



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

SIMULACIÓN DEL BALANCE DE MASA DISTRIBUIDO DE VERANO (2011-2012)
DEL GLACIAR TAPADO, VALLE DEL ELQUI, CHILE, Y ANÁLISIS E
INCORPORACIÓN DEL EFECTO DE LOS PENITENTES EN EL INTERCAMBIO
ENERGÉTICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE
GEÓLOGO

VÍCTOR HUGO ARIAS VARGAS

PROFESOR GUÍA:
CHRISTOPHE KINNARD

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DOLORINDA DANIELE
JAMES MCPHEE TORRES

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por “Le programme des futurs leaders dans les Amériques” (PFLA) otorgado por el Gobierno de Canadá y llevado a cabo en la Université du Québec à Trois-Rivières

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: VÍCTOR HUGO ARIAS VARGAS
FECHA: 2018
PROF. GUÍA: CHRISTOPHE KINNARD

SIMULACIÓN DEL BALANCE DE MASA DISTRIBUIDO DE VERANO (2011-2012)
DEL GLACIAR TAPADO, VALLE DEL ELQUI, CHILE, Y ANÁLISIS E
INCORPORACIÓN DEL EFECTO DE LOS PENITENTES EN EL INTERCAMBIO
ENERGÉTICO

El presente trabajo tiene como objetivo la simulación del balance de masa distribuido del glaciar Tapado, para el periodo de verano 2011-2012, ubicado en el valle del Elqui, norte de Chile. Se utiliza un modelo con bases físicas, analizando e incorporando el efecto de los penitentes en el balance de energía asociado. Esto sirve para mejorar el entendimiento de este tipo de morfologías en el intercambio energético de un glaciar y para evaluar el estado de “salud” del glaciar Tapado.

El glaciar Tapado presenta una gran cantidad de penitentes en su superficie durante el periodo de ablación, los cuales son muy heterogéneos tanto espacial como temporalmente, lo que constituye la principal dificultad para parametrizar las diferentes partes del balance energético. Pese a lo anterior, se analiza la morfología de estos y se realizan aproximaciones de su forma con una evolución temporal y espacial.

La radiación solar es calibrada y es en el albedo donde se incluye el efecto de los penitentes, incorporando a la parametrización un factor de atenuación de albedo que estos producen; se analiza de manera adicional una parametrización de albedo a escala subpíxel. Sin embargo, todas estas ya calibradas, no simulan bien las nevadas debido, principalmente, a la calidad y cantidad de datos disponibles. La radiación de onda larga es calibrada y gracias al cálculo de un factor de visibilidad aérea dentro del glaciar, en base a relaciones morfométricas de los penitentes y la pendiente de la superficie, se le incorpora la radiación que proviene desde las superficies de los penitentes adyacentes y se disminuye un porcentaje de la proveniente desde el cielo. La rugosidad se parametriza mediante el *bulk method*, incorporando una altura de cero desplazamiento, y se analizan las relaciones entre los valores de las distintas alturas de rugosidad, calibrando las parametrizaciones para estas últimas y para la rugosidad en general.

La simulación del balance de masa distribuido del glaciar Tapado, entre el 3 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012, incorporando el efecto de los penitentes, indica que el glaciar está perdiendo masa en toda su superficie, sin embargo sobrestima las pérdidas. Además, se simula un balance con los parámetros de un glaciar con superficie suave y lisa, la cuál simula menores pérdidas respecto al caso de estudio previo, de lo que se concluye que la presencia de penitentes produce un incremento de las pérdidas, pero también se sobrestima la ablación, con lo que se deduce que los principales errores provienen desde el módulo del albedo. Por lo anterior, se propone realizar el balance con su respectiva calibración en un periodo de tiempo más extenso y con una mejor calidad de datos disponibles, de esta manera se podrá obtener una simulación que represente de forma más exacta la realidad del glaciar Tapado.

A la montaña, a la vida, al amor

Agradecimientos

Quiero agradecer en primera instancia a mis padres, Rosa y Víctor, por darme la oportunidad de obtener esta educación, quiero agradecer a ellos y a toda mi familia, por todo su sacrificio, apoyo, amor y por sobretodo paciencia.

