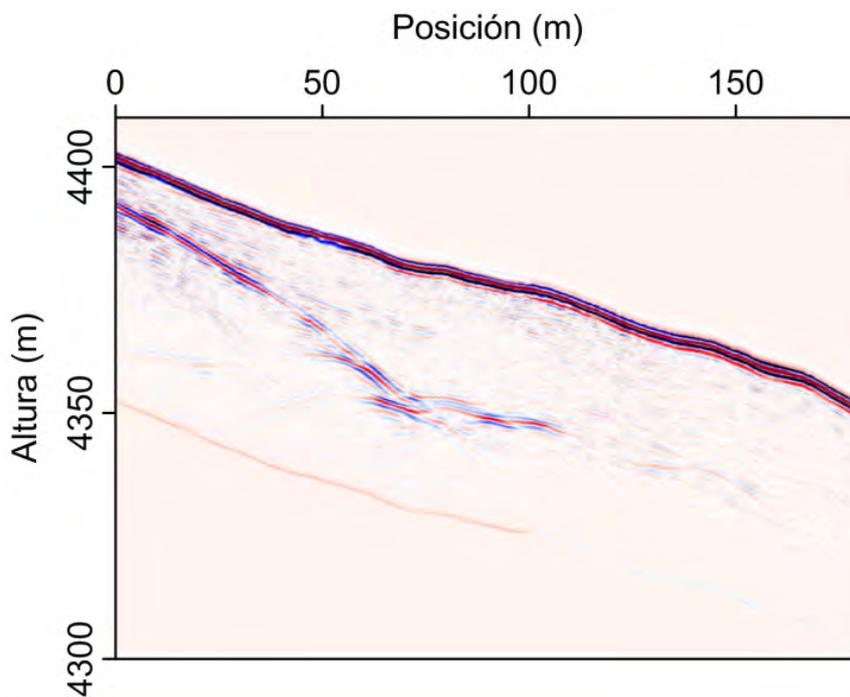


Figura 92. Perfil adicional realizado en el glaciar rocoso inactivo (o "abortado") de la parte NW del sector.

Gravimetría

Considerando una leve incertitud sobre la densidad de las rocas a dentro y alrededor del glaciar rocoso (sin embargo el valor de 2.2 está considerado como la mejor estimación en el cuadro de este estudio) así que una fuerte tendencia gravimétrica regional en los Andes (debido a los relieves muy importantes), el perfil de la anomalía de Bouguer desde la parte terminal del glaciar rocoso hasta su parte arriba muestra una fuerte correlación con la topografía (**Figura 93**). Por lo tanto está necesario sacar de este primer resultado una tendencia regional promedia con el fin de obtener un perfil de la *anomalía residual* de Bouguer. Este perfil (**Figura 94**) revela mucho más las variaciones locales de la anomalía. Al principio del perfil todavía se nota un efecto de relieve que no ha sido totalmente corregido (probablemente por culpa de la pendiente fuerte del glaciar rocoso en su parte terminal y de los volúmenes rocosos imponentes que rodean el glaciar rocoso). Se puede destacar que la evolución de la anomalía sigue bastante fielmente, de manera inversa, la evolución de la velocidad radar en el núcleo del glaciar rocoso (**Figura 94**): especialmente en la parte arriba del perfil las anomalías negativas corresponden a las velocidades más altas. Está aquí importante considerar que los resultados procesados originando de dos métodos distintos convergen en la misma dirección. De este punto de vista, la simulación del contenido de hielo realizada a partir de la velocidad radar (ver **Figura 91**), tiende a ser confirmada por los datos de gravimetría: una disminución del contenido de hielo y, concomitantemente, un aumento del contenido de detritos en el glaciar rocoso debajo de 1100-1200 m de posición arrastrarían un aumento de densidad y coincidirían bien con el perfil de la anomalía residual. Las primeras pruebas de modelación estructural realizada en la parte arriba del glaciar rocoso a partir de los datos gravimétricos apuntan la posibilidad

de la presencia de una capa de hielo masivo entre 2 y 20 m de profundidad en las zonas de anomalía negativa.

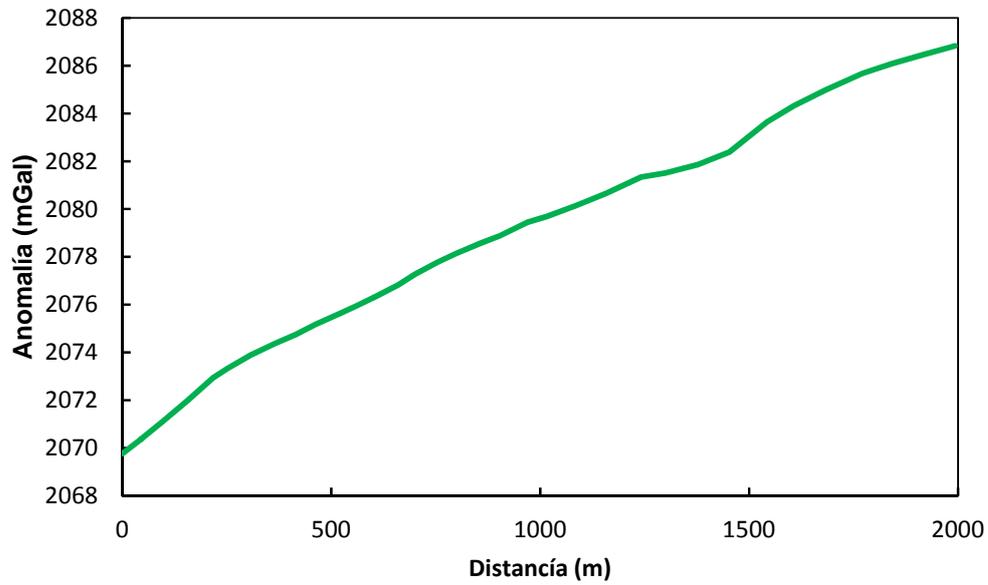


Figura 93. Perfil de la anomalía de Bouguer calculada a lo largo del glaciar rocoso Llano Las Liebres.

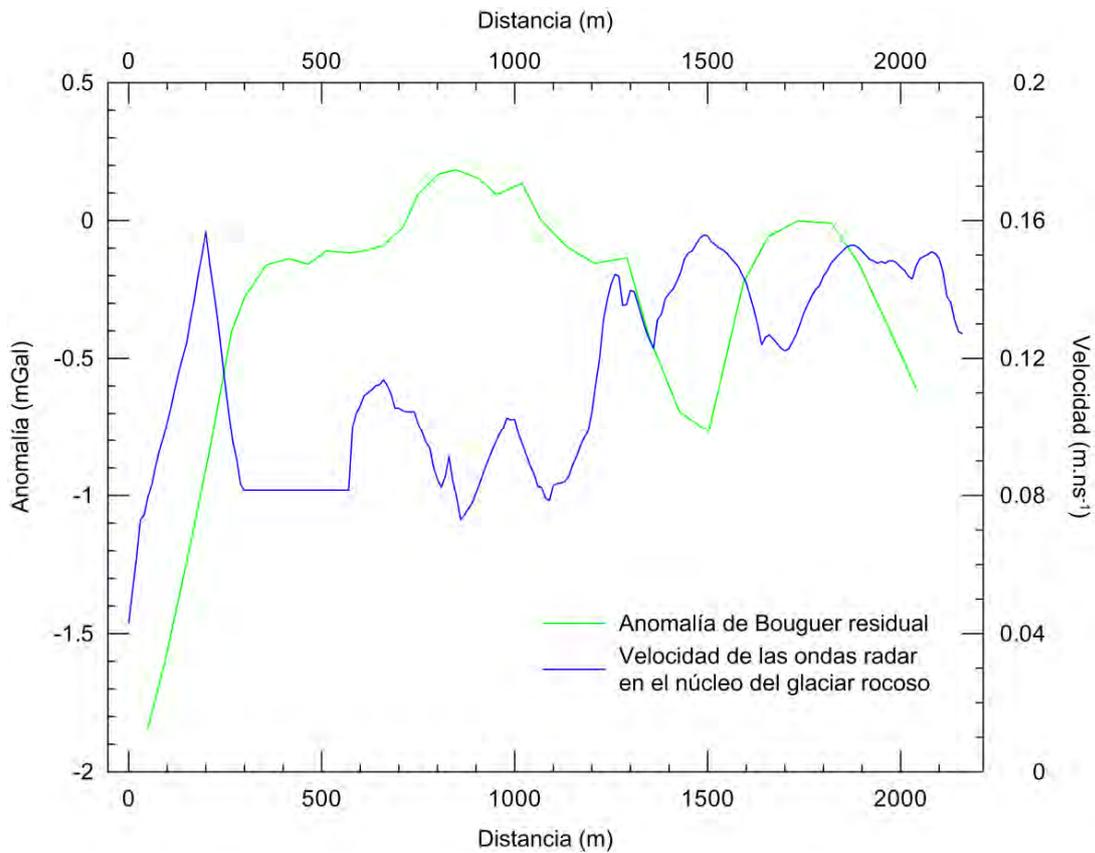


Figura 94. Anomalía residual de Bouguer adquirida a lo largo del perfil longitudinal (el frente del glaciar rocoso está a la izquierda en el gráfico). El gráfico representa también el perfil de la velocidad radar en el núcleo del glaciar rocoso.

4.7.2. Tapado

Radar de suelo: estratigrafía

Considerando (i) algunas hipérbolas presentes en los perfiles, (ii) para los perfiles GR2-PL y ZI-P1, las mediciones CMP realizadas, y (iii) los resultados obtenidos durante la migración, las velocidades siguientes fueron usadas para el proceso de los datos: 0.14 m.ns^{-1} en el glaciar rocoso, 0.15 m.ns^{-1} en la parte baja del glaciar cubierto (zona de transición), y 0.168 m.ns^{-1} en la parte alta del glaciar cubierto (esta última velocidad siendo la velocidad en el hielo). Sin embargo, presentamos luego un análisis de la velocidad para la parte alta del glaciar cubierto así que para los CMP realizados a lo largo de los perfiles ZI-P1 y GR2-PL.

Los perfiles definitivos (**Figura 95-Figura 97**) muestran estructuras radicalmente diferentes entre la parte arriba del glaciar cubierto, la parte baja del glaciar cubierto (o zona de transición) y los glaciares rocosos. En la parte arriba del glaciar cubierto (**Figura 95**), los perfiles permiten una visión de la estructura hasta 70-80 m de profundidad, lo que es excepcional con antenas de 50 MHz. Eso se explica por la ultra predominancia y el espesor del hielo glaciar enterrado en la estructura que permite una mantención de la energía de la señal hasta muy profundo debajo de la superficie. El piso del glaciar cubierto se reconoce bien por un reflector fuerte y continuo cerca de 50-70 m de profundidad. Sin embargo se encuentran varios otros eventos estratigráficos en la estructura. Primero existen varios reflectores fuertes, inclinados hacia arriba en el perfil longitudinal, que cortan la estructura en láminas. Estos reflectores evocan planos de superposición que podrían traducir las idas y vueltas, o los estacionamientos del glaciar antes que se cubriera. Ocurren también zonas reducidas con muchas reflexiones (generalmente cortas y débiles) que se interpretan a primera vista como concentraciones de sedimentos en

el hielo, y líneas verticales o incurvadas de cortas y densas reflexiones que son la marca clásica de grietas (aún más bien reconocibles en los perfiles no migrados). Al final la conclusión más importante es el espesor del hielo existiendo adentro del glaciar cubierto que supera largamente las previsiones (habíamos apostado sobre, al máximo, unos 30-40 metros de espesor de hielo).

En la parte baja del glaciar cubierto (Figura 96 y Figura 97), en la transición con el glaciar rocoso, y donde la topografía muy caótica impidió realizar perfiles largos y continuos, cabe destacar los hechos siguientes después de la análisis de los perfiles ZI-P1 y ZI-P2: (i) la estructura interna presenta una cierta densidad de reflectores apilados y subparalelando la superficie; (ii) especialmente en el perfil ZI-P1 se reconocen reflectores fuertes que permiten de concluir que la estructura está constituida de tres unidades superpuestas, lo que tiende a confirmar las conclusiones morfológicas (las dos unidades superiores siendo el glaciar cubierto y sus morrenas, y la parte inferior el glaciar rocoso repasado por ellos); (iii) la profundidad de penetración de la señal se atenúa considerablemente en dirección de abajo, lo que podría relacionarse con un cambio de estructura (más detritos y/o agua).

En los glaciares rocosos, la cualidad y la profundidad de visualización disminuyen aún más y la estructura es muy poco visible, y en un rango no excediendo a los 20-30 metros de profundidad. Esta disminución de la visualización se explica probablemente por el aumento de la conductividad eléctrica en relación con el aumento de los contenidos de detritos, especialmente finos, y de agua. Sin embargo se alcanza a reconocer en algunos lugares un horizonte fuerte y continuo, +/- profundo (cerca de 20 m), que se interpreta como el piso del glaciar rocoso. También en varios lugares se reconoce muy bien el horizonte inferior de la capa activa (4-5

de profundidad en general). Los reflectores menores son generalmente subparalelos a la superficie en la dirección longitudinal y inclinados hacia el centro de la forma en la dirección transversal. En la parte arriba del perfil GR1-PL se nota reflectores fuertes inclinados hacia arriba que representan probablemente la superposición del glaciar rocoso dicho II sobre el glaciar rocoso dicho I (cf. Figura 77). En el perfil GR1-PT se observa un reflector fuerte muy profundo (45-50 m); sin embargo no se puede descartar un fenómeno de reflexiones aéreas; si no fuera eso, podría ser el contacto entre los depósitos superficiales y la roca basal.

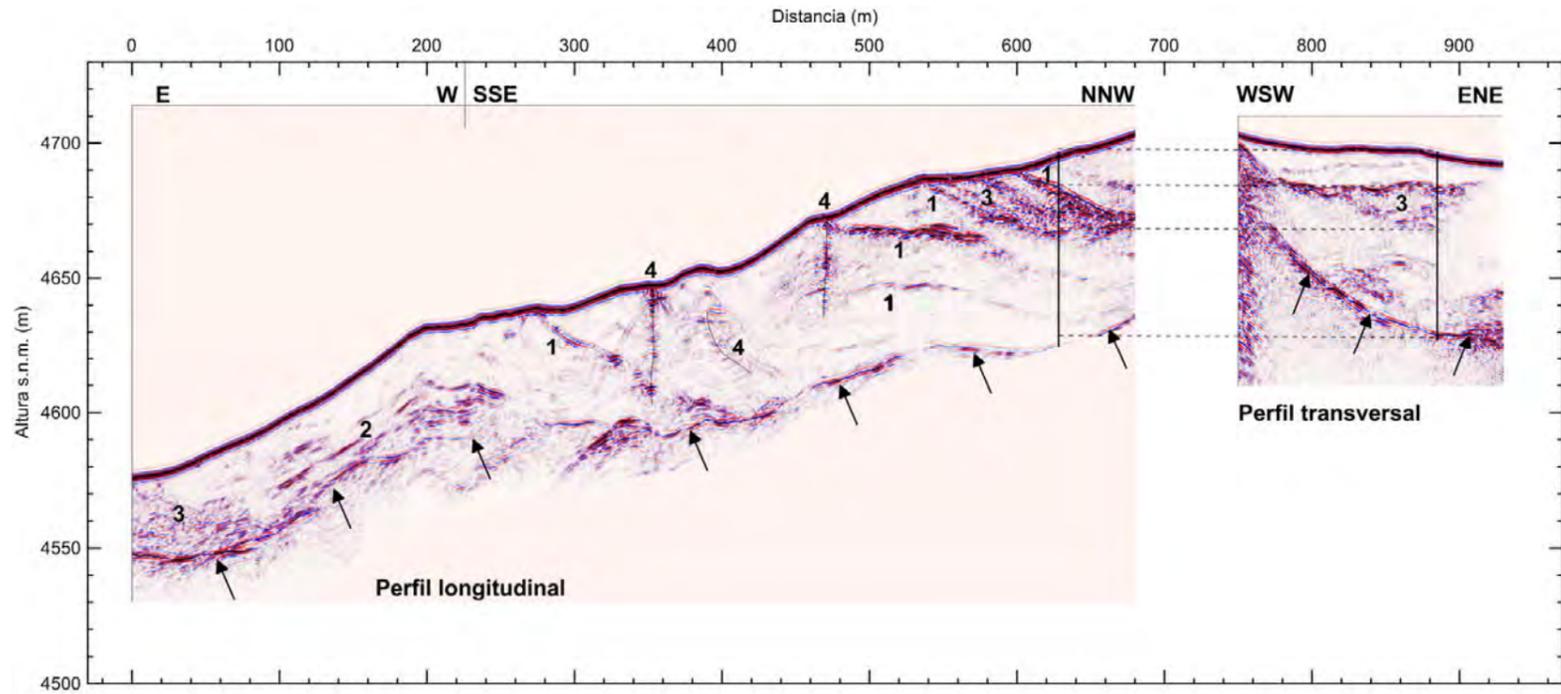


Figura 95. Perfiles radar (migrados y corregidos topográficamente) realizados en la parte arriba del glaciar cubierto del Tapado. Ver Figura 79 para la localización de los perfiles. El cruce entre los dos perfiles está indicado con las correspondencias entre las mayores unidades estratigráficas. Las fechas indican la presupuesta base del glaciar cubierto. 1: Reflectores inclinados actuando como límites importantes en el perfil. 2: reflectores subparalelos a la base. 3: zonas donde aumenta la densidad de reflectores. 4: incidentes lineares (columnas de hipérbolas en el perfil no migrado) clásicamente interpretados como grietas.

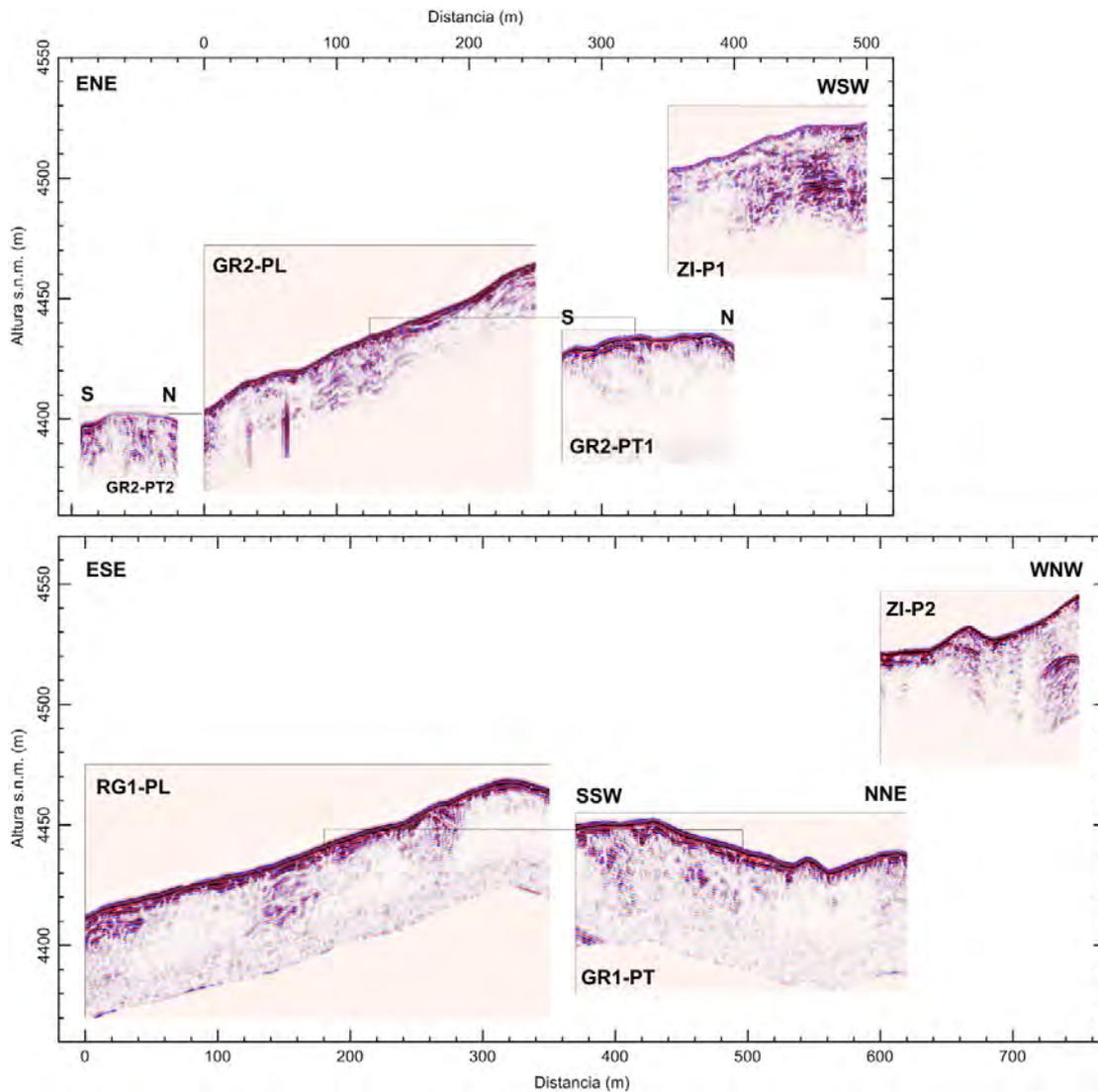


Figura 96. Perfiles radar (migrados y corregidos topográficamente) realizados en la parte baja del glaciar cubierto (zona intermedia ZI o zona de transición con el glaciar rocoso) y en los glaciares rocosos del Tapado. La orientación de los diferentes perfiles, y especialmente de los perfiles transversales, está indicada, como la correspondencia entre los perfiles longitudinales y transversales. En el perfil GR2-PL, las columnas de reflexiones visibles en la parte baja del perfil resultan de interferencias creadas por el pasaje cerca de los instrumentos de monitoreo térmico.