A todos mis amigos: a los indios de la roca, a estos personajes de la universidad, a los chicos de la UQTR y a aquellos simplemente de la vida, no los nombraré a cada uno porque me volvería más chango de lo que soy, pero quiero agradecerles de corazón por su compañía y apoyo en este largo proceso.

A Carlos Mendoza, quien siendo mi tutor en mi práctica II en la Unidad de Glaciología de la Dirección General de Aguas (DGA), me dio los contactos para la realización de esta Memoria de Tesis y me animó a incursionar más en esta área, y con quien, además, compartí nuevamente en la UQTR, haciendo mucho mas amena mi estadía.

Gracias a mis profesores: Christophe, Linda y James, por su apoyo desde un comienzo con la postulación a la beca ELAP y durante todo el desarrollo de este proyecto. No puedo dejar de agradecer, también, a todo el resto de académicos que contribuyeron en mi formación como Geólogo.

Al Gobierno de Canadá por otorgarme esta beca y permitir con esto mi pasantía en la Université du Québec à Trois-Rivières, a la que también, obviamente, agradezco por su recepción.

A Blanca Baccola, por su buena disposición en todo momento para ayudarme a solucionar todos esos problemas académicos, a hacer todos esos trámites que no tenia idea como hacer, por su inmensa paciencia para explicarme como hacer las cosas y como funciona el sistema una y otra vez.

Particularmente, quiero agradecer a Christophe por brindarme la oportunidad de trabajar con él, por su impecable labor como profesor guía, aprendí muchísimo en todo este proceso, pero por sobretodo quiero agradecerle por su calidad de persona, por acogerme y apoyarme durante mi estadía en Trois-Rivières, por su comprensión en los momentos difíciles que experimenté y por su amistad.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Hipótesis de trabajo	2
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivos generales	2
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Ubicación y vías de acceso	3
2. Antecedentes de la zona	4
2.1. Marco geológico	4
2.1.1. Basamento	4
2.1.2. Cobertura Andina mezo-cenozoica	5
2.1.3. Geomorfología	5
2.2. Condiciones climáticas	6
2.3. Disponibilidad de datos meteorológicos	7
2.4. Trabajos anteriores	9
3. Marco Teórico	11
3.1. Glaciares en Chile	11
3.2. Balance de masa	12
3.3. Balance de energía	14
3.4. Dinámica glacial	15
3.5. Penitentes	16
3.6. Modelo de Mölg v2.2	18
4. Metodología	19
4.1. Análisis de datos meteorológicos	19
4.2. Tratamiento de imágenes	20
4.3. Morfología y factor de visibilidad aérea de los penitentes	20
4.4. Parametrizaciones y calibraciones del modelo	21
4.4.1. Radiación solar	21
4.4.2. Radiación de onda larga	22
4.4.3. Albedo	24
4.4.4. Rugosidad	25
4.4.5. Balance de Masa	27
5. Resultados y discusiones	28
5.1. Análisis de datos meteorológicos	28

5.1.1.	Velocidad del viento	28
5.1.2.	Temperatura del aire	30
5.1.3.	Temperatura crítica	32
5.1.4.	Altura de nieve inicial	32
5.2.	Tratamiento de imágenes	34
5.3.	Morfología y factor de visibilidad aérea de los penitentes	35
5.4.	Parametrizaciones y calibración del modelo	41
5.4.1.	Radiación solar	41
5.4.2.	Radiación de onda larga	48
5.4.3.	Albedo	50
5.4.4.	Rugosidad	57
5.5.	Balance de energía y masa distribuido del glaciar Tapado	72
6.	Conclusiones y recomendaciones	80
	Bibliografía	82
	Apéndices	87
	A. Datos DGA (2012)	88
	B. Datos y resultados	91