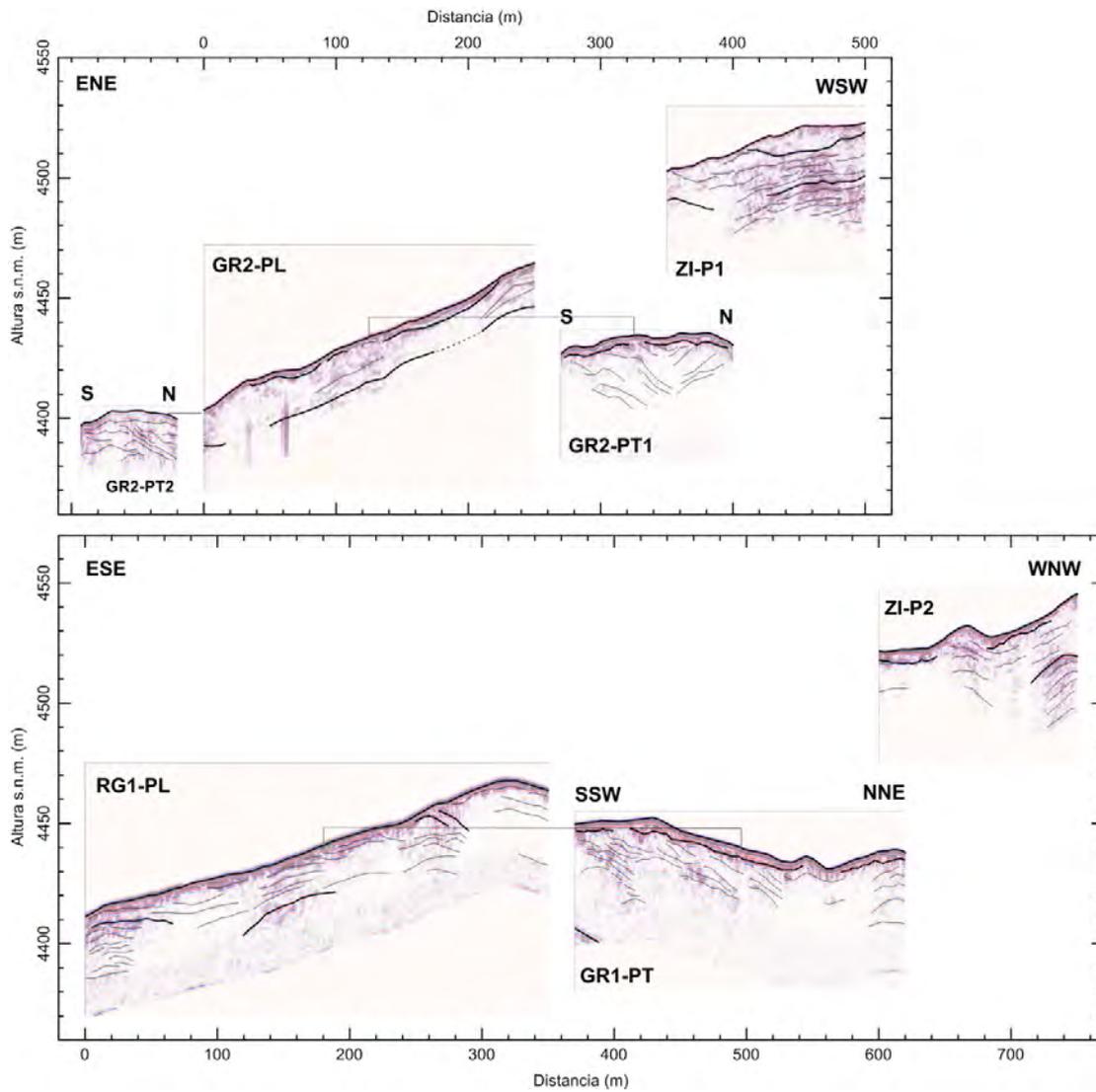


Figura 97. Versión interpretada de la Figura 96. Los reflectores fuertes y mayores están indicados con una línea gruesa y los reflectores menores con una línea delgada.

Radar de suelo: velocidad de las ondas radar

En el perfil GC-PL no migrado, las hipérbolas superpuestas presentes a lo largo de las grietas (ver Figura 95, símbolo 4), permitieron la calculación (usando la fórmula de Dix, 1955) de velocidades muy bajas, generalmente entre 0.04 y 0.08 m.ns⁻¹. Considerando un medio de dos componentes (hielo y agua) y utilizando la fórmula de Looyenga (1965) clásicamente usada en glaciología para la estimación del contenido de agua, estas velocidades corresponden a contenidos de agua entre 30 y 80%. Eso significa que, por lo menos al momento de las mediciones, las grietas funcionaban como lugares de tránsito de agua. En el perfil transversal (GC-PT, Figura 98), las hipérbolas fueron analizadas y llevaron resultados sorprendentes. Si bien el contenido de agua en el hielo aumenta en profundidad, lo que parece bastante lógico, lo más impactante es la presencia de una zona (correspondiendo a una inclusión con muchas reflexiones, ver etiqueta 4 en la Figura 95) donde la velocidad de intervalo es igual a 0.3 m.ns⁻¹, es decir exactamente la velocidad de las ondas en el aire. Si usamos las velocidades para convertir el perfil en profundidad, llegamos a un espesor de esta zona de más de 20 metros en su parte más espesa (con velocidad constante esta zona tenía un espesor máximo de 15 metros, ver Figura 95). Considerando la forma de esta inclusión (un prisma), se trata probablemente aquí de una cavidad en el hielo resultando de fenómenos de compresión entre unidades y/o de fenómenos de descomposición termokárstica. Cabe destacar que justo debajo de esta supuesta cavidad, el contenido de agua aumenta, significando que el piso de la cavidad sirve probablemente de lugar de tránsito e infiltración de agua.

Los modelos de velocidad adquiridos a partir de las mediciones CMP realizadas a lo largo de los perfiles GR1-PL y ZI-P1 muestran diferencias

notables entre el glaciar rocoso y la parte baja del glaciar cubierto. En el glaciar rocoso, la velocidad oscila entre 0.09 y 0.16 $\text{m}\cdot\text{ns}^{-1}$, pero en general bastante estable entre 0.12 y 0.14 $\text{m}\cdot\text{ns}^{-1}$. En el glaciar cubierto, la velocidad varía mucho más, especialmente con zonas de muy baja velocidad (hasta 0.05 $\text{m}\cdot\text{ns}^{-1}$). Estas variaciones se constatan principalmente en la parte arriba del perfil; allá, el perfil sale precisamente al lado de una depresión termokárstica. El perfil de la velocidad a la extremidad WSW del perfil ZI-P1 puede ser comparado con la estructura visible en la depresión termokárstica que bordea el perfil. Se nota que la fuerte bajada de velocidad observada entre 7 y 12 m de profundidad se correlaciona con la presencia de una laguna al fondo de la depresión, esta laguna extendiéndose hacia el interior del glaciar cubierto según observamos en el terreno. La conclusión principal es que los contrastes de materiales, y particularmente la presencia de agua, son más fuertes en el glaciar cubierto que en el glaciar rocoso.

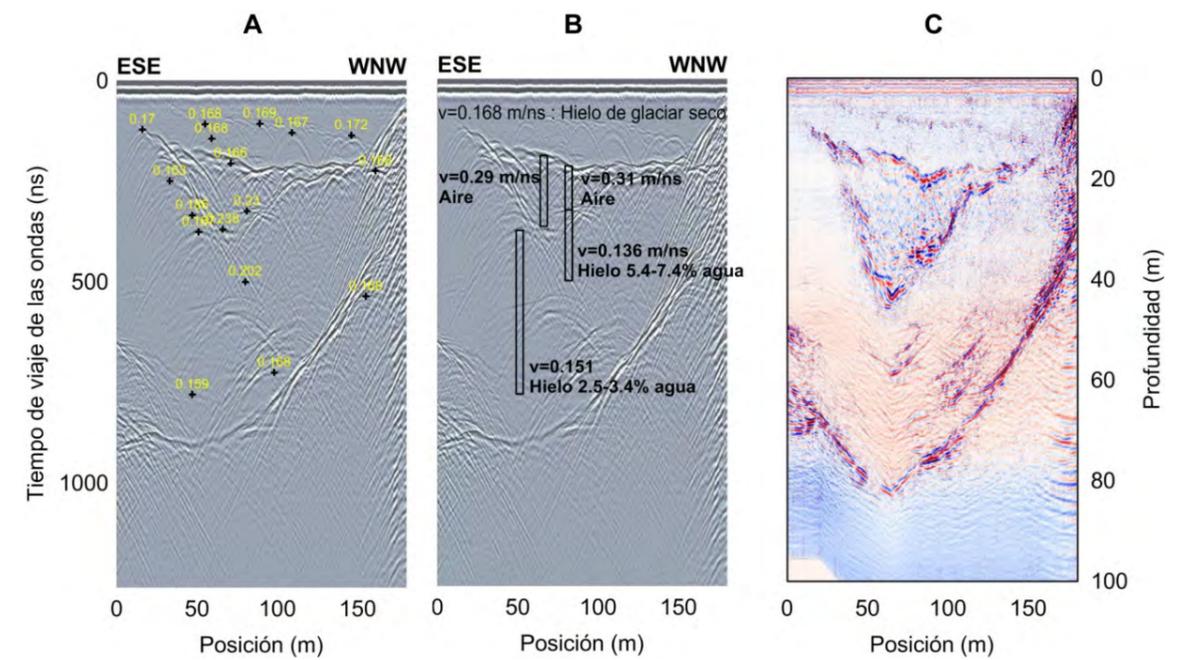


Figura 98. Análisis de la velocidad de las ondas radar en el perfil transversal realizado en la parte alta del glaciar cubierto (perfil GC-PT). A: velocidades (RMS) medidas a lo largo de las hipérbolas de difracción. B: velocidades de intervalo calculadas utilizando la fórmula de Dix (1955) y los principales reflectores visibles en el perfil, y interpretación estructural. C: perfil migrado utilizando un modelo de velocidad a tres capas ($v_1=0.168$ m. ns^{-1} ; $v_2=0.3$ m. ns^{-1} ; $v_3=0.15$ m. ns^{-1}). Notar la diferencia con el perfil migrado de la Figura 95. En B, se indican las estimaciones del contenido de agua obtenidas utilizando la fórmula de Looyenga (1965) y un el modelo CRIM (Birchak et al., 1974), respectivamente.

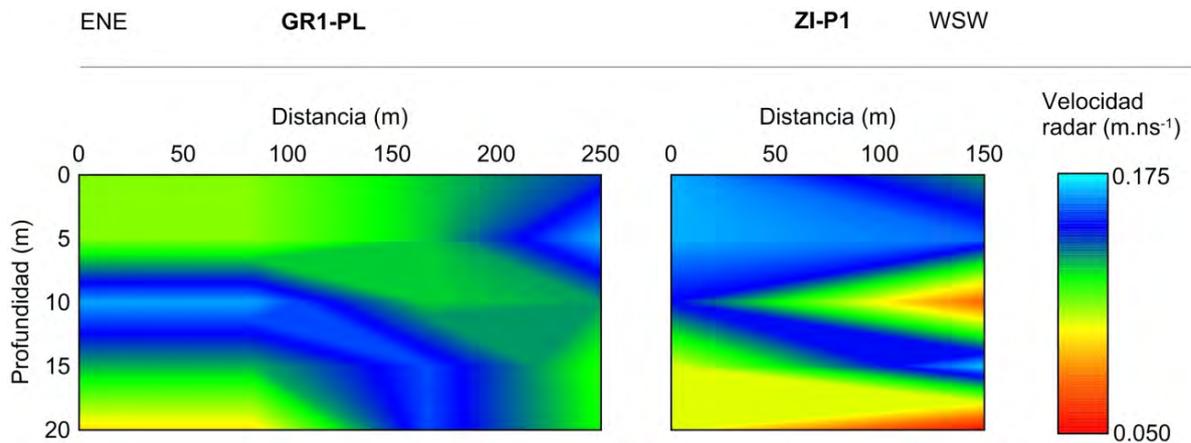


Figura 99. Velocidad interpolada entre los puntos de mediciones CMP realizados a lo largo de los perfiles GR1-PL y ZI-P1. Dos CMP fueron realizados a lo largo del perfil ZI-P1 y tres CMP fueron realizados a lo largo del perfil GR1-PL.



Figura 100. Fotografía de la depresión termokárstica ubicada a la extremidad del perfil ZI-P1 y al lado del CMP#1. Considerando la escala, la laguna llenando el fondo de la depresión se ubica 6-7 metros debajo del principio del perfil.

4.8. ANALYSIS DEL REGIMEN TERMICO DE LA CAPA ACTIVA DE GLACIARE ROCOSOS

4.8.1. Monitoreo de las temperaturas superficiales

Desde diciembre 2009 hasta abril 2012 se han realizado un total de cuatro campañas de terreno para la descarga de datos de temperatura desde los MTD. Del total de equipos instalados en la zona solo 20 MTD han registrado en forma continua y con valores correctos las temperaturas tanto superficiales como en altura. Ocho *data loggers* presentaron problemas de registro en ambos sensores. Cinco MTD presentaron valores errores aleatorios y erráticos de temperatura en el sensor externo. Un MTD fue dañado por animales y otro fue removido tempranamente del área de estudio. Los problemas de registro de temperatura se han concentrado mayoritariamente en el glaciar rocoso Del Tapado donde diez *data loggers* de un total de 18 han presentado problemas en sus registros. Si bien las experiencias con el uso de *data loggers* de este tipo en ambientes de alta montaña indican que no se puede evitar la falla de algunos instrumentos o de sus baterías bajo condiciones de alta montaña, el porcentaje elevado de pérdida de datos o falla de instrumentos en esta zona de trabajo se atribuye a las condiciones climáticas extremadamente adversas, con baja cobertura de nieve en invierno, la fuerte exposición a la radiación solar y al viento.

Hasta el mes de abril 2012 han sido remplazados 13 *data loggers*, siete en el glaciar rocoso Del Tapado y seis en el glaciar rocoso Llano de las Liebres. La Tabla 23 y la Tabla 24 presentan un resumen con el estado de los MTD en cada uno de los glaciares rocosos. Los datos brutos de temperatura para los MTD con registro completo de uno dos años están disponibles en un anexo digital.

Tabla 23. Estado de los data loggers (MTD) de temperatura instalados en el glaciar rocoso Llano de las Liebres.

ID Terreno	ID Data logger	X	Y	Z	Estado de los data loggers a abril 2012	Días continuos de registro desde dic. 2009
X1	2447-519	409 123,5	6 652 717,7	3 798	Operativo	728 *
X2	2447-525	409 123,5	6 652 717,7	3 798	Operativo	852
X3	2447-523	408 906,7	6 653 050,0	3 941	Operativo	852
X4	2447-503	408 898,6	6 653 063,1	3 941	Operativo	852
X5	2447-512	408 872,0	6 653 029,7	3 924	Reemplazado (1)	852**
X6	1005-4221	408 839,9	6 653 062,0	3 928	Reemplazado (2)	570**
X7	998-6081	408 672,4	6 653 305,4	3 997	Operativo (1)	852**
X8	2447-500	408 699,3	6 653 325,1	4 009	Operativo	852
X9	2447-508	408 767,7	6 653 377,9	4 054	Operativo	852
X10	2447-524	408 663,1	6 653 596,1	4 107	Operativo	852
X12	2447-527	408 546,7	6 653 632,4	4 078	Operativo	852
X13	998-6084	408 535,3	6 653 610,7	4 071	Reemplazado (1)	852
X14	2447-518	408 458,8	6 653 382,3	4 044	Operativo	852
X15	2447-522	408 777,6	6 652 938,2	3 905	Operativo	852
X16	2447-501	408 899,7	6 652 612,5	3 807	Operativo	852
X17	998-6083	408 993,6	6 652 464,5	3 743	Reemplazado (1)	122***
X18	2447-514	408 957,8	6 652 484,5	3 757	Operativo	852
X19	9671-480	409 040,9	6 652 443,6	3 717	Operativo	852
X20	2447-496	409 026,5	6 652 442,3	3 717	Reemplazado (1)	427**

* Problemas de registro en ambos sensores

** Errores aleatorios en el sensor externo durante el periodo de registro

*** Dañado por animales. Operativo nuevamente a partir de dic. 2011

Tabla 24. Estado de los data logger (MTD) de temperatura instalados en el glaciar rocoso Del Tapado.

ID Terreno	ID Data logger	X	Y	Z	Status de los data loggers a abril 2012	Días continuos de registro desde dic. 2009
X1	2447-528	412 093,3	6 663 535,0	4 370	Reemplazado (2)	168*
X2	1005-4218	412 073,2	6 663 525,6	4 371	Reemplazado (1)	68*
X3	2447-532	411 780,4	6 663 463,7	4 472	Operativo	737*
X4	2447-504	411 780,4	6 663 463,7	4 472	Reemplazado (1)	43*
X01	2447-499	412 128,6	6 663 195,7	4 392	Operativo	75*
X02	2447-502	412 058,0	6 663 212,3	4 412	Operativo	852
X03	9671-481	411 697,6	6 663 245,3	4 483	Operativo	853
X04	1005-4220	411 721,6	6 663 264,1	4 477	Reemplazado (1)	54*
X05	2447-520	411 609,7	6 663 331,2	4 509	Operativo	853
X06	2447-533	411 587,0	6 663 360,7	4 514	Fuera de servicio	n/d
X010	2447-534	411 526,8	6 663 077,7	4 504	Operativo	754*
X011	9671-478	411 608,2	6 663 010,8	4 510	Operativo	853
X012	998-6080	411 792,1	6 663 015,6	4 464	Reemplazado (1)	853
X013	9671-482	412 136,6	6 663 057,1	4 398	Operativo	853
X014	2447-531	412 533,3	6 663 311,9	4 297	Operativo	853
X015	2447-509	412 744,4	6 663 833,6	4 232	Operativo	853
X5A	2447-517	411 474,4	6 663 545,4	4 518	Operativo	753**
X6A	2447-516	411 486,5	6 663 882,9	4 552	Operativo	853
X7A	2447-510	411 547,2	6 663 738,3	4 510	Operativo	427*

* Problemas de registro en ambos sensores

** Errores aleatorios en el sensor externo durante el periodo de registro

Propósito

El régimen termal superficial en áreas de montañas es afectado por la temperatura del aire, la radiación solar, las condiciones de la cubierta de nieve y las propiedades del suelo. La mayoría de los estudios sobre régimen termal superficial en áreas de montañas han sido realizados en los Alpes Europeos y Japón (Ishikawa, 2003; Lewkowicz, 2008). Sin

embargo, esta variable ha sido escasamente estudiada en la cordillera de los Andes (Apaloo, Brenning, & Bodin , 2012). El monitoreo de las temperaturas superficiales (*Ground Surface Temperature*, GST) es esencial para el estudio de la distribución del permafrost (Isakse et al., 2002; Brenning, Gruber, & Hoelzle, 2005). Tradicionalmente MTD han sido utilizados para el estudio de las temperaturas superficiales (Hoelzle et al., 2003).

El objetivo preliminar de esta investigación es explorar las relaciones espaciales entre GST y las condiciones de sitios, a partir de los recientes datos de GST recolectados desde los sitios de monitoreo Llano de las Liebres y Del Tapado.

Datos

Como se ha mencionado anteriormente los data loggers fueron instalados usando criterios topográficos y de nivel altitudinal (DGA, 2010). Localmente los MTDs fueron agrupados en pares donde un equipo refleja el mínimo y otro el máximo de la cubierta de nieve (longer-lasting snow, LLS). Además fueron sub divididos en grupos (pares) de acuerdo su localización espacial. En total 38 MTD fueron instalados y localizados con GPS durante el mes de Diciembre 2009, con un intervalo de medición de treinta minutos. Un canal o sensor fue enterrado a 5 cm bajo el suelo y el otro sensor fue expuesto a 50 cm sobre el suelo por medio de un poste. Los datos han sido recolectados en diversas campañas de trabajo realizadas durante los meses de abril 2009 y abril 2012.

De los 38 data loggers instalados en la zona, 13 presentaron problemas en su registros debido a factores climáticos relacionados a las condiciones ambientales extremas que están sometidos. La ausencia de datos de temperaturas en seis de los 13 data loggers fue suplida con los datos de los loggers más cercanos.

En el caso de X1 se utilizaron datos de X2 entre 09 de diciembre 2011 y el 31 de marzo 2012. X20 cuyos registros fueron erróneos durante los meses de febrero y marzo 2011 fueron remplazados con datos X19 registrados durante dicho periodo. En el caso de X010 se utilizaron los datos de X012 entre enero y marzo 2012. Los datos erróneos de X5A y X7A entre enero y marzo 2012 fueron remplazados con los datos X7A. Finalmente siete data loggers con registros inferiores a 6 meses fueron descartado del análisis. Debido a que la mayoría de los datos remplazados fueron tomados durante la estación de verano. Este proceso no afecta los parámetros de medición de nieve debido a que corresponde a un periodo caracterizado por la ausencia de nieve. Las series de datos fueron reducidas a años hidrológicos para propósitos de análisis comenzando el primer año hidrológico en 1 de abril 2010 y terminando el 31 de marzo 2011 (2010/11) y el segundo entre 1 de abril 2011 hasta el 31 de marzo 2012 (2011/12). Los sitios X1 y X2 localizado al final de una pared rocosa fueron descartados del análisis debido a su desfase térmico. En total 28 data loggers están disponibles para el año hidrológico 2010/11 y 27 para el 2011/12. Datos de temperatura a 50 cm del suelo fueron excluidos del análisis debido a la ausencia de cubierta de nieve a esta altura en la mayoría de los puntos.

Cálculo de las variables explicativas

Siguiendo la metodología planteada por Apaloo et al., (2012) un análisis exploratorio univariado fue conducido para entender la evolución de las temperaturas superficiales y su influencia sobre la cubierta de nieve. Las siguientes variables fueron derivadas de las series de tiempo de temperatura del suelo:

- Promedio anual de la temperatura del suelo (MGST)

- Número total de días con cubierta de nieve (*Snow-Covered Days, SCD*; criterio: amplitud diaria de temperatura superficial del suelo $< 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y promedio $< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$)
- Primera fecha de inicio de la nieve (*First Snow Onset Date, SOD*)
- Número total de días continuos con cubierta de nieve (*Longest period of continuously Snow-Covered Days, LSCD*)

Todas las fechas se expresan como fechas ordinales comenzando el 1 de abril como día uno. La estimación de LSCD tiene una precisión de unos pocos días (Lewkowicz, 2008; Apaloo et al., 2012).

Regímenes térmicos superficiales (Near Surface Ground Thermal Regimes)

El régimen térmico superficial para cada sitio fue clasificado siguiendo la tipología desarrollada por Ishikawa (2003) con el objetivo de identificar diferentes regímenes térmicos y sus implicaciones para el desarrollo del permafrost. En el régimen tipo 1 GST las temperaturas a nivel superficial se mantienen constantes o cercanas a 0°C pero nunca se desarrollan temperaturas del suelo bajo 0°C . De acuerdo a Ishikawa (2003) estos sitios se caracterizan por un alto contenido de humedad del suelo.

En el régimen tipo 2 las temperaturas del suelo están estrechamente relacionadas con las temperaturas atmosféricas. La presencia de una delgada cubierta de nieve o la ausencia de esta permiten la penetración de aire frío directamente al suelo.

En tipo 3, el suelo es significativamente congelado durante los primeros meses del otoño debido a la influencia de temperaturas atmosféricas bajo 0°C . Posteriormente la temperatura del suelo se mantiene 0°C y con un gradual incremento en las temperaturas hasta fines del invierno. El efecto aislante de una gruesa cubierta de nieve disminuye la influencia de las temperaturas atmosféricas sobre el suelo. Finalmente en tipo 4 las

temperaturas del suelo decrecen en forma continua a temperaturas bajo 0°C hasta fines del periodo de invierno.

Análisis espacial

Las relaciones entre las características de los sitios y MGST fueron estudiadas usando dos modelos lineales múltiples de efectos mixtos (*linear mixed-effects models*; Apaloo et al., 2012). Este modelo es una extensión de las regresiones lineales tradicionales donde se incluye como variable adicional una variable categórica que representa la agrupación de las observaciones en grupos. El uso de este tipo de modelo es necesario en este contexto debido al diseño de muestreo con pares de data loggers cercanos, los cuales están correlacionados.

El primer modelo de MGST (MG1) intenta determinar si las temperaturas promedio superficiales están relacionadas a las condiciones de sitio tales como elevación, radiación solar potencial (PISR), la presencia o ausencia de sitios ricos en permafrost y condición de LLS. El segundo modelo (MG2) reemplaza los valores de LLS por los valores de cLSCD e intenta dar una explicación alternativa representando en forma distinta las diferencias espaciales en la cubierta de nieve.

En resumen, las siguientes variables fueron consideradas en cada modelo:

- Elevación (ELEV) en m s.n.m.
- PISR relativa ($rPISR = PISR / PISR \text{ promedio} - 1$) en kWh m⁻² calculada a partir de un modelo numérico de terreno (MNT) Aster Global DEM level 2 (GDEMv2) con una resolución aproximada de 30 m.
- LSCD: variable indicadora de sitios con cubierta de nieve de larga duración (long-lasting snow, LLS) representada en valores binarios (1 = larga duración, 0 = sin larga duración). Los sitios con cubierta de nieve de larga duración corresponden a áreas con depresiones o surcos que

favorecen la acumulación de nieve. En contraste, los sitios sin larga duración corresponde a sitios abiertos y más expuestos al viento.

- cLSCD centrada (cLSCD = LSCD - LSCD promedio)
- Sitios de permafrost ricos en hielo i.e., glaciares cubiertos y rocosos representado en valores binarios (RDG).

Las siguientes ecuaciones de regresión fueron obtenidas, donde α representa el intercepto y β_i son los pesos de las variables explicativas o coeficientes de la regresión.

MG1 para los años hidrológicos 2010/2011 y 2011/2012 combinados:

$$MG1 = \alpha + \beta_1ELEV + \beta_2rPSIR + \beta_3RDG + \beta_4LLS$$

MG2 para los años hidrológicos 2010/2011 y 2011/2012 combinados:

$$MG2 = \alpha + \beta_1ELEV + \beta_2rPSIR + \beta_3RDG + \beta_4cLSCD$$

Un coeficiente de determinación pseudo R^2 y pseudo ajustado, R^2_{adj} , fueron determinados. Estos coeficientes son calculados como indicadores aproximados debido a que no existe una definición estándar de estos coeficientes en el contexto de los modelos mixtos (Pinheiro & Bates, 2000). El pseudo R^2 es calculado sobre la base de los coeficientes de correlación de Pearson entre los valores predichos y medidos de MGST. Por otro lado el pseudo R^2_{adj} penaliza según el número de variables multiplicando el pseudo R^2 por la razón entre los grados de libertad de los efectos fijos y los grados de libertad de la varianza estimada (comparar Apaloo et al., 2012). En el resto de este informe se refiere a estos coeficientes como R^2 y R^2_{adj} .

Promedio anual de la temperatura del suelo (MGST)

Durante el primer año hidrológico (2010/11) las temperaturas MGST fluctuaron entre -3,2 °C (X6A, 4 553 m s.n.m) a 4,6°C (X16, 3 842 m

s.n.m.) y estuvo moderadamente asociada con los cambios de elevaciones y presencia de nieve (Coeficiente de correlación de Pearson $\rho = -0,56$ y $-0,48$ respectivamente). Durante el segundo año hidrológico (2011/12) las temperaturas fueron más frías, fluctuando entre los -4°C (X6A) y $4,9^{\circ}\text{C}$ (X15, 3 904 m s.n.m.). La relación entre MGST y elevación fue la misma con respecto al periodo 2010/11 ($\rho = -0,56$). No obstante la asociación entre MGST y cLSCD fue levemente más fuerte con respecto al año hidrológico 2011/12 ($\rho = -0,52$). Durante ambos años hidrológicos las temperaturas en las zonas ricas en permafrost (i.e. glaciares rocosos) y fuera de ellas se han incrementado en aproximadamente $0,5^{\circ}\text{C}$ entre el periodo hidrológico 2010/11 y 2011/12. Por otro lado MGST son más bajas en los sitios con última presencia de la nieve en ambos periodos. Los valores promedios de MGST en estos sitios son aproximadamente $0,5^{\circ}\text{C}$ mas altos durante el periodo 2011/12 en comparación al año hidrológico anterior.

Primera fecha de inicio de la nieve (SOD)

Durante el periodo 2010/11 la primera fecha de inicio de la nieve ocurrió en la mayoría de los sitios a partir de la segunda semana de Mayo (días 44 y 58 respectivamente). Por otro lado durante el periodo 2011/12 la presencia de nieve fue detectada a partir de la primera semana de Junio en la mayoría de los sitios (día 64 y 67 respectivamente).

Número total de días continuos con cubierta de nieve (LSCD)

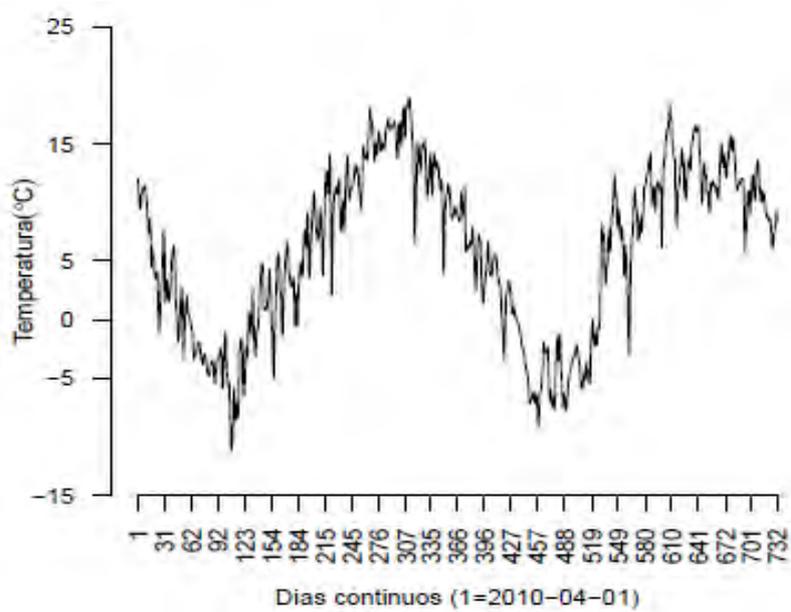
Durante el año hidrológico 2010/11 y 2011/12 la presencia continua de nieve estuvo moderadamente asociada con la MGST y los cambios en la elevación. En general los sitios con mayores días continuos de nieve se localizaron en las cercanías del glaciar rocoso del Tapado y en la parte alta del glaciar rocoso Llano de Las Liebres.

Régimen térmico del suelo año hidrológico 2010/11 y 2011/12

Con respecto a las evoluciones estacionales de las GST en el área de estudio, la mayoría de los sitios mostraron un descenso de las temperaturas en otoño durante los meses de abril-mayo y un aumento de las temperaturas al fin del invierno durante los años hidrológicos 2010/11 y 2011/12. En ambos periodos 18 sitios presentaron importantes variaciones de temperatura diaria durante el invierno. Este régimen es consistente con el régimen tipo 2 identificado por Ishikawa (2003) donde la pérdida de una cubierta de nieve durante gran parte del año favorece que las temperaturas atmosféricas afecten las temperaturas del suelo en estos sitios (**Figura 101a**). La temperatura promedio en estos sitios fueron levemente más alta durante el año hidrológico 2010/11 (2,1°C) en comparación al año hidrológico 2011/12 (2,7°C).

Los restantes sitios se caracterizan por un significativo enfriamiento del suelo durante los primeros meses del otoño debido a temperaturas atmosféricas inferiores a 0°C (**Figura 101b**). A partir del mes de agosto y hasta fines de noviembre las temperaturas del suelo se mantienen con constantes valores inferiores a 0°C en ambos periodos hidrológicos. Situación que indica un mínimo efecto de las temperaturas atmosféricas en los sitios debido a la presencia de una cubierta de nieve hasta comienzo del verano. Este régimen térmico es clasificado como categoría 3 por Ishikawa (2003).

(a)



(b)

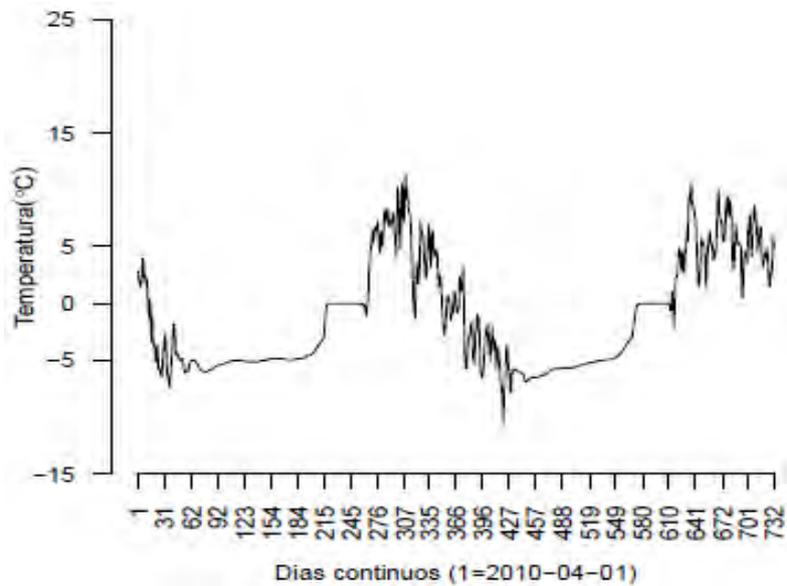


Figura 101. Ejemplo típico de sitios con regímenes térmicos tipo 2 y 3 en el área de estudio. (a) Régimen tipo 2 en sitio X1, área del glaciar rocoso Llano de Las Liebres; (b) Régimen tipo 3 sitio X05, área del glaciar rocoso Del Tapado.

Tabla 25. Asociación entre las variables y las condiciones de sitio según año hidrológico (coeficientes de correlación Pearson, ρ , y resúmenes de la distribución de temperaturas en el caso de variables categóricas).

2010/11				
	MGST	ELEV	rPISR	cLSCD
MGST		-0,56	-0,05	-0,48
ELEV	-0,56		0,74	0,51
rPISR	-0,05	0,74		0,24
cLSCD	-0,48	0,51	0,24	

2011/12				
	MGST	ELEV	rPISR	cLSCD
MGST		-0,56	-0,03	-0,52
ELEV	-0,56		0,74	0,52
rPISR	-0,03	0,74		0,17
cLSCD	-0,52	0,52	0,17	

2010/11						
Clase	Mínima	1er	Median	Promedi	3er	Máxim
Sitios con cubierta de nieve de larga duración (LLS)						
1	-3,25	-1,09	0,48	0,59	2,68	3,78
0	-0,55	0,49	1,40	1,68	2,86	4,63
Sitios de permafrost ricos en hielo (1= glaciares cubiertos y						
1	-1,46	0,29	0,60	1,34	3,36	4,63
0	-3,25	0,58	1,29	1,22	2,33	3,99
Régimen térmico del suelo (Clasificación de Ishikawa)						
2	-1,46	0,76	1,91	2,10	3,61	4,63
3	-3,25	-0,40	0,33	-0,17	0,47	1,29

2011/12						
Clase	Mínima	1er Cuartil	Median	Promed	3er	Máxim
Sitios con cubierta de nieve de larga duración (LLS)						
1	-3,96	0,11	0,42	1,08	3,20	4,95
0	-0,14	1,35	2,07	2,34	3,25	5,75
Sitios de permafrost ricos en hielo (1= glaciares cubiertos y						
1	-1,08	0,20	1,59	1,92	3,43	5,75
0	-3,96	1,30	1,96	1,79	2,97	5,03
Régimen térmico del suelo (Clasificación de Ishikawa)						
2	0,09	1,53	2,28	2,74	3,90	5,75
3	-3,96	-0,14	0,63	0,13	1,21	1,84

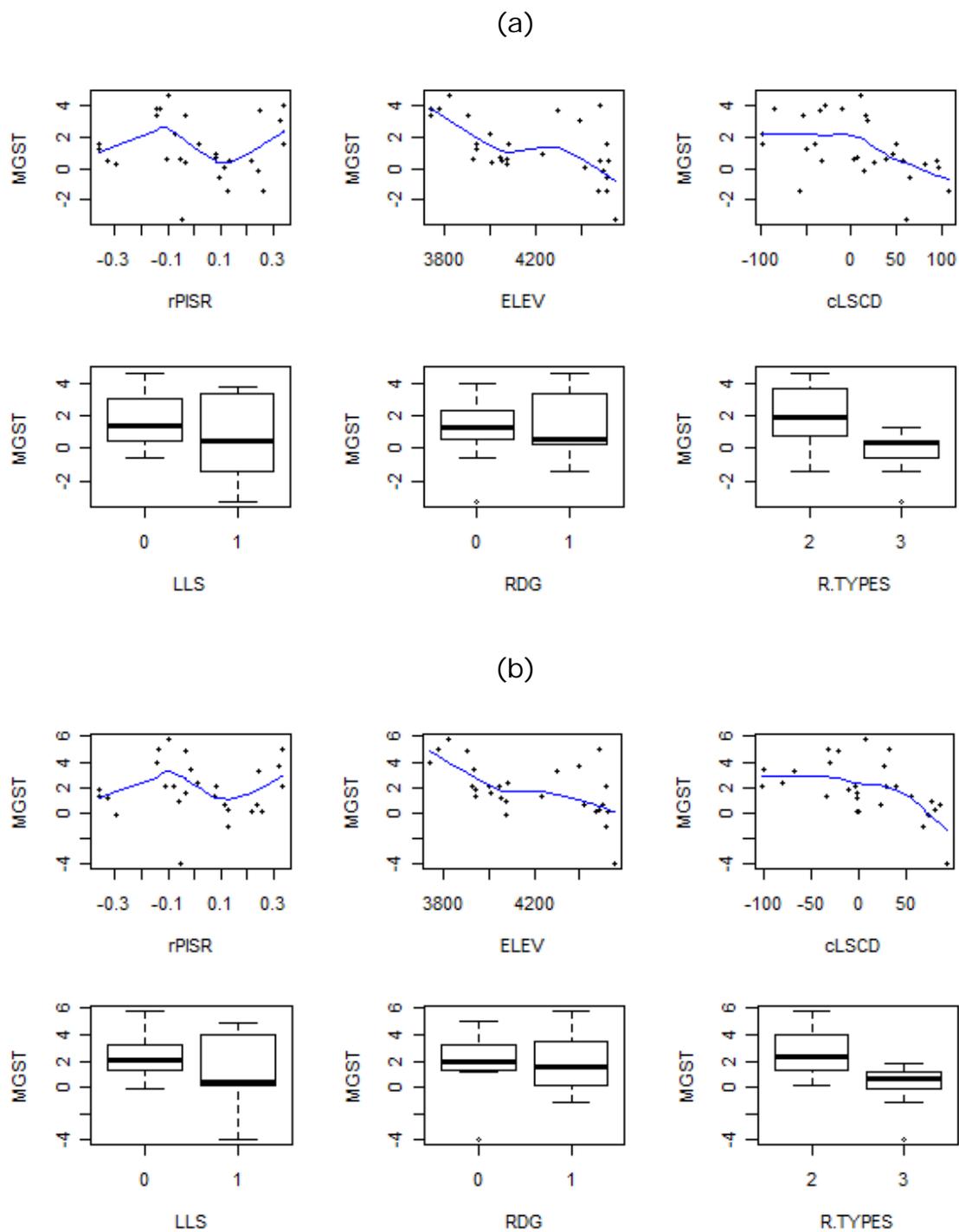


Figura 102. Gráficos de dispersión y diagrama de caja para las variables del modelo según año hidrológico: (a) Año hidrológico 2010/11; (b) Año hidrológico 2011/12.

Análisis espacial de la temperatura del suelo (GST)

Los modelos mixtos M1 y M2 explican relativamente bien la variación espacial de la MGST (M1.2011.2012: $R^2 = 0,66$; M1.2011.2012: $R^2 = 0,76$; tabla 4). R^2 y R^2_{adj} caen levemente si solo las variables significativas son incluidas en el modelo (M2.2010.2012: $R^2 = 0,65$; M2.2011.2012: $R^2 = 0,75$). Los cambios en la elevación (ELEV) y la radiación solar (rPISR) tienen la mayor influencia en MGST. Utilizando el modelo M1 para ambos años hidrológicos (2010.2011 y 2011.2012, valores $p < 0,05$). La temperatura disminuye a razón de $0,8^\circ\text{C}$ por cada 100 m de cambio altitudinal. Por otro lado, utilizando el modelo M2, la temperatura decrece a razón de 1°C por cada 100 m durante ambos años hidrológicos. Con un incremento de un 50% de rPISR tanto en los modelos M1 como en los M2 (valores $p < 0,05$). MGST aumenta entre $3,6^\circ\text{C}$ y $4,9^\circ\text{C}$. Los sitios de permafrost ricos en hielos tales como los glaciares cubiertos y rocosos tienen temperaturas más frías que otras superficies de acuerdo a los resultados de los modelos M1 y M2 para ambos años hidrológicos. Un aumento de 30 días consecutivos en la cubierta de nieve (LSCD) corresponde a una disminución en la temperatura media anual en un $0,12^\circ\text{C}$ en el 2010 con un margen de error de $\pm 0,27^\circ\text{C}$ al 95% de confianza (2011: disminución en un $0,06^\circ\text{C} \pm 0,29^\circ\text{C}$). No obstante el efecto de LSCD no es estadísticamente significativo en ambos modelos (valores $p > 0,4$). De acuerdo a los modelos MG1.2010.2011 y MG1.2011.2012 los sitios con cubierta de nieve de larga duración (i.e. los que también desarrollan penitentes) tienen temperaturas más bajas que los sitios sin larga duración de la cubierta de nieve. Sin embargo el efecto no es estadísticamente significativo (valores $p = 0,5$).