Índice de Tablas

5.1.	Comparación entre los principales picos del promedio diario diurno del albedo registrado en EM_2 y fotografías del glaciar Tapado	52
5.2.	Valores optimizados de rugosidades para diferentes relaciones entre z_{0h} y z_{0v} de acuerdo al RMSE entre los balances de masa resultantes para EM_2	71
5.3.	Valores optimizados de rugosidades para diferentes relaciones entre z_{0h} y z_{0v} de acuerdo al RMSE entre los balances de masa resultantes para EM_2	72
5.4.	Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.	74
5.5.	Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.	75
5.6.	Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado, considerándolo como una superficie lisa y suave. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.	77
5.7.	Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado, considerándolo como una superficie lisa y suave. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.	78
A.1.	Características de los arcos de ablación del glaciar Tapado. Tomado de DGA (2012)	88
A.2.	Puntos de medición de espesor de nieve entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre del 2011 en el glaciar Tapado. Modificado de DGA (2012)	88
B.1.	Características de penitentes medidas en el glaciar Tapado. <i>tip width</i> : distancia entre las puntas; <i>bottom width</i> : distancia entre las bases; <i>HW top</i> : razón entre la altura y el <i>tip width</i>	93
B.2.	Valores característicos de albedo de nieve y hielo de una revisión de literatura por S.J. Marshall (Tomado de Cuffey and Paterson (2010)).	94
B.3.	Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	96
B.4.	Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	97
B.5.	Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	98
B.6.	<i>Bowen ratios</i> simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	99
B.7.	Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	100

B.8. Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$	101
B.9. Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$	102
B.10. Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$	103
B.11. <i>Bowen ratios</i> simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$	104
B.12. Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$	105
B.13. Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$	106
B.14. Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$	107
B.15. Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$	108
B.16. <i>Bowen ratios</i> simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$	109
B.17. Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$	110

Índice de Ilustraciones

1.1. Ubicación y vías de acceso del área de estudio, esta última indicada con el recuadro azul.	3
2.1. Mapa geomorfológico del glaciar Tapado. 1: Complejo morrénico latero-frontal superior. 2: Glaciar cubierto por detritos superior. 3: Glaciar cubierto por detritos inferior. 4: Glaciar de roca No. 2. 5: Glaciar de roca No. 1. 6: Complejo morrénico latero-frontal inferior. Modificado de Monnier et al. (2014).	6
2.2. Mapa del glaciar Tapado con la ubicación de las estaciones meteorológicas y los arcos de ablación. Imagen GeoEye 2010.	8
3.1. Zonificación glaciológica de Chile y ubicación del glaciar Tapado. Modificado de (DGA, 2009)	13
3.2. Curvas de acumulación y ablación, y los balances de masa de invierno y verano para un glaciar. Tomado de Bennett and Glasser (2011)	14
3.3. Esquema de un <i>ice sheet</i> y un glaciar de valle con sus zonas de acumulación y ablación respectivas, más la línea de equilibrio. Tomado de Bennett and Glasser (2011).	16
3.4. Glaciar idealizado en el que se muestra el flujo generado para compensar el desequilibrio por la relación entre la acumulación neta (<i>input wedge</i>) y la ablación neta (<i>output wedge</i>). Tomado de Bennett and Glasser (2011).	16
3.5. Penitentes de nieve y hielo en la parte inferior del glaciar Tapado, el 21 de febrero de 2012. Tomado de DGA (2012).	17
4.1. Temperatura crítica para la distinción entre eventos de nieve y lluvia vs la humedad relativa máxima, predicha por la ecuación psicrométrica. Tomado de DeWalle and Rango (2008).	19
4.2. Modelo de evolución de la superficie glaciar.	26
5.1. Perfil de elevación del glaciar Tapado y parte de la zona proglacial, se incluyen la localización de las estaciones meteorológicas y del frente glacial.	28
5.2. Promedio horario de la velocidad del viento en las estaciones meteorológicas 1, 2 y 3 del glaciar Tapado.	29
5.3. Promedio horario del gradiente altitudinal de la velocidad del viento entre las estaciones meteorológicas 1-2 y 2-3 del glaciar Tapado.	30
5.4. Promedio horario de la temperatura del aire en las estaciones meteorológicas 1, 2 y 3 del glaciar Tapado.	31