Tabla 26. Coeficientes de los modelos e indicadores de bondad de ajuste para los modelos mixtos de MGST con diferentes representaciones de la cubierta de nieve.

	M1.2010.2011 Coeficiente (std.err)	M1.2011.2012 Coeficiente (std.err)	M2.2010.2011 Coeficiente (std.err)	M2.2011.2012 Coeficiente (std.err)
Intercepto	35,707 (5,94)	44,921 (5,6)	34,099 (6,61)	44,602 (6,47)
ELEV	-0,008 (0,001)**	-0,010 (0,001)*	-0,008 (0,002)*	-0,010 (0,002)*
rPISR	7,648 (1,77)*	9,916 (1,65)*	7,357 (1,86)*	9,746 (1,79)*
RDG	-0,559 (0,6).	-0,418 (0,57).	-0,649 (0,54).	-0,628 (0,49).
LLS	-0,391 (0,54).	-0,420 (0,54).	-	-
cLSCD	-	-	-0,004 (0,004).	-0,002 (0,005).
R²	0,662	0,759	0,656	0,755
R² adj	0,603	0,715	0,597	0,710
Error estándar Residual a nivel de sitio [°C]	0,673	0,882	0,911	0,694
Error estándar Residual a nivel de grupo [°C]	1,009	0,712	0,829	0,905
Error estándar Residual Total [°C]	1,213	1,134	1,232	1,141

Significancia de test de Wald: . p<0,10, *<0,05, **<0,01, ***<0,001

Discusión

El mayor enfriamiento de los sitios con LLS y LSCD puede ser atribuido al efecto aislante de la nieve sobre el calor de conducción y la influencia de las temperaturas atmosféricas. Este efecto ha sido descrito tanto en los Andes de Santiago como en los Alpes (Apaloo et al., 2012; Luetschg, Lehning, & Haeberli, 2008). La radiación solar y los cambios altitudinales tienen un mayor efecto sobre la MGST en comparaciones a los resultados de Apaloo et al., (2012) en los Andes de Santiago donde las temperaturas del suelo están más influenciadas por la duración de la cubierta de nieve. Las MGST negativas en los glaciares cubiertos y rocosos esta en concordancia con las temperaturas del suelo esperadas para este tipo de formas.

La duración de la cubierta de nieve y las características topográficas del área controlan la temperatura del suelo en el área de estudio. Estos patrones podrían estar presentes también en la distribución del permafrost de montaña en los Andes semiáridos. El actual monitoreo de la capa activa podría conducir a un mejor entendimiento de la relación entre temperatura a nivel del suelo y el tope de permafrost en relación a los efectos del calentamiento global sobre la degradación del permafrost. Aunque algunos sitios presentaron condiciones favorables para un posible análisis utilizando método BTS en el futuro, la aplicación generalizada del método BTS en el área no es recomendada debido a la poca profundidad de la cubierta de nieve y su alta variabilidad espacial.

4.8.2. Monitoreo de las temperaturas en profundidad

Desde abril 2010 hasta abril 2012 se ha logrado obtener datos de temperatura en profundidad para cada uno de los sitios durante un periodo de dos años (Tabla 27). Liebre 2 y Tapado 2 han mantenido un registro continuo de datos a lo largo de dicho periodo. Liebre 1 presento valores erráticos en los sensores localizados a profundidades inferiores al metro durante los meses de julio 2010 y enero 2011. No obstante, a partir de febrero 2011 ha mantenido un registro completo de datos hasta abril 2012. Tapado 1 ha presentado perdida de todos sus datos durante las estaciones frías. Las condiciones climáticas extremas en Tapado 1 (fuertes vientos y descargas eléctricas) no han permitido mantener un registro constante de datos en este sitio. Sin embargo, Tapado 1 ha mantenido un registro completo durante los meses de verano y el primero mes del otoño. A continuación se analizan los resultados de las mediciones en cada sitio en términos de la evolución de las temperaturas durante los años hidrológicos 2010/11 y 2011/12. Además se presenta la evolución de las temperaturas diarias y mensuales durante el periodo mencionado anteriormente. Los datos originales están disponibles en forma de anexos digitales.

Tabla 27. Estado de las estaciones de permafrost en profundidad.

Nombre de la estación	Status de la estación a abril 2012	Días continuos de registros desde abril 2009
Liebre 1	Operativa	472*
Liebre 2	Operativa	729
Tapado 1	Operativa	379**
Tapado 2	Operativa	729

* Problema de registro en los sensores localizados a -1,-05 y -0,2 m entre el 2010-06-11 y 2010-12-05 Problemas de registro en el sensor localizado a -1 m entre el 2011-09-19 y el 2011-12-09

** Problemas de registro en todos los sensores periodo 2010-06-14/2010-12-06 y 2011-06-18/2011-12-10.

Estación Liebres 1

El sensor a mayor profundidad del suelo (2,7 m) se ha mantenido con temperaturas promedio bajo cero grado durante los años hidrológicos 2010/11 y 2011/12 (**Figura 103, Figura 104**). No obstante variaciones estacionales hacia temperaturas positivas durante los meses de verano indican que la profundidad de la capa activa es levemente superior a los 2,7 m (**Figura 103**). A menor profundidad (0.5 m) se observa que la temperatura promedio aumento casi 1 °C durante el último año hidrológico. Este incremento ha estado en concordancia con el aumento de las temperaturas atmosféricas promedio en los sensores localizados a 0,5 y 1,5 m durante el año hidrológico 2011/12. Del mismo modo, temperaturas máximas y mínimas se han incrementados en igual magnitud. El efecto de descenso y aumento de las temperaturas atmosféricas se observa en el registro de temperaturas promedios mensuales desde abril 2010 a abril 2012 (**Figura 105**). Las temperaturas promedios mensuales se han incrementado durante el último año hidrológico.

Estación Liebres 2

El buen registró y el mayor número de sensores en profundidad en la estación Liebre 2 permite analizar en forma más detallada los cambios de temperatura en la capa activa. La temperatura promedio en el punto de mayor profundidad (7,4 m) se mantuvo en 0,2°C en ambos años hidrológicos indicando una profundidad de la capa activa de por lo menos 8 m (**Figura 106**). Entre los -0,2 y -5 m las temperaturas en profundidad se ven afectadas por las temperaturas atmosféricas y sus cambios estacionales (

Figura 107, Figura 108). Del mismo modo, la temperatura promedio, máxima y mínimas se han incrementado durante el año han

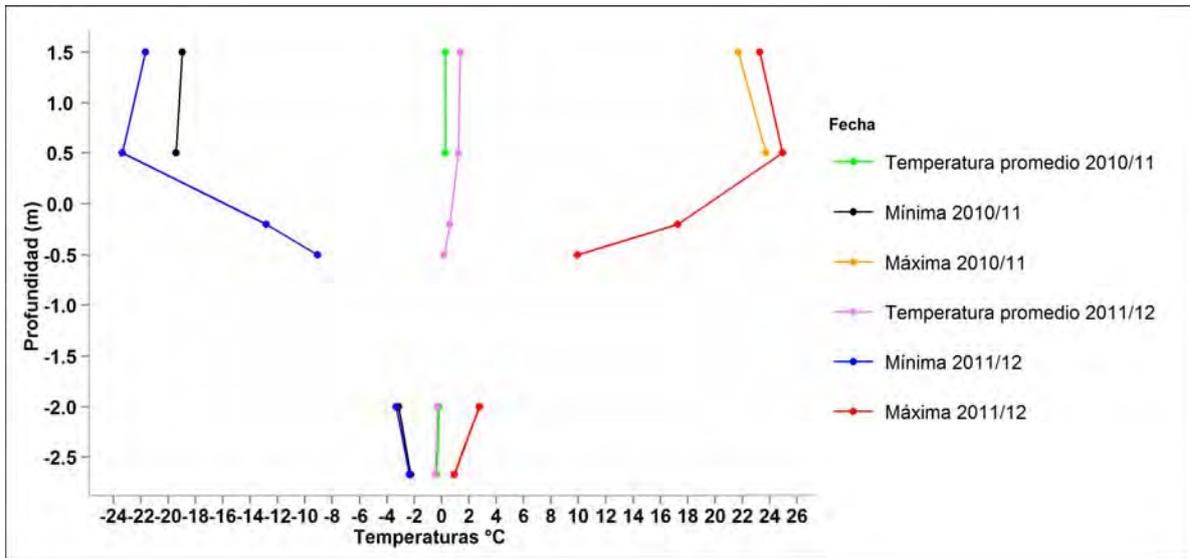


Figura 103. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.



Figura 104. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Liebres 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres, entre abril 2010 y abril 2012.

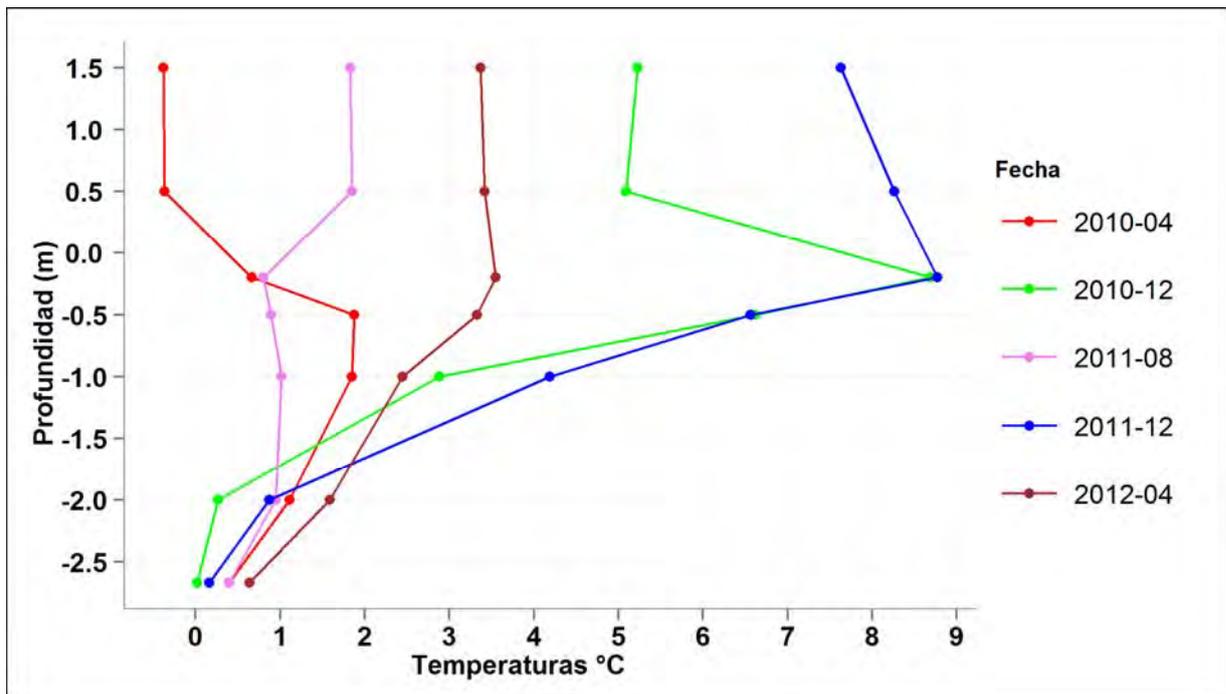


Figura 105. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Liebre 1 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.

hidrológicos 2011/12. A nivel de superficie y en profundidad las temperaturas aumentado entre 1,4°C (-0,2 m) y 0,1°C (-5 m) respectivamente durante el último año hidrológico. Este aumento ha estado en concordancia con el aumento de la temperatura atmosférica registrado en el sensor localizado a 1 m del suelo.

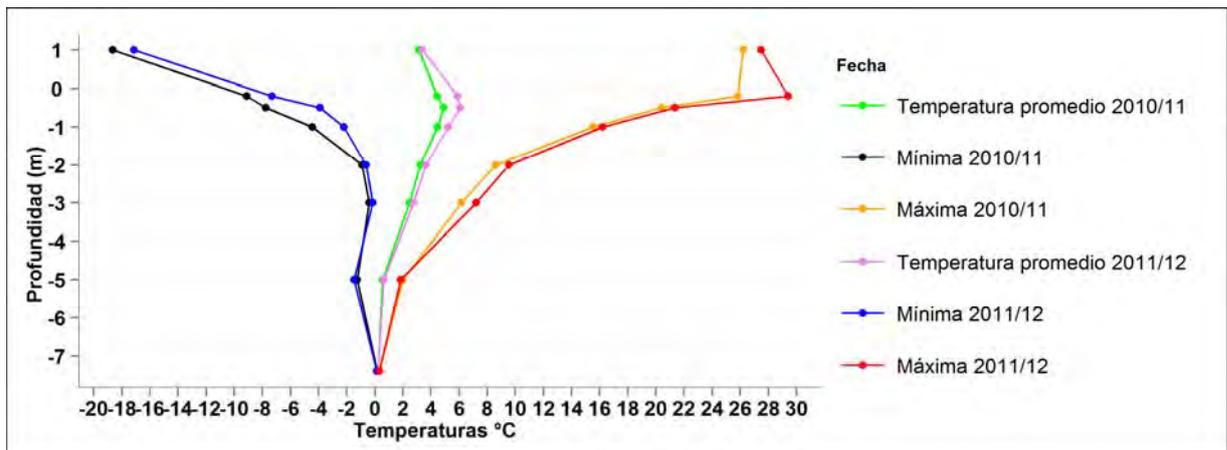


Figura 106. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Liebre 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.



Figura 107. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Liebres 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres, entre abril 2010 y abril 2012.

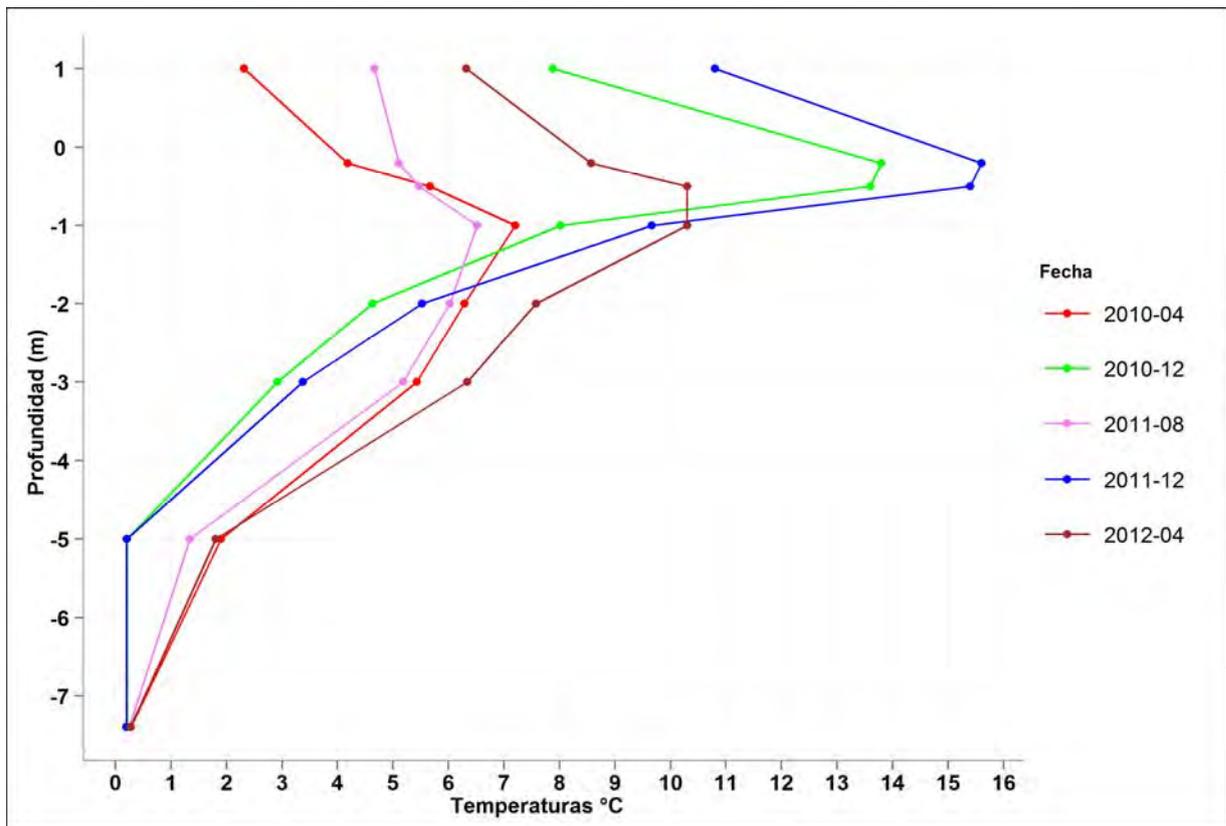


Figura 108. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Liebre 2 en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre los meses de abril 2010 y abril 2012.

Estación Tapado 1

En Tapado 1 la pérdida completa de datos durante las estaciones frías no permite calcular promedios de temperatura durante los últimos dos años hidrológicos. No obstante, es posible analizar la evolución de las temperaturas en términos de promedios diarios y mensuales durante la estación de verano y a comienzo de otoño. La temperatura promedio diaria en el sensor a mayor profundidad (-2,07 m) se ha incrementado desde de 0°C durante los primeros meses del otoño 2010 hasta 2,1°C durante el verano el 2011-2012 (**Figura 109**). A nivel mensual, se observa que la temperatura mensual registrada en los meses de diciembre 2011 y abril

2012 ha aumentado significativamente con respecto a la temperatura registrada en diciembre 2010 y abril 2011. Registrándose por ejemplo a -1 m de profundidad aumentos superiores a lo 10°C entre abril 2010 y abril 2012 (Figura 110). Este aumento ha estado en concordancia con las temperaturas atmosféricas registradas a 1 y 1,5 m durante diciembre 2011 y abril 2012. En todos los sensores se observa el efecto de descenso de las temperaturas atmosféricas al entrar al periodo otoño-invierno y un aumento al comienzo de la estación de verano.



Figura 109. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Tapado 1 en el glaciar rocoso Del Tapado, entre abril 2010 y abril 2012.

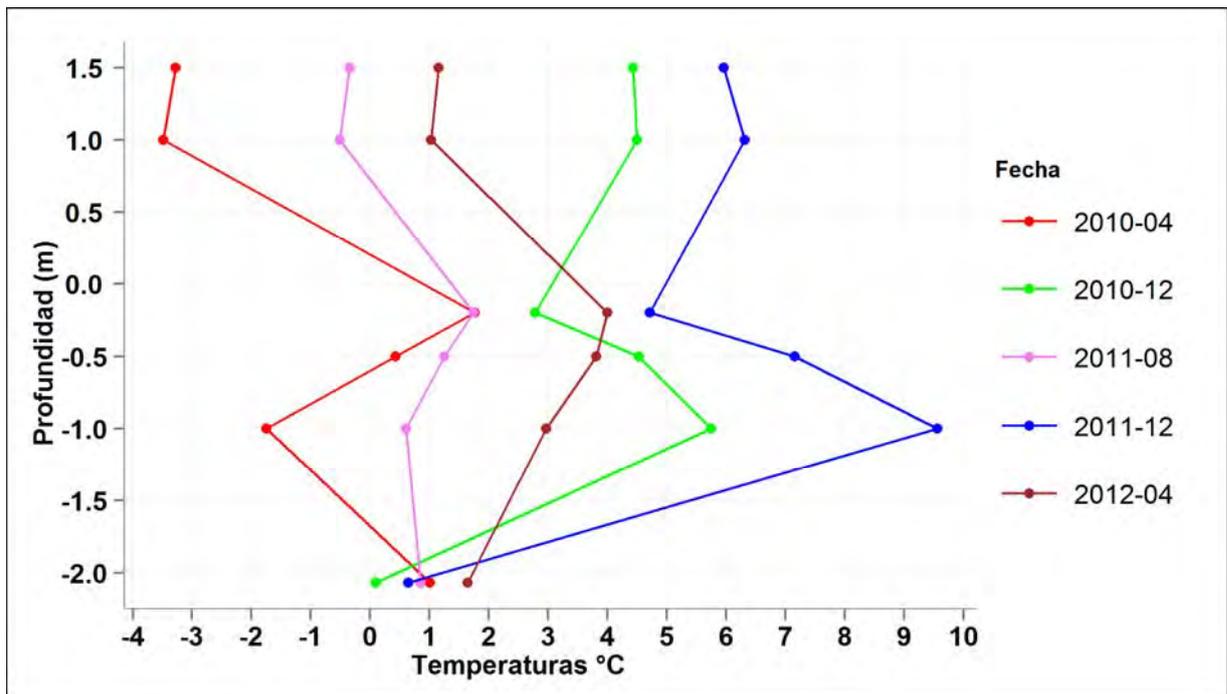


Figura 110. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Tapado 1 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.

Estación Tapado 2

La estación Tapado 2 ha mantenido un registro completo de datos durante los años hidrológicos 2010/11 y 2011/12. El sensor a mayor profundidad (-2,4 m) ha registrado temperaturas promedios de $-0,5^{\circ}\text{C}$ y $-0,4^{\circ}\text{C}$ durante los años hidrológicos 2010/11 y 2011/12 respectivamente (**Figura 111**). Estos valores indican que la capa activa está localizada aproximadamente a los -2,6 m. Por otro lado, la disminución de las temperaturas durante el año hidrológico 2011/12 puede ser atribuida variaciones térmicas en el frente del glaciar rocoso debido a su mayor exposición al viento y la posible penetración de corrientes de aire frío. Esta disminución de la temperatura es observada tanto en los sensores localizados en la superficie como en profundidad. Del mismo modo, se

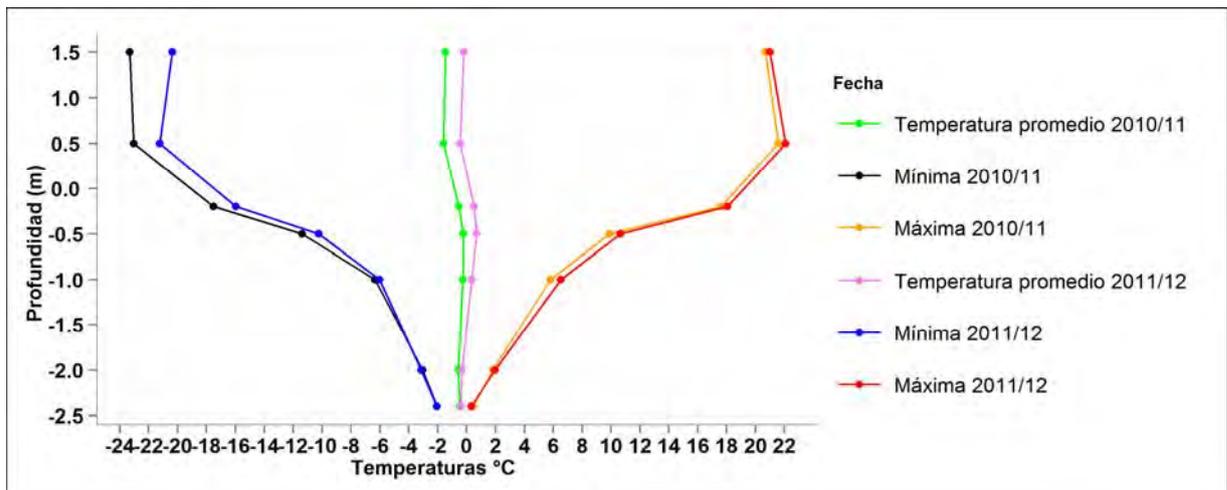


Figura 111. Perfil en profundidad de la temperatura promedio, máxima y mínima según años hidrológicos en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.



Figura 112. Registro de temperatura promedio diaria a diferentes profundidades en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado, entre abril 2010 y abril 2012.

observa la influencia de la temperatura atmosférica durante las estaciones climáticas del año (**Figura 112, Figura 113**).

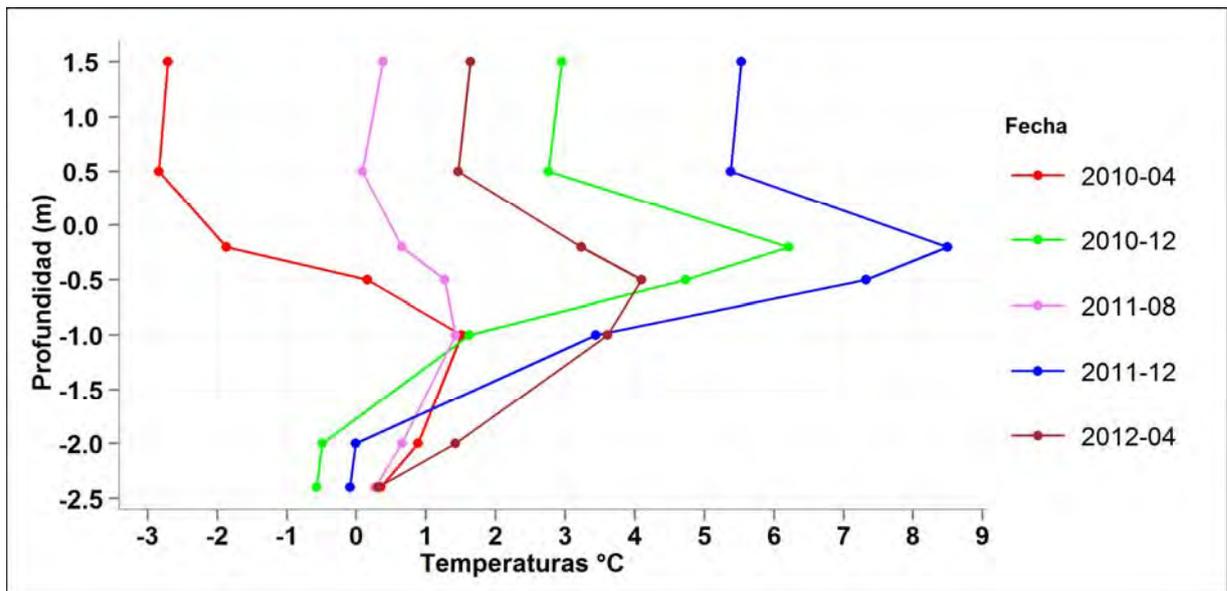


Figura 113. Perfil en profundidad de la temperatura promedio mensual registrada en la estación Tapado 2 en el glaciar rocoso Del Tapado entre los meses de abril 2010 y abril 2012.

4.9. MONITOREO DE MOVIMIENTO EN GLACIARES ROCOSOS

Hasta abril 2012 se ha logrado obtener cuatro mediciones de desplazamiento en distintos periodos para ambos glaciares rocosos (Tabla 28). Aunque se logro obtener una gran cantidad de datos acerca del desplazamiento, problemas asociados a la geometría del GPS no han permitido mantener un registro completo de datos de cada campaña. En consecuencia, algunos segmentos o parte de los perfiles no han podido ser analizados.

Tabla 28. Mediciones realizadas en los glaciares rocosos Llano de Las Liebres y Del Tapado hasta abril 2012.

Área	Fecha (aaaa-mm-dd)	Puntos correctamente procesados (%)
Glaciar rocoso Del Tapado	2010-04-21	79
	2010-12-05	34
	2012-01-18	61
	2012-04-11	71
Glaciar rocoso Llano de las Liebres	2010-04-22	77
	2012-01-18	0
	2010-12-06	86
	2012-04-10	89

De acuerdo al porcentaje de puntos procesados correctamente se procedió a graficar la evolución temporal y dirección del desplazamiento que han experimentado los puntos de control instalados sobre cada glaciar rocoso entre abril 2010 y abril 2012 (tablas 8 y 9).

Glaciar rocoso Llano de las Liebres

Las mediciones de desplazamiento horizontal-vertical se han llevado a cabo a través del monitoreo de 55 puntos instalados sobre el glaciar rocoso. Los resultados obtenidos muestran claramente que el glaciar rocoso Llano de Las Liebres corresponde a un glaciar rocoso activos porque ha experimentado desplazamientos verticales y horizontales durante los dos últimos años

(Figura 114). Se han evidenciado desplazamiento horizontales absolutos entre 0,11 m y 2,64 m y desplazamientos verticales entre 0,08 m y 1 m entre abril 2010 y abril 2012. Se detectaron desplazamientos horizontal-verticales (D_3D) entre 2,07 m y 2,70 m en la parte superior y desplazamientos horizontales-verticales entre 1,91 m y 2,57 m en la parte media baja del glaciar rocoso. La parte terminal del glaciar rocoso presento desplazamiento horizontal-vertical cercano al metro durante el periodo señalado. La dirección del desplazamiento en relación al eje longitudinal del glaciar rocoso es Sur-Sureste en la parte superior y Sur-Suroeste en la parte inferior.

Glaciar rocoso Del Tapado

Las mediciones de desplazamiento horizontal-vertical de 60 puntos de monitoreo instalados sobre el glaciar rocoso confirman que ambas lenguas se clasifican como glaciares rocosos activos es decir han experimentando desplazamientos verticales y horizontales durante los dos últimos años **(Figura 115)**. No obstante, se observan diferencias significativas en el movimiento de la lengua Norte y Sur del glaciar rocoso, y la zona del glaciar cubierto. Los desplazamiento horizontales-verticales de la lengua Norte del glaciar rocoso tiende a ser más significativos que los desplazamiento en la zona del glaciar cubierto y la lengua Sur. La lengua norte del glaciar rocoso Del Tapado ha presentado desplazamientos horizontales-verticales (D_3D) entre 0,12 m y 2,36 m entre abril 2010 y abril 2012. En contraste, la lengua Sur se ha desplazado entre 0,08 cm y 0,59 m durante el periodo anteriormente señalado. La zona del glaciar de cubierto ha presentando desplazamientos horizontales-verticales entre 0,22 m y 4,15 m (punto 1.4). Este último valor se ha registrado en la cercanía de una depresión de *termokarst* en la cual se han acentuado los desplazamientos verticales (DZ) sobre los horizontales durante los últimos dos años. La dirección predominante en la lengua norte del glaciar rocoso es Este-Noreste y en la

lengua Sur es Sur-Suroeste acorde al eje longitudinal de cada una de las lenguas.

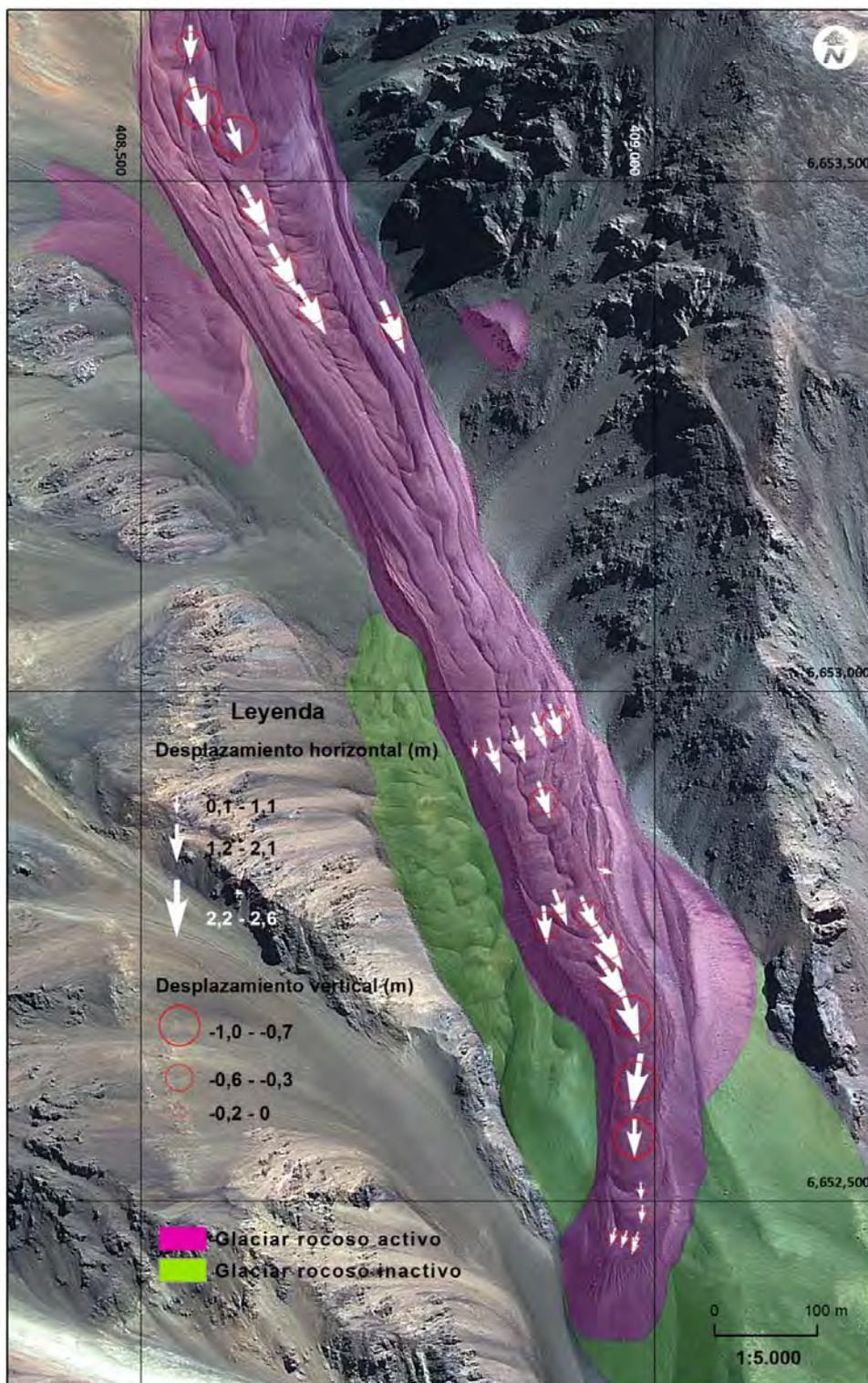


Figura 114. Dirección y velocidad del desplazamiento del glaciar rocoso Llano de las Liebres.

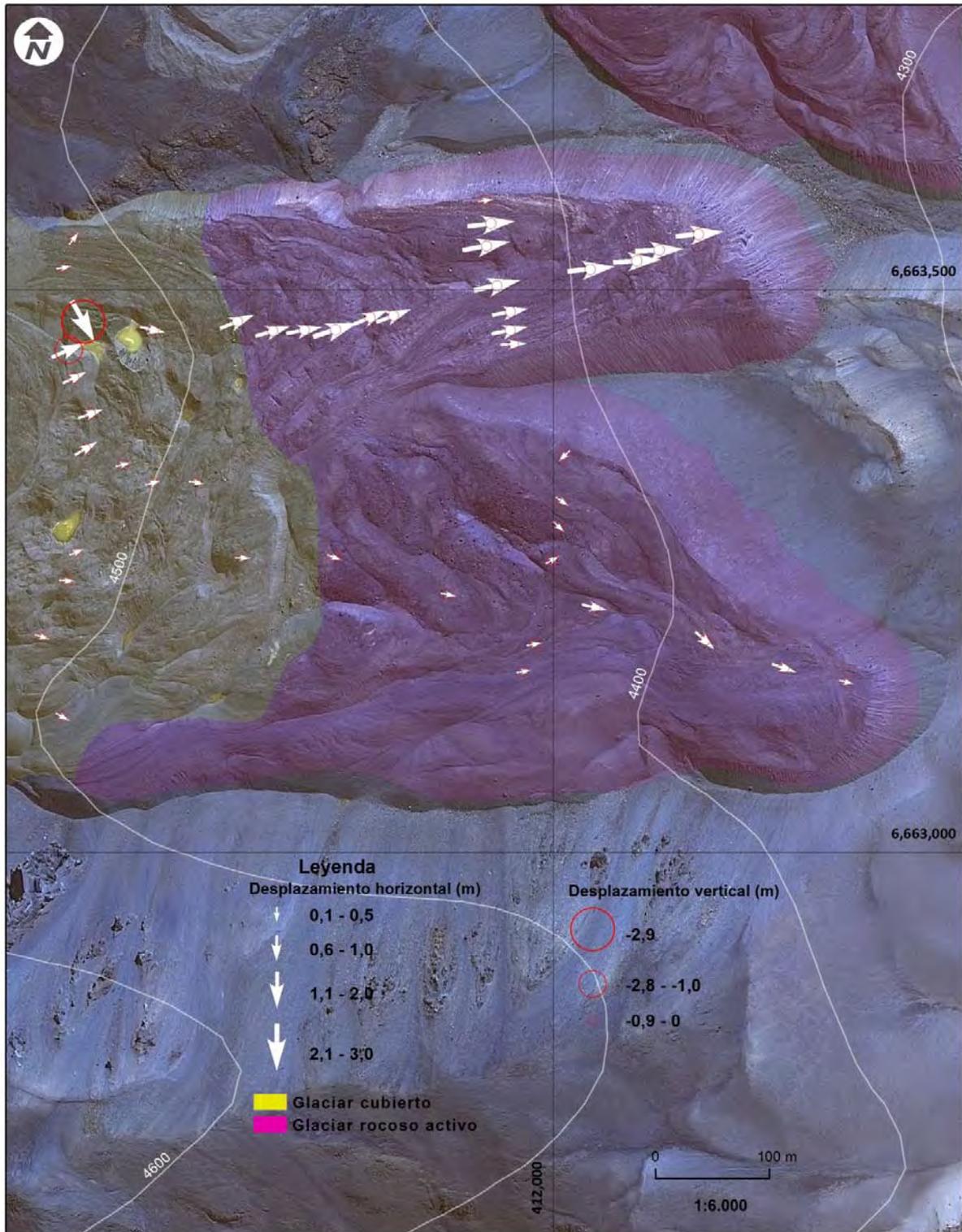


Figura 115. Dirección y velocidad del desplazamiento del glaciar rocoso Del Tapado.

Tabla 29. Valores cinemáticos calculados en el glaciar rocoso Llano de las Liebres entre las campañas de abril 2010 y abril 2012.

ID	21 de abril 2010 (1)			11 de abril 2012 (2)			D_vert	D_hor	D_3D
	X	Y	Z	X	Y	Z			
1.1	408547,8	6653633,8	4093,6	408547,8	6653631,8	4093,1	-0,52	2,00	2,07
1.2	408555,9	6653574,1	4078,3	408556,5	6653571,9	4077,6	-0,70	2,28	2,39
1.3	408591,3	6653543,7	4068,8	408592,0	6653541,8	4068,0	-0,76	2,05	2,19
1.4	408611,1	6653471,3	4052,8	408612,1	6653469,4	4052,5	-0,31	2,23	2,25
1.5	408639,4	6653413,5	4043,3	408640,6	6653411,3	4042,8	-0,48	2,55	2,59
1.6	408666,0	6653374,3	4034,0	408667,3	6653372,1	4033,4	-0,57	2,64	2,70
2.7	408744,7	6653356,8	4028,8	408745,6	6653354,8	4028,3	-0,51	2,18	2,24
3.1	408914,0	6652976,9	3932,0	408914,2	6652976,4	3931,8	-0,24	0,52	0,58
3.2	408902,9	6652969,1	3933,7	408903,5	6652967,3	3933,4	-0,32	1,91	1,93
3.3	408887,8	6652960,7	3934,0	408888,4	6652958,9	3933,7	-0,28	1,96	1,98
3.5	408843,1	6652936,2	3931,1	408843,7	6652934,4	3930,9	-0,17	1,91	1,92
3.6	408825,0	6652942,2	3930,0	408825,0	6652941,3	3929,9	-0,11	0,86	0,87
1.15	408868,5	6652946,7	3932,9	408869,2	6652944,9	3932,7	-0,22	1,98	1,99
1.16	408892,0	6652892,5	3925,3	408892,6	6652890,6	3925,0	-0,31	1,96	1,99
4.1	408951,3	6652822,8	3903,4	408951,4	6652822,8	3903,4	0,00	0,11	0,11
4.4	408907,8	6652786,7	3905,6	408908,5	6652784,9	3905,3	-0,22	1,90	1,91
4.5	408893,4	6652770,4	3898,9	408893,5	6652769,1	3898,6	-0,37	1,39	1,44
1.19	408936,0	6652780,9	3904,9	408936,8	6652779,1	3904,6	-0,35	2,00	2,03
1.20	408953,8	6652750,0	3894,5	408954,9	6652748,1	3894,0	-0,51	2,20	2,26
1.21	408958,7	6652716,3	3886,7	408960,0	6652714,4	3886,1	-0,60	2,33	2,41
1.22	408976,4	6652681,9	3872,9	408977,2	6652679,7	3872,0	-0,85	2,37	2,52
1.23	408981,5	6652616,4	3843,1	408981,2	6652614,0	3842,1	-1,00	2,37	2,57
1.24	408979,9	6652560,9	3820,1	408979,9	6652558,8	3819,3	-0,79	2,05	2,19
1.25	408986,4	6652508,4	3796,9	408986,5	6652507,4	3796,7	-0,20	0,94	0,96
1.26	408987,8	6652486,2	3796,6	408987,8	6652485,1	3796,5	-0,10	1,06	1,06
1.27	408980,1	6652460,1	3788,6	408979,8	6652459,2	3788,5	-0,08	0,96	0,96
1.28	408980,3	6652455,2	3788,7	408979,9	6652454,3	3788,7	-0,09	0,97	0,97
5.1	408958,9	6652463,6	3787,6	408958,7	6652462,8	3787,5	-0,14	0,83	0,84
5.2	408969,9	6652462,0	3787,9	408969,6	6652461,1	3787,8	-0,11	0,94	0,95

ID Identificador en terreno

D_vert Componente vertical del desplazamiento vertical (en metros)

D_hor Componente horizontal del desplazamiento horizontal (en metros)

D_3D Desplazamiento oblicuo (en metros)

* Coordenadas en Datum WGS84 – UTM 19 Sur y Geoide EGM96

(1) Precisión promedio vertical 0,02 m; Precisión promedio horizontal 0,04 m

(2) Precisión promedio vertical 0,01 m; Precisión promedio horizontal 0,03 m

Tabla 30. Valores cinemáticos calculados en el glaciar rocoso Del Tapado entre las campañas de abril 2010 y abril 2012.