5.5.	Promedio horario del gradiente altitudinal de la temperatura del aire entre las estaciones meteorológicas 1-2 y 2-3 del glaciar Tapado.	31
5.6.	Promedio horario de la temperatura critica en la estación meteorológica 2 del glaciar Tapado.	32
5.7.	Mediciones de altura de nieve en el glaciar Tapado con un ajuste polinomial de grado 2. Basado en DGA (2012)	33
5.8.	Altura de nieve inicial modelada en el glaciar Tapado de acuerdo a un ajuste polinómico de grado dos entre los datos de las mediciones de DGA (2012).	33
5.9.	Zona cubierta por detritos en el glaciar apado (2,412 % del área glaciar total), imagen GeoEye 2010.	34
5.10.	<i>Sky view factor</i> calculado para el glaciar Tapado mediante el módulo del modelo de Mölg (2012)	35
5.11.	Características morfológicas de 28 penitentes medidas en una transecta entre los arcos de ablación 3 y 5 del glaciar Tapado. A) Histograma de altura (H) y <i>tip width</i> , B) Histograma de la razón entre su alto y su ancho (HW), C) HW vs H.	36
5.12.	Alturas de penitentes en el glaciar Tapado para el 03 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012.	37
5.13.	Aproximación geométrica de la forma de un penitente.	38
5.14.	Superficie modelada de 15x15 penitentes de 1 m de altura, una razón HW de 2.1 y una pendiente de 10°.	38
5.15.	SVF_{micro} vs razón H/W de los penitentes, para pendientes entre 0 y 90°.	39
5.16.	SVF_{micro} en el glaciar Tapado para el 03 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012.	40
5.17.	Radiación global horaria modelada ($k_{dif} = 0.64$) vs medida para cielos despejados, utilizando 24 horas de datos diarios.	41
5.18.	Ciclo diurno de radiación global modelada ($k_{dif} = 0.64$) para cielos despejados, utilizando 24 horas de datos diarios.	42
5.19.	Radiación global horaria modelada ($k_{dif} = 0.79$) vs medida para cielos despejados, utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.	43
5.20.	Ciclos diurnos de radiación global modeladas para cielos despejados, $k_{dif} = 0,64$ utilizando 24 horas de datos diarios y $k_{dif} = 0,79$ utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.	43
5.21.	Promedio diario de la radiación global potencial modelada vs medida.	44
5.22.	Radiación global horaria modelada ($k = 0.8$) vs medida.	45
5.23.	Promedio diario de la radiación global modelada vs medida.	46
5.24.	Radiación global horaria en EM_2 , modelada vs medida.	47
5.25.	Promedio diario de la radiación global en EM_2 , modelada en vs medida.	47
5.26.	Emisividad atmosférica versus la tasa de presión de vapor por temperatura.	48
5.27.	Factor de nubes (F_{cl}) versus la fracción de cobertura de nubes efectiva (n_{eff}). La curva roja corresponde al ajuste polinomial de tercer orden: $F_{cl} = 0,474n_{eff}^3 - 0,8025n_{eff}^2 + 0,6364n_{eff} + 1,038$	49
5.28.	Radiación de onda larga modelada vs medida a escala horaria.	50
5.29.	Promedio diario de la radiación de onda larga modelada vs medida.	50
5.30.	Altura de nieve en EM_2 obtenida a partir del sensor SR50 y modificada considerando la caída de nieve en EM_2 de acuerdo a lo observado en el albedo en EM_2 y fotografías	51

5.31. Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y los albedos modelados de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) calibrados: A. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,1$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE = 0,114$. B. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,37$, $\alpha_{ice} = 0,17$, $t^* = 0,4$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE = 0,071$	53
5.32. Factor de atenuación de albedo (γ) vs razón H/W de penitentes. Se añaden dos ajustes: A. Linear $\gamma = -0,2471(H/W) + 1$, $RMSE = 0,061$, $R^2 = 0,604$; B. Exponencial $\gamma = exp(-0,3237(H/W))$, $RMSE = 0,042$, $R^2 = 0,813$; obtenidos ambos partir de las mediciones de Lhermitte et al. (2014).	54
5.33. Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y albedos diarios modelados de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) mas el factor de atenuación (ec. 5.1), A. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,1$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,061$. B. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,43$, $\alpha_{ice} = 0,27$, $t^* = 0,5$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,063$	55
5.34. Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y albedo diario modelado de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) más modificación subpíxel y factor de atenuación (ec. 5.2), con $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,3$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,061$	56
5.35. Balances de masa simulados en EM_2 con distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $BM \leq 0$ [cm.w.e]; c) $-1000 \leq BM \leq 0$ [cm.w.e].	58
5.36. Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0$ [W/m^2]; c) $-10^7 \leq QL \leq 0$ [W/m^2]. . .	59
5.37. Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QS; b) $QS \leq 10^{13}$ [W/m^2]; c) $0 \leq QS \leq 10^7$ [W/m^2]. . .	60
5.38. Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.	61
5.39. Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.	61
5.40. Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $BM \leq 0$ [cm.w.e]; c) $BM \geq -1000$ [cm.w.e].	62
5.41. Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0$ [W/m^2]; c) $-2 * 10^6 \leq QL \leq 0$ [W/m^2].	63

5.42. Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QS; b) $-2000 \leq QS \leq 10^8 [W/m^2]$; c) $0 \leq QS \leq 1,4 * 10^6 [W/m^2]$	64
5.43. Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.	65
5.44. Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QM; b) $QM \leq 10^7 [W/m^2]$	65
5.45. Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $-1000 \leq BM \leq 0 [cm.w.e]$	66
5.46. Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0 [W/m^2]$; c) $BM \geq -1 * 10^7 [W/m^2]$	67
5.47. Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QS; b) $-5 * 10^7 \leq QS \leq 9 * 10^7 [W/m^2]$; c) $0 \leq QS \leq 7 * 10^5 [W/m^2]$	68
5.48. Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.	69
5.49. Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$	69
5.50. Balances de masa simulados en EM_2 para los casos en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$, $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$ y $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$, con sus valores de f_0 y f_d optimizados.	71
5.51. Balance de masa distribuido del glaciar Tapado acumulado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012.	73
5.52. Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012.	74
5.53. Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.	75
5.54. Balance de masa distribuido del glaciar Tapado acumulado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie plana y suave.	76
5.55. Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie lisa y suave.	77
5.56. Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie lisa y suave.	79

A.1. Cambios topográficos medidos en los arcos de ablación del glaciar Tapado instalados entre el 2 de diciembre del 2011 y el 16 de abril del 2012. Tomado de DGA (2012)	89
A.2. Balance de masa de verano acumulado para cada uno de los arcos de ablación del glaciar Tapado 2 de diciembre del 2011 y el 16 de abril del 2012. Tomado de DGA (2012)	90
B.1. Aspecto del glaciar Tapado.	91
B.2. Pendiente del glaciar Tapado.	92
B.3. RMSE horario de radiación global modelada vs cte. de radiación difusa, utilizando 24 horas de datos diarios.	92
B.4. RMSE horario de radiación global modelada vs cte. de radiación difusa, utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.	94
B.5. RMSE horario de radiación global modelada (k=0.8) vs cte. de nubes.	95
B.6. Ubicación de los glaciares Guanaco y Tapado.	111

Capítulo 1

Introducción

La zona Norte de Chile se caracteriza por condiciones climáticas que varían de áridas a semiáridas, generando que los recursos hídricos generalmente sean escasos. Los principales aportes para los flujos de agua, tanto superficiales como subterráneos, provienen principalmente de las zonas cordilleranas más altas en donde ocurre la mayor precipitación. El clima está fuertemente condicionado por los fenómenos meteorológicos conocidos como La Niña/El Niño (Garreaud, 2009).

En el Norte de Chile, la industria minera es de gran importancia para la economía local, sin embargo su demanda de agua es muy alta, lo que constituye una gran problemática debido a la escasez de este recurso. A lo anterior se le suma el hecho de que la minería compite por este recurso con el otro pilar económico de la zona: la agricultura. (Oyarzún and Oyarzún, 2011)

El cambio climático es una de las grandes preocupaciones que se suma en la actualidad, en Chile, se ha observado un calentamiento en la zona central y a la latitud de la ciudad de Calama (23°S) (Falvey and Garreaud, 2009). Esta situación, sumada a la tendencia a una baja en las precipitaciones en el norte chico (Fiebig-Wittmaack et al., 2012) preocupa de sobremanera, por la reducción de la disponibilidad de agua actual y futura en la zona.