ID	22 de abril 2010 (1)			12 de abril 2012 (2)			D_ver	D_ho	D_3
	X	Y	Z	X	Y	Z	t	r	D
2.3	412032,9	6663518,2	4428,2	412035,1	6663518,4	4427,7	-0,58	2,29	2,36
2.2	412073,6	6663525,6	4418,0	412075,7	6663525,8	4417,3	-0,62	2,11	2,20
2.1	412093,7	6663535,1	4414,8	412095,7	6663535,2	4414,2	-0,61	2,05	2,14
2	412128,4	6663549,3	4402,1	412130,4	6663549,5	4401,5	-0,61	2,06	2,14
3.1	411965,3	6663451,4	4446,0	411966,1	6663451,4	4445,8	-0,27	0,77	0,82
3.2	411961,7	6663464,0	4446,6	411963,2	6663464,3	4446,2	-0,42	1,52	1,58
3.3	411962,0	6663480,1	4446,5	411963,9	6663480,4	4446,0	-0,49	1,99	2,04
3.4	411950,7	6663503,5	4447,8	411952,7	6663504,0	4447,3	-0,56	2,08	2,16
3.6	411940,9	6663538,7	4449,6	411943,0	6663539,1	4448,9	-0,66	2,16	2,26
3.7	411945,2	6663558,6	4447,6	411947,3	6663558,8	4447,0	-0,62	2,06	2,15
3.8	411940,6	6663579,2	4446,3	411940,7	6663579,2	4446,3	-0,05	0,11	0,12
2.11	411753,2	6663463,3	4508,1	411754,7	6663463,7	4507,8	-0,32	1,57	1,60
2.10	411780,4	6663463,7	4504,6	411782,4	6663464,1	4504,0	-0,63	1,99	2,09
2.12	411721,8	6663471,8	4518,6	411722,9	6663472,2	4518,2	-0,43	1,19	1,26
2.14	411647,5	6663463,8	4524,4	411648,3	6663463,6	4523,8	-0,62	0,80	1,01
2.7	411859,7	6663476,9	4477,3	411861,4	6663477,5	4476,4	-0,91	1,82	2,04
2.8	411839,0	6663475,5	4483,1	411840,7	6663476,2	4482,3	-0,81	1,85	2,02
2.9	411808,5	6663464,2	4499,5	411810,5	6663464,8	4498,7	-0,79	2,08	2,23
1.1	411577,6	6663545,4	4524,9	411577,7	6663545,5	4524,7	-0,15	0,16	0,22
1.2	411568,8	6663519,9	4529,1	411569,0	6663519,9	4528,8	-0,27	0,25	0,37
1.4	411585,9	6663471,6	4533,4	411587,4	6663469,0	4530,5	-2,88	2,99	4,15
1.5	411573,0	6663446,2	4527,3	411574,7	6663447,0	4525,9	-1,40	1,85	2,32
1.6	411577,6	6663421,4	4529,7	411578,4	6663421,8	4529,4	-0,30	0,91	0,96
1.7	411592,3	6663389,7	4530,5	411593,0	6663390,0	4530,3	-0,16	0,71	0,72
1.8	411588,1	6663358,7	4535,3	411588,9	6663359,2	4534,8	-0,49	0,93	1,05
1.10	411579,7	6663266,2	4530,5	411580,0	6663266,4	4530,3	-0,28	0,33	0,43
1.11	411571,8	6663241,0	4534,3	411572,2	6663241,0	4534,1	-0,21	0,40	0,45
1.12	411549,5	6663191,2	4532,6	411549,9	6663191,1	4532,5	-0,12	0,37	0,39
1.14	411568,0	6663120,0	4517,8	411568,4	6663119,8	4517,7	-0,06	0,39	0,40
4.15	411621,0	6663344,6	4525,2	411621,5	6663344,7	4525,1	-0,10	0,49	0,50
4.14	411647,4	6663328,0	4528,4	411647,8	6663328,1	4528,2	-0,18	0,41	0,44
4.13	411685,8	6663328,4	4525,8	411686,2	6663328,3	4525,6	-0,18	0,37	0,41
4.10	411807,3	6663261,9	4489,4	411807,7	6663261,8	4489,3	-0,12	0,37	0,39
4.11	411726,4	6663261,4	4512,3	411726,6	6663261,4	4512,1	-0,20	0,24	0,31
4.8	411907,8	6663228,9	4468,2	411908,2	6663228,8	4468,1	-0,11	0,40	0,42

ID	22 de abril 2010 (1)			12 de abril 2012 (2)			D_vert	D_hor	D_3D
	X	Y	Z	X	Y	Z			
5.1	412009,7	6663352,2	4447,2	412009,7	6663352,2	4447,1	-0,04	0,06	0,08
5.2	412007,8	6663311,8	4447,5	412007,9	6663311,8	4447,4	-0,08	0,10	0,13
5.3	412005,5	6663289,1	4442,9	412005,6	6663289,0	4442,8	-0,11	0,12	0,16
5.4	411999,8	6663259,5	4445,9	412000,1	6663259,6	4445,8	-0,08	0,26	0,27
5.6	411983,7	6663184,7	4449,8	411984,1	6663184,8	4449,7	-0,10	0,47	0,49
5.7	411973,9	6663160,6	4452,0	411974,2	6663160,7	4452,0	-0,06	0,33	0,33
4.5	412036,7	6663217,3	4440,1	412037,2	6663217,1	4440,0	-0,14	0,58	0,59
4.3	412134,0	6663188,0	4426,0	412134,4	6663187,7	4425,9	-0,09	0,50	0,51
4.2	412203,2	6663163,5	4412,4	412203,8	6663163,3	4412,3	-0,09	0,57	0,58
4.1	412258,6	6663150,8	4391,1	412259,1	6663150,7	4391,0	-0,11	0,43	0,44

ID Identificador en terreno

D_vert Componente vertical del desplazamiento vertical (en metros)

D_hor Componente horizontal del desplazamiento horizontal (en metros)

D_3D Desplazamiento oblicuo (en metros)

* Coordenadas en Datum WGS84 – UTM 19 Sur y Geoide EGM9

(1) Precisión promedio vertical 0,03 m; Precisión promedio horizontal 0,06 m

(2) Precisión promedio vertical 0,02 m; Precisión promedio horizontal 0,04 m

4.10. DESCARGA HIDRICA DE LOS GLACIARES DE ESTUDIO

4.10.1. *Presentación de los datos*

En la Tabla 31 y Tabla 32 se presentan los resultados de las campañas de aforos realizadas en el sector del glaciar Tapado durante el verano de 2011-2012 y en varios otros puntos de la cuenca del rio La Laguna desde el año 2011 en adelante (**Figura 116**, **Figura 117**).

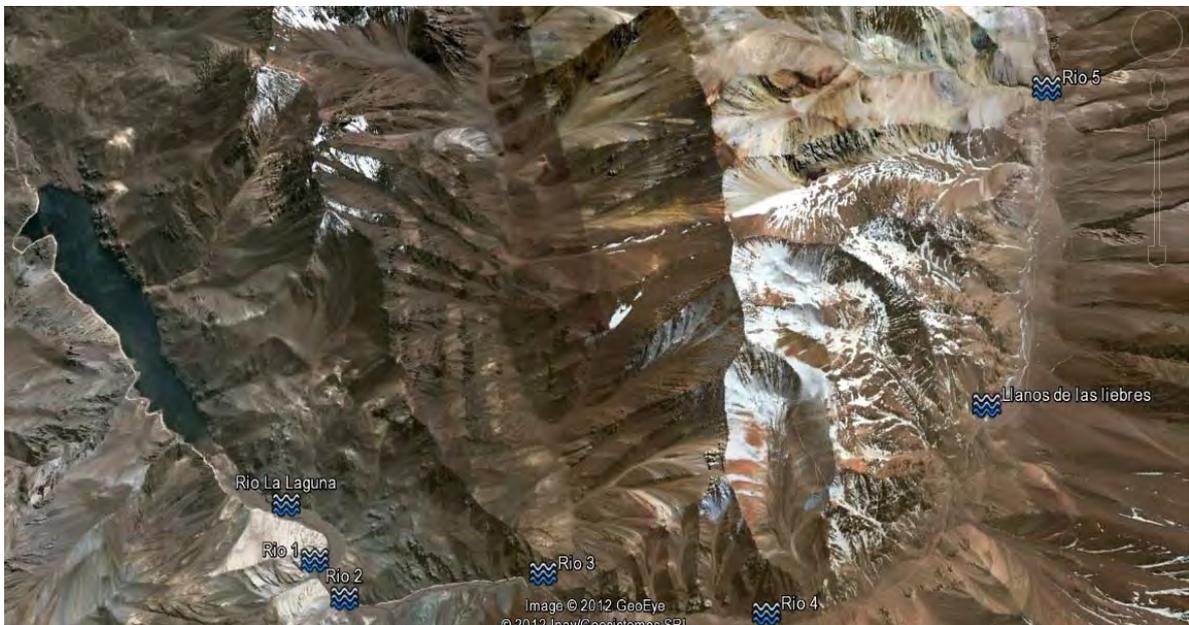


Figura 116. Ubicación de los puntos de aforos desde el embalse La Laguna hasta la confluencia con el rio Agua Negra.

Tabla 31. Resultados de aforos realizados en distintos puntos de la cuenca Rio Laguna desde el embalse La Laguna hasta la confluencia con el rio Agua Negra.

<i>Campaña</i>	<i>Lugar</i>	<i>Fecha</i>	<i>Hora</i>	<i>Caudal (m³/s)</i>
Primera (Nov-Dec)	Rio La Laguna	02/12/2011	12:30	1,39
	Rio 1	30/11/2011	10:20	0,059
	Rio 2	30/11/2011	12:00	0,512
	Rio 3	30/11/2011	13:20	0,088
	Rio 4	30/11/2011	14:15	0,064
	Rio 5	29/11/2011	18:00	0,014
Secunda (Feb)	Llanos de las liebres	07/02/2012	19:22	0,362
Ultima (Abr)	Rio La Laguna	13/04/2012	16:00	1,21
	Rio 1	14/04/2012	19:00	0,070
	Rio 2	14/04/2012	10:20	0,202
	Rio 3	14/04/2012	18:15	0,097
	Rio 4	14/04/2012	11:10	0,081
	Rio 5	-	-	-

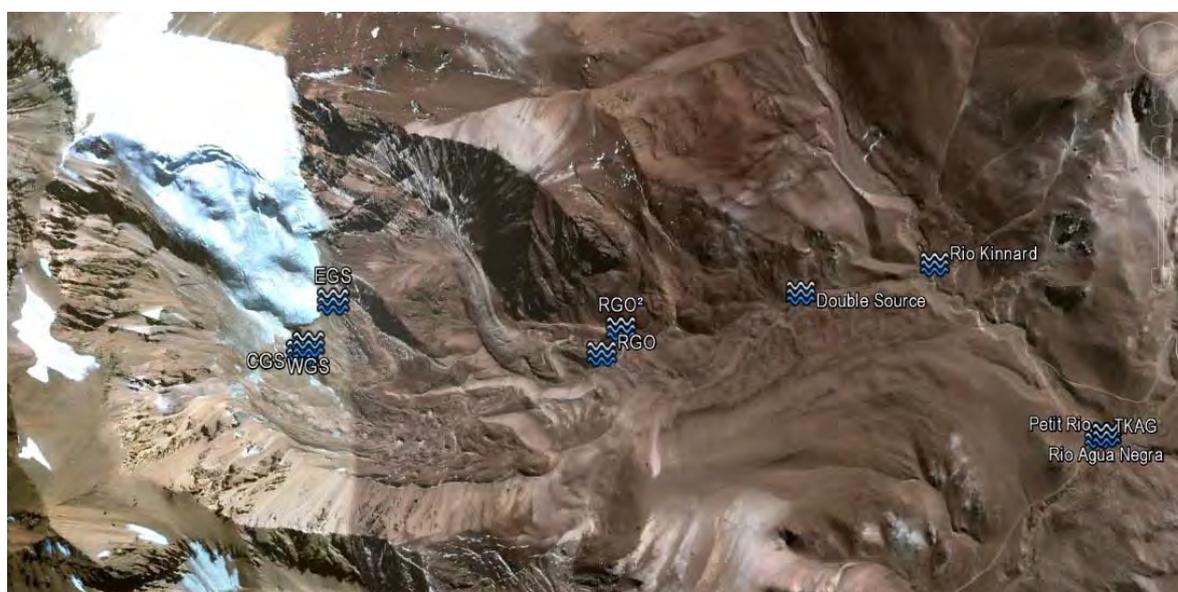


Figura 117. Ubicación de los puntos de aforos desde la confluencia con el rio Agua Negra hasta el sistema Glaciar Del Tapado.

Tabla 32. Resultados de aforos realizados en distintos puntos de la cuenca Rio Laguna desde la confluencia con el rio Agua Negra hasta el sistema Glaciar Del Tapado.

<i>Campaña</i>	<i>Lugar</i>	<i>Fecha</i>	<i>Hora</i>	<i>Caudal (m³/s)</i>
Primera (Nov-Dec)	RGO	27/11/2011	11:04	0,034
	RGO	27/11/2011	11:33	0,031
	RGO	27/11/2011	12:03	0,029
	RGO	27/11/2011	12:33	0,033
	RGO	27/11/2011	13:00	0,036
	RGO	27/11/2011	13:34	0,033
	RGO	27/11/2011	14:02	0,031
	RGO	27/11/2011	14:35	0,033
	RGO	27/11/2011	15:03	0,033
	RGO	27/11/2011	15:31	0,031
	RGO	27/11/2011	16:06	0,034
	RGO	27/11/2011	16:32	0,037
	RGO	27/11/2011	17:03	0,033
	RGO	27/11/2011	17:31	0,034
	RGO	27/11/2011	18:02	0,029
	RGO	27/11/2011	18:31	0,033
	RGO	27/11/2011	19:03	0,033
	RGO	16/12/2011	14:45	0,064
	RGO	16/12/2011	15:00	0,058
	RGO	16/12/2011	15:15	0,060
	RGO	16/12/2011	15:40	0,067
	RGO	27/11/2011	19:33	0,053
	RGO ²	28/11/2011	16:09	0,004
	RGO ²	28/11/2011	19:07	0,004
	Double Source	28/11/2011	10:31	0,079
	Double Source	28/11/2011	12:03	0,064
	Double Source	28/11/2011	13:32	0,069
	Double Source	28/11/2011	15:00	0,072
	Double Source	28/11/2011	16:30	0,068
	Double Source	28/11/2011	18:00	0,071
	Double Spring	16/12/2011	16:15	0,163
	Double Spring	16/12/2011	16:30	0,150
	Double Spring	16/12/2011	16:45	0,189
Double Spring	16/12/2011	17:00	0,203	
Kinnard	28/11/2011	14:17	0,034	
Kinnard	28/11/2011	15:38	0,034	
Agua Negra	30/11/2011	17:00	0,008	

	Petit Rio	30/11/2011	17:20	0,049
	TKAG	30/11/2011	17:50	0,298
Secunda (Feb)	EGS	02/02/2012	11:45	0,018
	EGS	02/02/2012	12:45	0,031
	EGS	02/02/2012	13:45	0,031
	EGS	02/02/2012	15:45	0,022
	EGS	02/02/2012	16:45	0,019
	EGS	02/02/2012	17:45	0,017
	EGS	02/02/2012	18:45	0,008
	WGS	02/02/2012	10:50	0,016
	WGS	02/02/2012	11:50	0,030
	WGS	02/02/2012	12:50	0,051
	WGS	02/02/2012	13:50	0,060
	WGS	02/02/2012	14:50	0,063
	WGS	02/02/2012	15:50	0,064
	WGS	02/02/2012	16:50	0,053
	WGS	02/02/2012	17:50	0,049
	WGS	02/02/2012	18:50	0,025
	CGS	02/02/2012	11:20	0,004
	CGS	02/02/2012	12:20	0,004
	CGS	02/02/2012	13:20	0,005
	CGS	02/02/2012	14:20	0,005
	CGS	02/02/2012	15:20	0,006
	CGS	02/02/2012	16:20	0,005
	CGS	02/02/2012	17:20	0,005
	CGS	02/02/2012	18:20	0,004
	CGS	02/02/2012	19:20	0,002
	RGO	05/02/2012	11:37	0,056
Tercera (Mar)	WGS	08/03/2012	10:16	0,027
	WGS	08/03/2012	11:15	0,023
	WGS	08/03/2012	12:15	0,035
	WGS	08/03/2012	13:15	0,041
	WGS	08/03/2012	14:15	0,048
	WGS	08/03/2012	15:16	0,052
	WGS	08/03/2012	16:14	0,052
	WGS	08/03/2012	17:15	0,042
	WGS	08/03/2012	18:16	0,021
	WGS	08/03/2012	19:15	0,012
Ultima (Abr)	RGO	12/04/2012	10:50	0,017
	RGO	12/04/2012	11:15	0,018
	RGO	12/04/2012	18:22	0,018
	RGO	12/04/2012	18:28	0,016
	RGO	12/04/2012	18:30	0,017

RGO	12/04/2012	18:32	0,014
RGO	12/04/2012	18:34	0,018
Double source	12/04/2012	12:31	0,060
Double source	12/04/2012	12:43	0,051
Double source	12/04/2012	13:11	0,047
Double source	12/04/2012	13:21	0,044
Double source	12/04/2012	17:45	0,052
Double source	12/04/2012	17:49	0,044
Double source	12/04/2012	17:51	0,086
Kinnard	12/04/2012	16:32	0,119
Kinnard	12/04/2012	16:35	0,096
Kinnard	12/04/2012	16:37	0,095

4.10.2. *Presentación grafica de los datos de caudal*

A continuación se presentan los resultados de aforos (ciclos diurnos) para los días en los cuales se midió caudales.

Salida del glaciar Tapado

Debido a que se quebró una de las sondas de conductividad que se usó para realizar los rastreos de sal en el río 'EGS' en la salida al inicio de marzo de 2012, solo existe un día completo de datos de caudal en este punto, cuyas mediciones fueron recolectadas el día 2 de febrero de 2010. El río EGS es el primero de dos exutorios principales saliendo del glaciar Tapado. Las condiciones meteorológicas del día fueron despejadas, de tal manera que los datos de caudal pueden ser considerados como típicos del verano, cuando el derretimiento del glaciar llega a su máximo. El ciclo diurno en EGS tiene un máximo entre las 13 y 14h, en acuerdo con el ciclo diurno en la radiación solar incidente (**Figura 118**). Del mismo modo, el ciclo diurno en el caudal medido en el otro exutorio principal del glaciar Tapado, el punto WGS, sigue un ciclo diurno aún más regular, con máximo entre las 14 y 15 horas **Figura 120**. En el punto CGS, un

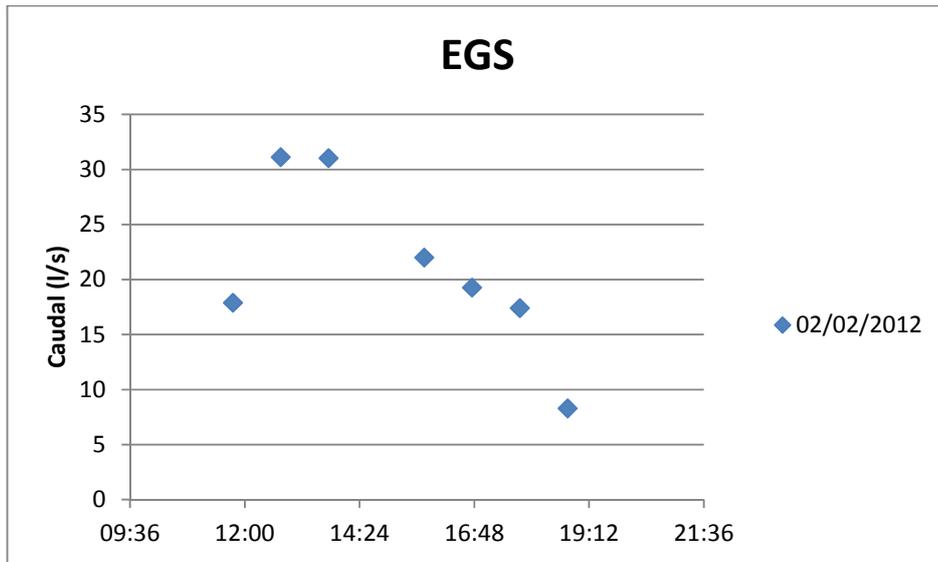


Figura 118. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto EGS, uno de los dos principales exutorios del glaciar Tapado.

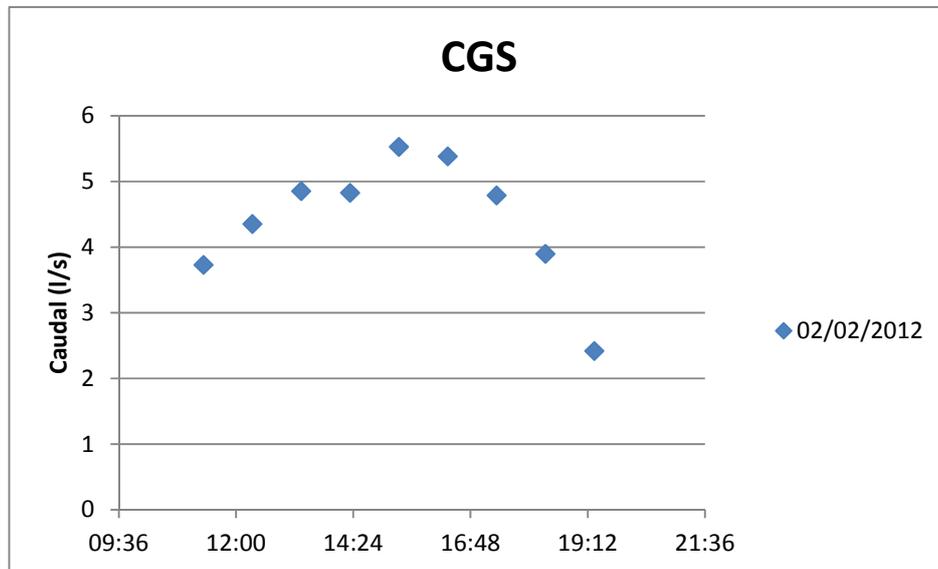


Figura 119. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto CGS, un pequeño exutorio del glaciar Tapado al oeste de WGS.

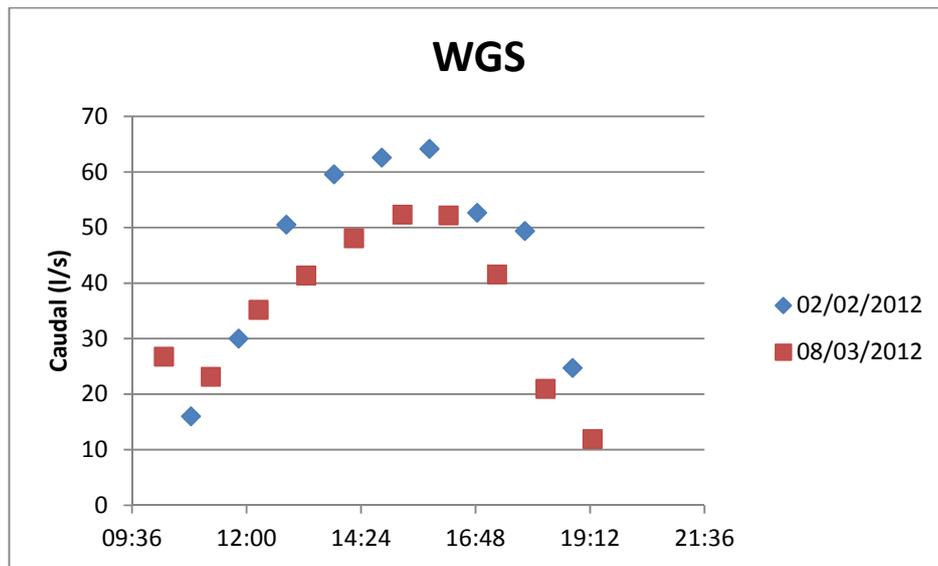


Figura 120. Caudal a cada hora para el 2 de febrero en punto WGS, un exutorio mayor del glaciar Tapado.

pequeño exutorio al oeste del punto WGS, la situación es similar (**Figura 119**). Un mes después de las primeras mediciones, el 8 de marzo, el ciclo diurno en el punto WGS es similar al mes de febrero, aunque el caudal ha reducido en intensidad.

Exutorio del glaciar rocosos Tapado

El río exutorio debajo del glaciar Rcoso Tapado fue medido en 4 ocasiones (**Figura 121**), además de tener un registro continuo a partir de los sensores de presión de agua (sección siguiente). En el río RGO no existe un ciclo diurno pronunciado. Así el glaciar cubierto y glaciar rocoso actúan para amortiguar la ciclicidad diaria del derretimiento del glaciar, proveyendo un flujo mas continuo hacia los ríos agua abajo. DE la misma manera, a escala anual, el glaciar rocoso actúa como un reservorio que redistribuye el agua del derretimiento glacial a lo largo, y mas allá, que la temporada de verano. Se midió el caudal en un punto agua debajo de RGO, en el punto DS (DoubleSource).

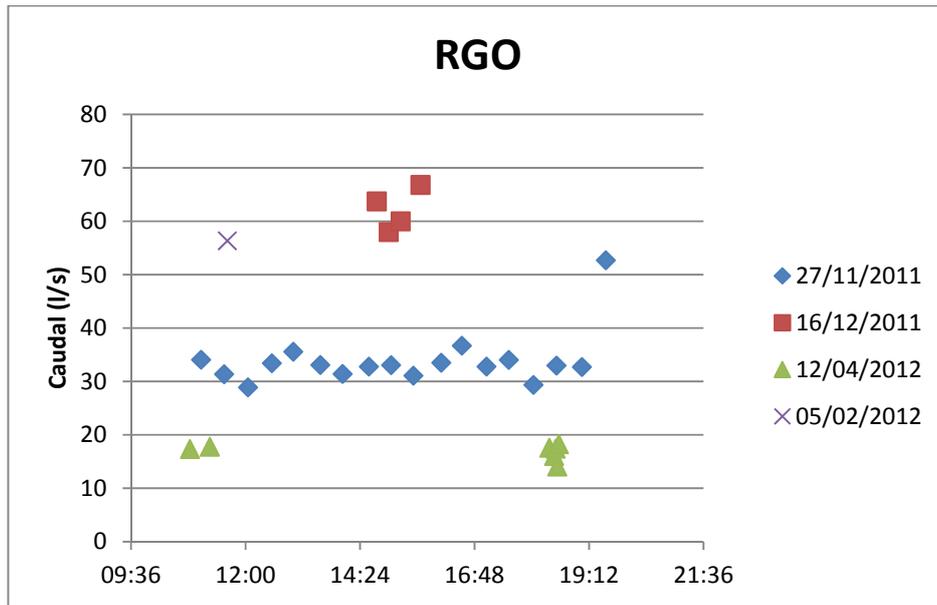


Figura 121. Aforos realizados en el punto RG, el exutorio del glaciar rocoso Tapado.

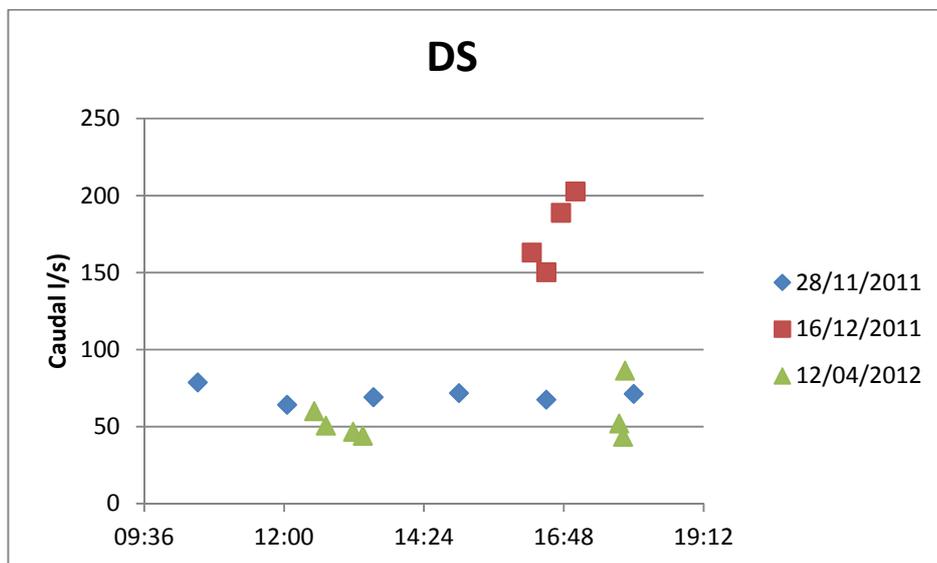


Figura 122. Resultados de los aforos en el punto DS, agua abajo del punto RGO (glaciar rocoso)

Balance hídrico

Considerando que el punto de medición DS capta todo el agua producido por el glaciar Tapado y transitando por el glaciar cubierto y rocoso, se puede establecer un balance hídrico de verano preliminar para el área. Los resultados se presentan en la **Figura 123**. Se puede apreciar que la sub-cuenca del glaciar Tapado contribuye un caudal promedio alrededor de 89 l/s en la entrada del embalse La Laguna, cuyo caudal se estimó a alrededor de 1330 l/s, es decir la cuenca del glaciar Tapado contribuye un 7% del caudal de entrada del embalse. Los datos continuos de caudal registrados en el punto RGO (Glaciar rocoso Tapado) y DS (salida de la sub-cuenca Tapado (**Figura 124**) muestran un caudal más fuerte del inicio de diciembre 2011 hasta enero 2012, con una reducción progresiva del

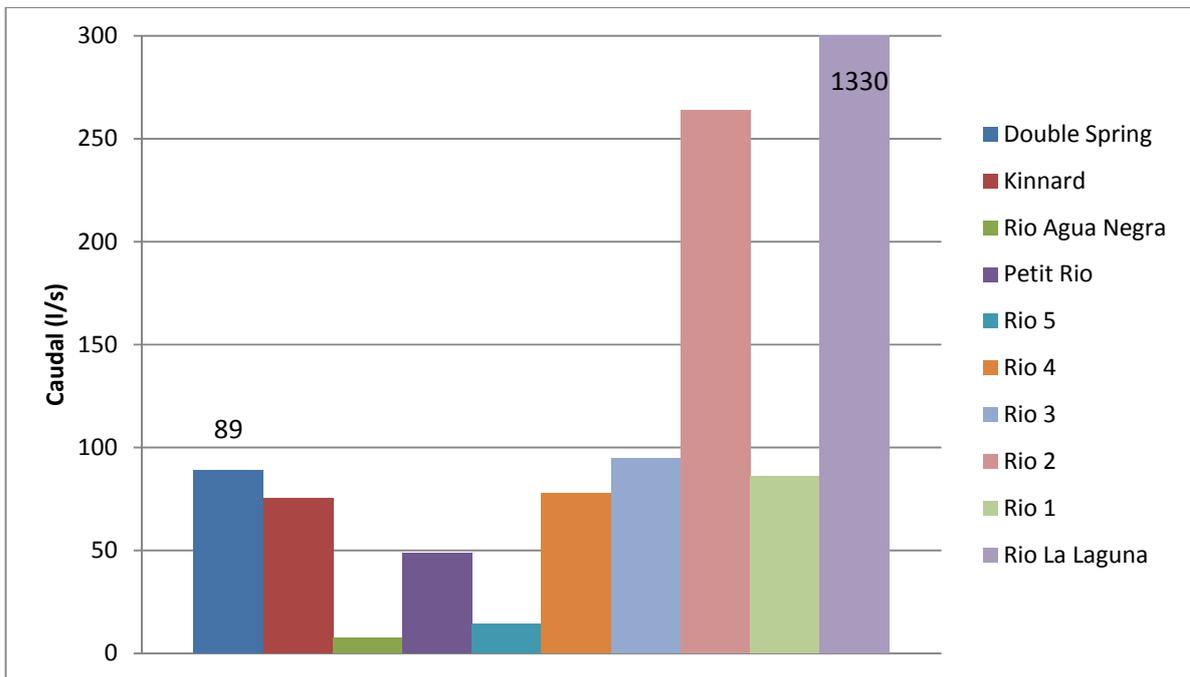


Figura 123. Producción hídrica media de agua desde el embalse La Laguna hasta la parte baja de la cuenca del Tapado, verano de 2011-2012.

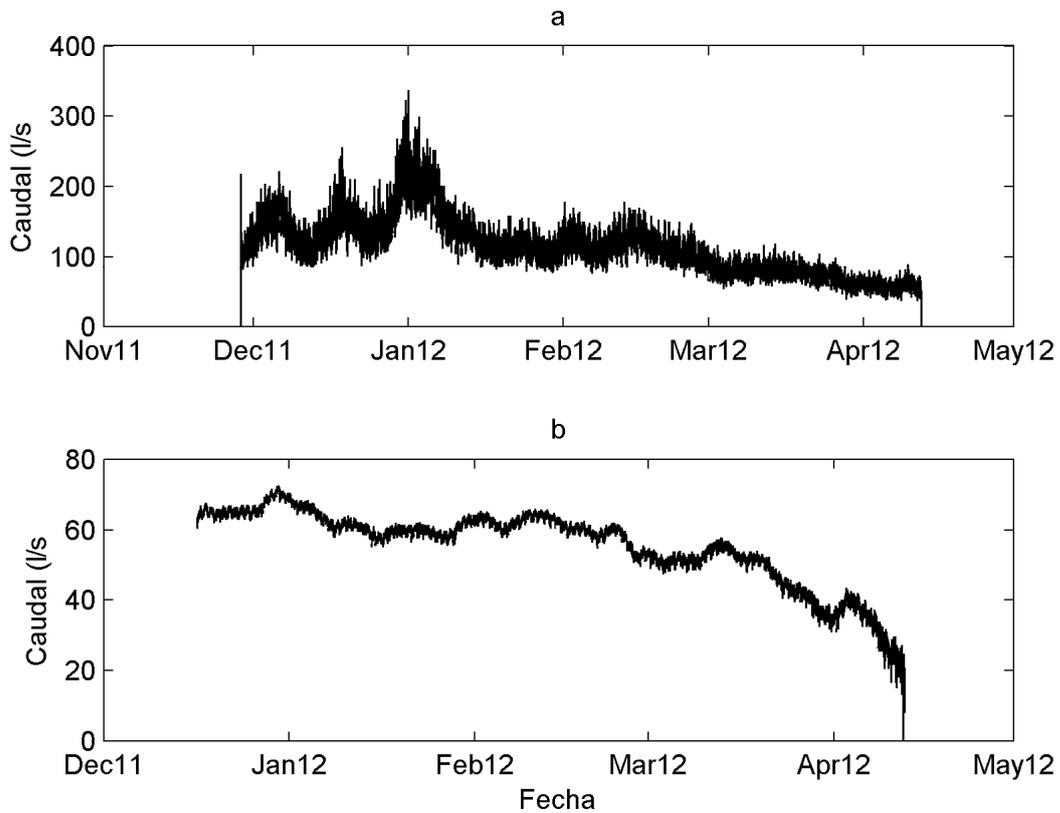


Figura 124. Caudal registrado en (a) DS, a la salida de la sub-cuenca del glaciar Tapado, y (b) RGO, a la salida del glaciar rocoso Tapado.

flujo después. Los valores promedios calculados (DS: 112l/s, RGO:55 l/s) muestran que en el punto DS debe existir una contribución hasta el 50% del flujo proviniendo de una resurgencia del flujo de agua subterráneo, con tal vez algunas contribución de las pendientes agua abajo del glaciar rocosos Tapado.

5. CONCLUSIONES

Este estudio ha proporcionado información básica sobre el funcionamiento del glaciar Tapado, el glaciar más grande de la región de Coquimbo, y de los glaciares rocosos Llano de las Liebres y del Tapado. Los resultados han mostrado lo siguiente:

- El glaciar Tapado tuvo un balance de masa negativo para el año hidrológico 2011-2012 (-0,981 m.a.e.). El valor negativo se puede explicar por la poca acumulación (0,157 m.a.e. a fines de noviembre de 2011) y la relativamente fuerte ablación (-1,138 m.a.e.). El balance de masa es más negativo que los valores registrados para el periodo 1962-1999 en el testigo de hielo sacado en el sector de la cumbre en 1999 (Ginot et al, 2006), y sugiere que la sequía que afecta la región desde el año 2009 es la más intensa desde 1960 en adelante. Esta conclusión esta soportada por el análisis de datos meteorológicos en La Laguna (3200 m s.n.m.) los cuales muestran, desde 2009, precipitaciones bajas así que niveles de caudal por debajo del mínimo histórico.
- El lidar terrestre representa una herramienta potente para medir la topografía de un glaciar con alta precisión (<10 cm) y alta resolución (1 m) espacial. Sin embargo no permitió medir la parte superior del glaciar, la cual quedó escondida de la vista del lidar.
- Entre 2010-2012 se midió un balance geodésico de -4,40 m.a.e. (-2,19 m.a.e/año) en la parte cubierta por el levantamiento lidar (<5300 m, ~65% del área del glaciar). La discrepancia con el balance de masa glaciológico calculado sobre la misma superficie (-1,06 m.a.e.), del orden de 1,1 m.a.e., podría reflejar el hecho que el lidar mide con precisión los sectores del glaciar con fuerte pendiente (tal como las caídas de hielo), mientras el MDT de 2010, construido por estereofotogrametría de imágenes satelitales Geoeye (1 m de

resolución espacial), tiende a tener mayor errores en estos sectores. La repetición del levantamiento lidar permitirá de cuantificar mejor los cambios en estos sectores difícilmente accesibles del glaciar.

- Las mediciones de velocidad en superficie del glaciar mostraron valores de desplazamiento horizontal bajos (2-5 m/año) típicas de glaciares fríos con ausencia de deslizamiento basal. Las velocidades verticales, una vez corregidas por el pendiente local del glaciar usando el MDT de 2010 (y considerando el error del MDT) sugieren un ligero hundimiento en el sector de la cumbre, y una resurgencia en la parte baja del domo este del glaciar, así que en la zona de ablación. La resurgencia en la zona de ablación no compensó la pérdida de masa del año 2011-12. Estos datos sugieren que el balance negativo en la parte baja del glaciar, también medido en el año 2009-2010 (CEAZA, 2010), podría causar un aumento del flujo glacial desde la cumbre hacia la lengua terminal el glaciar. La mayor presencia de grietas en la parte alta del glaciar desde el año 2009 podría reflejar este fenómeno.
- Las mediciones meteorológicas muestran que en el sector de la cumbre del glaciar se encuentran condiciones frías (promedio de temperatura: $-5,23^{\circ}\text{C}$), con 24 días en los cuales la temperatura subió sobre los cero grados a medio día. En la zona de ablación las condiciones mas cálidas (promedio de la temperatura: $-0,31^{\circ}\text{C}$) favorecieron el derretimiento. El balance de energía muestra que en ambos lugares la radiación solar neta es el mayor contribuyente de energía a la superficie. La presencia de penitentes en la zona de ablación reduce notablemente el albedo del hielo (0,15) y aumenta la absorción de radiación solar a comparación de la zona alta del glaciar que tiene un albedo más alto (0,7). En ambos lugares la sublimación es el la segunda mayor pérdida de energía desde la superficie, después del flujo de calor de radiación de ondas largas. En la zona de ablación la tasa de sublimación fue de 2 a 5 mm.a.e./día,

con tasas más altas en enero. Las tasas de derretimiento fueron de 10 a 25 mm.a.e./día con mayor tasa en febrero. En el sector de la cumbre se calcularon tasas promedias diarias de sublimación de 0,6-0,9 mm.a.e./día, y 0,01-1,8 mm.a.e./día de derretimiento. Se registraron un mínimo (por la falta de datos en enero) de 16 días con derretimiento en el sector de la cumbre.

- La cartografía del albedo a partir de fotos digitales sugiere un albedo muy bajo en mayor parte del glaciar (hasta 0,1). Esto podría reflejar el hecho que las fotos se calibraron con mediciones de albedo continuo en zonas de penitentes, con el radiómetro puesto sobre una depresión entre dos penitentes, donde la absorción de radiación solar es mayor. Mas estudios son necesarios para cuantificar la variabilidad a pequeña escala espacial del albedo en un campo de penitentes para determinar la representatividad espacial del albedo medido en un punto, y su uso en la cartografía del albedo a partir de fotos digitales.
- Las mediciones de radar de penetración de suelo (GPR) en el glaciar rocoso Llano de las Liebres mostro que el glaciar tiene un espesor de 15-30 m. La velocidad de la onda electromagnética muestra variaciones desde la parte alta del glaciar rocoso hasta su parte baja (0,05-0,06 y 0,22 m.ns⁻¹), alcanzando 0,15-1,16 m.ns⁻¹ en el núcleo interno, especialmente en la parte alta del perfil, y también en un sector restringido de su parte baja. Las velocidades bajas en algunos sectores (0,07-0,10 m.ns⁻¹) sugiere la presencia de agua en forma líquida. Se calculó un contenido volumétrico de agua bajo (0,05) en la parte alta del perfil, mientras que la fracción de agua aumenta hacia la parte baja del glaciar rocoso, con valores de 0,20-0,30. El uso de un modelo geofísico de mezcla sugiere un contenido en hielo del orden de 0,7-0,85 en la parte alta y disminuyendo hasta 0,30 en la parte baja, también en acuerdo con la morfología del glaciar rocoso la cual muestra zonas de

hundimiento en los sectores con bajo contenido de hielo inferido. Esta zonación esta en acuerdo con la meteorología local, que indica una isoterma 0°C a las 4000-4200 m.s.n.m, i.e. en la zona que separa el sector alto rico en hielo, del sector inferior mas pobre en hielo.

- Las anomalías gravimétricas medidas en el glaciar rocosos Llano de las Liebres siguen bastante bien y de manera inversa, la evolución de la velocidad radar en el núcleo del glaciar rocoso. En la parte arriba del perfil las anomalías negativas corresponden a las velocidades más altas. De este punto de vista, la simulación del contenido de hielo realizada a partir de la velocidad radar tiende a ser confirmada por los datos de gravimetría: una disminución del contenido de hielo y, concomitantemente, un aumento del contenido de detritos en el glaciar rocoso hacia abajo.
- En el complejo formado del glaciar cubierto y glaciares rocosos Tapado, las mediciones GPR revelan estructuras distintas entre la parte superior, en el glaciar cubierto, y la parte inferior, en el glaciar rocoso. El glaciar cubierto tiene un espesor de 50-70 m, mientras el espesor disminuye a 20-30 metros en los glaciares rocosos abajo, y con una capa activa de 4-5 metros de profundidad. Se encontraron velocidades muy alta (0,15-0,168 ms⁻¹) en el glaciar cubierto, lo que sugiere la presencia de hielo masivo. En transición entre el glaciar cubierto y rocosos también se encontró velocidades altas típicas de hielo masivo, pero de menos espesor y con mas heterogeneidad. Finalmente en el glaciar rocosos las velocidades son mas heterogéneas, con valores cerca de 0,13 ms⁻¹ típicas de permafrost con contenido de hielo medio, y con una lente más rica en hielo debajo ($v = >0,15 \text{ ms}^{-1}$).
- El monitoreo térmico de los glaciares rocoso demostró que las características topográficas y la duración de la cobertura de nieve controlan la temperatura del suelo en los glaciares rocosos. Sitios más

altos, con menor radiación solar incidente y con cobertura de nieve que perdura más tiempo tienden a ser más fríos. La distribución espacial de la temperatura promedio anual de superficie puede ser modelada usando estas variables predictores.

- El monitoreo térmico en profundidad en la capa activa del glaciar rocoso Llanos de las Liebres mostró que las temperaturas en los primeros 5 m ha aumentado, el orden de 1-1,4°C cerca de la superficie, y de 0,1°C a -5 m.
- El monitoreo de la dinámica de los glaciares rocoso mostró desplazamientos horizontales de 0,1 a 3 m, y movimientos verticales de 0 a -2,9 m entre abril de 2010 y abril de 2012 en el glaciar rocoso Tapado. En el glaciar rocoso Llano de las Liebres desplazamientos horizontales de 0,11 a 2,64 m, y movimientos verticales de 0 a -1 m, entre abril de 2010 y abril de 2012.
- Las mediciones de caudal en varios puntos de la cuenca del río La Laguna muestran que durante un día típico de febrero el glaciar Tapado puede contribuir un 7% del caudal a la entrada de la Laguna. El glaciar rocoso Tapado suaviza el ciclo diario y estacional del derretimiento glacial, proveyendo un flujo base más constante a lo largo de la temporada.

6. REFERENCIAS

- Annan, A.P. Ground Penetrating Radar principles, Procedures and Applications. Mississauga, Sensors & Software Inc., 2003.
- Arenson, L. U., and M. Jakob (2010), The significance of rock glaciers in the dry Andes – A discussion of Azócar and Brenning (2010) and Brenning and Azócar (2010), *Permafr Periglac Proc*, 21(3), 282-285.
- Arenson, L.U. Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – variations of geotechnical behaviour with time and temperature. *Disertación de Doctorado*, Zürich, Swiss Federal Institute of Technology, 2002. 304 p.
- Arenson, L.U.; Springman, S. Triaxial constant stress and constant strain rate stress on ice-rich permafrost samples. *En: Canadian Geotechnical Journal*, 42, 2005. p. 412-430.
- Arnold, N. S., W. G. Rees, A. J. Hodson, and J. Kohler (2006), Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier, *J Geophys Res*, 111(F2), F02011.
- Azócar, G., and A. Brenning (2010), Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33 S), *Permafr Periglac Proc*, 21(1), 42-53.
- Bahr, D. B., M. F. Meier, and S. D. Peckham (1997), The physical basis of glacier volume-area scaling, *J Geophys Res*, 102, 20-20.
- Barnett, T. P., J. C. Adam, and D. P. Lettenmaier (2005), Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438(7066), 303-309.
- Barsch, D. Permafrost creep and rock glaciers. *En: Permafrot and Periglacial Processes*, 3(3), 1992. p. 178-188.
- Beniston, M. (2003), Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts, *Clim Change*, 59(1), 5-31.
- Bintanja, R., and M. R. Van Den Broeke (1995), The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *J Appl Meteorol*, 34(4), 902-926.
- Bown, F., A. Rivera, and C. Acuna (2008), Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes, *Ann Glaciol*, 48(1), 43-48.
- Bradley, R. S., M. Vuille, H. F. Diaz, and W. Vergara (2006), Threats to water supplies in the tropical Andes, *Science*, 312(5781), 1755.
- Brenning, A. (2005), Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35 S), *Permafr Periglac Proc*, 16(3), 231-240.

- Brock, B. W. (2004), An analysis of short-term albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 86(1), 53-65.
- Burger, K., J. Degenhardt, and J. Giardino (1999), Engineering geomorphology of rock glaciers, *Geomorphology*, 31(1), 93-132.
- Casassa, G., P. López, B. Pouyaud, and F. Escobar (2009), Detection of changes in glacial runoff in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes, *Hydrol Processes*, 23(1), 31-41.
- Cepeda, J. (2008), *Los Sistemas Naturales de la Cuenca del Río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y Cambio del Clima*, Ediciones Universidad de La Serena, publicación que obedece a uno de los objetivos del proyecto internacional "Adaptación institucional al cambio climático.
- Chouteau, M. *Géophysique Appliquée: I. Gravimétrie*. Montréal, École Polytechnique de Montréal, 2002. 104 p.
- Corripio, J. (2004), Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *Int J Remote Sens*, 25(24), 5705-5729.
- Corripio, J., and R. Purves (2005), Surface energy balance of high altitude glaciers in the Central Andes: the effect of snow penitentes, *Climate and hydrology in mountain areas*, 15-27.
- Croce, F. A., and J. P. Milana (2002), Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina, *Permafrost Periglacial Proc*, 13(4), 289-299.
- Denby, B., and W. Greuell (2000), The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds, *J Glaciol*, 46(154), 445-452.
- Dirección General de Aguas, U. d. G. y. N. (2010), *Dinámica de GLaciares Rocosos en el Chile Semiárido Rep*.
- Dix, C.H. Seismic velocities from surface measurements. En: *Geophysics*, 20, 1955. P. 68-86.
- Drungil, C.E.C.; Abt K.; Gish, T.J. Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry. En: *Transactions of American Society of Agricultural Engineering*, 32, 1989. p. 177-180.
- Falvey, M., and R. D. Garreaud (2009), Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006), *J Geophys Res*, 114(D4), D04102.

- Favier, V., M. Falvey, A. Rabatel, E. Praderio, and D. López (2009), Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32° S), *Water Resour Res*, 45(2), W02424.
- Fiebig-Wittmaack, M., C. Pérez, E. Lazo, and J. Cepeda-Pizarro (2009), Aspectos climáticos del Valle de Elqui, *Los Sistemas Naturales de la Cuenca del Río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y Cambio del Clima*. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile, 59-80.
- Fiebig-Wittmaack, M., O. Astudillo, E. Wheaton, V. Wittrock, C. Perez, and A. Ibacache (2011), Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley, *Clim Change*, 1-15.
- Fountain, A. G., and W. V. Tangborn (1985), The Effect of Glaciers on Streamflow Variations, *Water Resour Res*, 21(4), 579-586.
- Francou, B., and B. Pouyaud (2004), Método de observación de glaciares en los Andes tropicales, Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Documento GREAT ICE (IRD) en versión CD.
- Garin, C. O. (1987), Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 180 a los 320 de Latitud Sur, *Revista de Geografía Norte Grande*, 14, 35-48.
- Garratt, J. (1992), *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series, Cambridge University Press, Cambridge, 416, 444.
- Garreaud, R. (2009), The Andes climate and weather, *Advances in Geosciences*, 22, 3-11.
- Garreaud, R. (2011), The Climate of northern Chile: Mean state, variability and trends, *RevMexAA (Serie de Conferencias)*, 41, 5-11.
- Gascoin, S., C. Kinnard, R. Ponce, S. Lhermitte, S. MacDonell, and A. Rabatel (2011), Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile, *The Cryosphere*, 5(4), 1099-1113.
- Georges, C., and G. Kaser (2002), Ventilated and unventilated air temperature measurements for glacier-climate studies on a tropical high mountain site, *J Geophys Res*, 107(D24), 4775.
- Ginot, P., C. Kull, U. Schotterer, M. Schwikowski, and H. Gäggeler (2006), Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes), *Climate of the Past*, 2(1), 21-30.

- Haerberli, W., B. Hallet, L. Arenson, R. Elconin, O. Humlum, A. Käab, V. Kaufmann, B. Ladanyi, N. Matsuoka, and S. Springman (2006), Permafrost creep and rock glacier dynamics, *Permafrost Periglacial Processes*, 17(3), 189-214.
- Halldin, S., and A. Lindroth (1992), Errors in net radiometry-Comparison and evaluation of six radiometer designs, *J Atmos Ocean Tech*, 9, 762-783.
- Hauck, C.; Böttcher M.; Maurer, H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. En: *The Cryosphere*, 5, 2011. p. 453-468.
- Hausmann, H.; Krainer, K.; Brückl, E.; Mostler, W. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. En: *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 2007. p. 351-367.
- Hock, R., and B. Holmgren (2005), A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciaren, Sweden, *J Glaciol*, 51(172), 25-36.
- Humlum, O. Origin of rock glaciers: observations from Mellemfjörd, Disko Island, Central West Greenland. En: *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 1996. p. 361-380.
- Humlum, O. The Geomorphic Significance of Rock Glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in W Greenland. En: *Geomorphology*, 35, 2000. p. 41-67.
- Huss, M. (2011), Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe, *Water Resour Res*, 47(7), W07511.
- Jourde, H., R. Rochette, M. Blanc, N. Brisset, D. Ruelland, G. Freixas, and R. Oyarzun (2011), Relative contribution of groundwater and surface water fluxes in response to climate variability over a mountainous catchment in the Chilean Andes, *IAHS-AISH publication*, 180-188.
- Kalthoff, N., I. Bischoff-Gauß, M. Fiebig-Wittmaack, F. Fiedler, J. Thürauf, E. Novoa, C. Pizarro, R. Castillo, L. Gallardo, and R. Rondanelli (2002), Mesoscale wind regimes in Chile at 30 S, *J Appl Meteorol*, 41(9), 953-970.
- Kaser, G., A. Fountain, and P. Jansson (2002), A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers, UNESCO, *Internat. Hydrolog. Programme*.

- Kaser, G., M. Großhauser, and B. Marzeion (2010), Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(47), 20223-20227.
- Kinnard, C., S. Gascoïn, and S. MacDonell (2010), Balance de masa glaciológico y condiciones regionales de nieve en el Norte Chico: interacción con el clima y su influencia en el deshieloRep., 46p. pp.
- Kotlyakov, V., and I. Lebedeva (1974), Snow and ice penitents, their formation mechanism and indicative importance, *Soviet Hydrology, Selected Papers*(3).
- Kull, C., and M. Grosjean (2000), Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climateglacier model, *J Glaciol*, 46(155), 622-632.
- Kull, C., M. Grosjean, and H. Veit (2002), Modeling Modern and Late Pleistocene Glacio-Climatological Conditions in the North Chilean Andes (29–30°), *Clim Change*, 52(3), 359-381.
- Lecomte, K. L., J. P. Milana, S. M. Formica, and P. J. Depetris (2008), Hydrochemical appraisal of ice-and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina, *Hydrol Processes*, 22(13), 2180-2195.
- Lliboutry, L. (1954), The origin of penitents, *J Glaciol*, 2, 331-338.
- Lliboutry, L. (1964), *Traité de glaciologie*, Masson.
- Looyenga, H. Dielectric constants for heterogeneous mixtures. En: *Physica*, 31, 1965. p. 401-406.
- Masiokas, M. H., R. Villalba, B. H. Luckman, C. Le Quesne, and J. C. Aravena (2006), Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region, *J Clim*, 19(24), 6334-6352.
- Milana, J. P., and A. Güell (2008), Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3), 310-325.
- Milana, J. P., and A. Maturano (1999), Application of radio echo sounding at the arid Andes of Argentina: the Agua Negra Glacier, *Global Planet Change*, 22(1), 179-191.
- Mölg, T., and D. Hardy (2004), Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro, *J Geophys Res*, 109, D16104.

- Mölg, T., N. J. Cullen, D. R. Hardy, G. Kaser, and L. Klok (2008), Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate, *Int J Climatol*, 28(7), 881-892.
- Monnier, S.; Camerlynck C.; Rejiba F.; Kinnard C.; Feuillet T.; Dhemaied A. Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps). En: *Geomorphology*, 134, 2011. p. 269-279.
- Monnier, S.; Camerlynck, C.; Rejiba, F.; Kinnard, C.; Galibert, P.-Y. Evidencing a large body of ice in a rock glacier, Vanoise Massif, Northern French Alps. En: *Geografiska Annaler (B series)*, en prensa, 2012.
- Montecinos, A., and P. Aceituno (2003), Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies, *J Clim*, 16(2), 281-296.
- Moore, R. (2004), Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement: Part 1, *Streamline Watershed Management Bulletin* 7 (4): 20, 23.
- Mpodozis, C., and P. Cornejo (1986), Hoja Pisco Elqui.
- Murray, F. W. (1967), On the computation of saturation vapor pressure, *J Appl Meteorol*, 6(1), 203-204.
- Nagy, D. The prism method for terrain corrections using digital computers. En: *Pure Applied Geophysics*, 63, 1966. P. 31–39.
- Nicholson, L., J. Marin, D. Lopez, A. Rabatel, F. Bown, and A. Rivera (2009), Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile, *Ann Glaciol*, 50(53), 111-118.
- Noborio, K. Measurements of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. En: *Computers and Electronics in Agriculture*, 31, 2001. p. 213-237.
- Oke, T. (1988), *Boundary layer climates*, Routledge.
- Østrem, G. Ice-cored moraines in Scandinavia. En: *Geografiska Annaler (B series)*, 46, 1971. p. 282-332.
- Østrem, G., and M. Brugman (1991), Mass balance measurement techniques, A manual for field and office work. National Hydrology Research Institute (NHRI) Science Report, 4.
- Oyarzún, J., and R. Oyarzún (2011), Sustainable development threats, inter-sector conflicts and environmental policy requirements in the arid, mining rich, northern Chile territory, *Sustainable Development*, 19(4), 263-274.

- Paterson, W. (1994), *The Physics of Glaciers*, 3rd Edition, 480 pp., Pergamon, UK.
- Philipona, R., B. Dürr, C. Marty, A. Ohmura, and M. Wild (2004), Radiative forcing-measured at Earth's surface-corroborate the increasing greenhouse effect, *Geophys Res Lett*, 31(3), L03202.
- Potter, N. Jr. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. En: *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1972. p. 3025-3058.
- Prokop, A., M. Schirmer, M. Rub, M. Lehning, and M. Stocker (2008), A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes, *Ann Glaciol*, 49(1), 210-216.
- Rabatel, A., H. Castebrunet, V. Favier, L. Nicholson, and C. Kinnard (2011), Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations, *The Cryosphere*, 5(4), 1029-1041.
- Ribolini, A.; Chelli, A.; Guglielmin, M.; Pappalardo M. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. En: *Quaternary Research*, 68, 2007. p. 353-363.
- Schulz, N., J. Boisier, and P. Aceituno (2011), Climate change along the arid coast of northern Chile, *Int J Climatol*.
- Smith, M.W.; Patterson, D.E. Determining the unfrozen water content in soils by time-domain reflectometry. En: *Atmosphere-Ocean*, 22(2), 1981. p. 261-263.
- Sonntag, D. (1990), Important new values of the physical constants of 1986, vapour pressure formulations based on the ITS-90, and psychrometer formulae, *Z Meteorol*, 70(5), 340-344.
- Stichler, W., U. Schotterer, K. Fröhlich, P. Ginot, C. Kull, H. Gäggeler, and B. Pouyaud (2001), Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes, *J Geophys Res*, 106(D19), 22613-22620.
- Thomson, L.I.; Osinski, G.R.; Pollard, W.H. 2012. The dielectric permittivity of terrestrial ground ice formations: considerations for planetary exploration using ground-penetrating radar. En: *Journal of Geophysical Research*, 117, E09003.
- Tillard, S.; Dubois, J.C. Analysis of GPR data: wave propagation velocity determination. En: *Journal of Applied Geophysics*, 33, 1995. p. 77-91.

- Topp, G.C.; Davis, J.L.; Annan, A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. En: *Water Resources Research*, 16, 1980. p. 574-582.
- Van den Broeke, M., C. Reijmer, D. Van As, R. Van de Wal, and J. Oerlemans (2005), Seasonal cycles of Antarctic surface energy balance from automatic weather stations, *Ann Glaciol*, 41(1), 131-139.
- van den Broeke, M., D. van As, C. Reijmer, and R. van de Wal (2004), Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica, *J Atmos Ocean Tech*, 21(9), 1417-1431.
- Vonder Mühl, D.S.; Klingelé, E. Gravimetric investigation of ice-rich permafrost within the rock glacier Murtèl-Corvatsch (upper Engadin, swiss alps). En: *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(1), 1994. P. 13-24.
- Yarnal, B.M. Surface sediment analysis of a rock glacier. En: *Mathematical Geology*, 14(4), 1982. 371-386.
- Yilmaz, O. *Seismic data processing*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 2001.
- Young, G. J., and G. James (1976), An approach to glacier mass-balance analysis utilizing terrain characterization.
- Young, G., H. Zavala, J. Wandel, B. Smit, S. Salas, E. Jimenez, M. Fiebig, R. Espinoza, H. Diaz, and J. Cepeda (2010), Vulnerability and adaptation in a dryland community of the Elqui Valley, Chile, *Clim Change*, 98(1), 245-276.
- Zakri, T.; Laurent, J.-P. ; Vauclin, M. Theoretical evidence for 'Lichtenecker's mixture formulae' based on the effective medium theory. En: *Journal of Physics. D: Applied Physics*, 31, 1998. p. 1589-1594.

7. ANEXOS

Anexo 1. Registro de densidad, temperatura y observaciones de la calicata realizada en la zona de ablación del glaciar tapado el 29 de noviembre de 2011 a las 15h45.

Profundidad top (cm)	Profundidad fondo (cm)	Peso (g)	Densidad (g/cm ³)	Temperatura (°C)	Notas
0	5	91	0,455	-1	Capa de agua 0-5 cm
5	10	102	0,51	-1	Nieve
10	15	102	0,51	-2	Nieve
15	20	93	0,465	-2	Nieve
20	25	102	0,51	-2	Nieve
25	30	99	0,495	-3	Nieve
30	35	89	0,445	-3	Nieve
35	40	84	0,42	-3	Nieve
40	45	98	0,49	-3	Nieve
45	50	84	0,42	-2	Nieve
50	55	84	0,42	-3	Nieve
55	60	92	0,46	-3	Nieve
60	65	80	0,4	-3	Nieve
65	70	95	0,475	-3	Nieve
70	75	>105	0,9	-3	Hielo
75	80	91	0,455	-3	Nieve
80	85	92	0,46	-3	Nieve
85	90	91	0,455	-3	Nieve
90	95	86	0,43	-2	Nieve
95	100	78	0,39	-2	Nieve
100	105	86	0,43	-2	95-98 cm: hielo
105	110	>105	0,9	-	100-105cm: capa de hielo
110	115	>105	0,9	-3	110-115cm: capa de hielo
115	120	83	0,415	-2	Nieve
120	125	84	0,42	-3	Nieve
125	130	88	0,44	-2	Nieve
130	135	>105	0,9	-2	Nieve
135	140	91	0,455	-2	Nieve
140	145	90	0,45	-2	Nieve
145	150	92	0,46	-1	Nieve
150	155	85	0,425	-2	150-170: penitente de nieve
155	160	96	0,48	-2	
160	165	95	0,475	-1	

Anexo 2. Registro de densidad, temperatura y observaciones de la calicata realizada en la zona de acumulación del glaciar tapado el 2 de diciembre de 2011 a las 10h00.

Profundidad top (cm)	Profundidad ad fondo (cm)	Peso (g)	Volumen (cm ³)	Densidad (g/cm ³)	Temperatura (°C)	Notas
0	5	75	100	0,75	-8	nieve suelta fina
5	10	34	108	0,31	-9	nieve suelta fina
10	15	37	140	0,26	-9	nieve suelta fina
15	20	51	117	0,44	-9	nieve suelta fina
20	25	70	100	0,70	-8	nieve gruesa
25	30	32	60	0,53	-10	nieve gruesa sobre hielo

Anexos digitales

Anexo digital 1. Datos de temperatura de los MTD con registro completo de datos.

Anexo digital 2. Parámetros para el modelamiento. Año hidrológico 2010/11 y 2011/12

Anexo digital 3. Temperatura promedio mensual, diaria y según año hidrológico. Liebre 1

Anexo digital 4. Temperatura promedio mensual, diaria y según año hidrológico. Liebre 2

Anexo digital 5. Temperatura promedio mensual y diaria. Tapado 1

Anexo digital 6. Temperatura promedio mensual, diaria y según año hidrológico. Tapado 2

Anexo digital 7. Datos meteorológicos estaciones meteorológicas EM1 y EM2.

Anexo digital 8. Datos topográficos (MDT resolución 1x1m formatos ASCII GRID y Geotiff, curvas de nivel 1m) del lidar terrestre

Anexo digital 9. Datos de MDT (Hobo) brutos.