En este contexto, es de suma importancia tener un buen entendimiento y comprensión de los distintos procesos hidrológicos y criosféricos, junto a una cuantificación precisa de los recursos hídricos relacionados a la criósfera (Ayala et al., 2017, 2016; Ohlanders et al., 2013; Pellicciotti et al., 2014; Ragettli et al., 2016). Particularmente, los glaciares, tienen una contribución hídrica importante al aportar agua de deshielo, asegurando un flujo mínimo para los caudales de los ríos a fines de verano y en periodos de sequía, a pesar de ser bastante escasos y generalmente tener pequeñas dimensiones en la zona Norte (Ayala et al., 2017; Kaser et al., 2010; Ragettli et al., 2016; Ragettli and Pellicciotti, 2012). Además, actúan como almacenes de agua (Hock, 2005; Jansson et al., 2003), por lo que su estudio es clave en este contexto.

Particularmente, los penitentes son picos de nieve o hielo, de morfología externa similar a una estalagmita, que se pueden desarrollar en los mantos de nieve o glaciares bajo deter-

minadas condiciones. La presencia de estos, es una característica común en las superficies glaciares de los Andes semiáridos (Nicholson, 2016) y su estudio también es importante, ya que tienen impacto en el intercambio radiativo (Kaser et al., 2010), disminuyendo el albedo de la superficie (Lhermitte et al., 2014) y aumentando su rugosidad, lo que afecta los flujos de calor turbulentos (Nicholson, 2016). Los penitentes modifican, entonces, la pérdida de masa y la producción de agua de deshielo glacial y se ha postulado que producen una aceleración en las tasas de velocidad en que ocurren estos procesos (Cathles et al., 2014; Nicholson, 2016).

El glaciar Tapado se encuentra en el Norte Chico, específicamente en la comuna de Vicuña, provincia de Elqui, región de Coquimbo, Chile, lugar que recientemente fue declarada como Zona de Escasez hídrica por parte del Ministerio de Obras Públicas, el 11 de Mayo del 2016 (MOP, 2016). Es por esto que surge la necesidad de calcular el balance de masa de este glaciar, lo que corresponde en términos prácticos a calcular la diferencia entre la cantidad de agua acumulada y la perdida. Además, el Tapado, durante el periodo de ablación posee una abundante cantidad de penitentes en su superficie, por lo que comprender e incorporar el efecto de los penitentes en el intercambio energético del glaciar es fundamental para simular el balance de masa.

Se han realizado bastantes estudios en el glaciar Tapado con anterioridad, dentro de los últimos está el realizado por el Centro de Estudios en Zonas Áridas (CEAZA) para la DGA (DGA, 2012) cuyo balance resultó ser negativo, es decir, el glaciar estaba perdiendo masa. La mayor innovación en el presente trabajo consiste en calcularlo mediante un modelo computacional, el cual que usa datos meteorológicos distribuidos espacialmente sobre un modelo digital de elevación (DEM por sus siglas en inglés), lo que permite ver las diferencias espaciales en el estado del glaciar y el estado de equilibrio que condiciona las direcciones de flujo en este cuerpo, incorporando, como se dijo anteriormente, el efecto de los penitentes.

1.1. Hipótesis de trabajo

1. El modelo de balance de masa de Mölg v2.2, con las calibraciones y modificaciones pertinentes para incorporar el efecto de los penitentes, es capaz de simular el balance de masa del glaciar Tapado a partir de datos meteorológicos, el cual se ajusta bien a las características de la zona de estudio.
2. La presencia de penitentes genera un aumento en los flujos turbulentos y la sublimación.
3. La presencia de penitentes aumenta y acelera la ablación en el glaciar Tapado.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos generales

Realizar una simulación del balance de masa distribuido del glaciar Tapado, incluyendo el efecto de los penitentes, para analizar si está o no perdiendo masa.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Analizar cuál es el efecto que tienen los penitentes en el intercambio energético del glaciar.
2. Incorporar al modelo de balance de masa de Mölg v2.2, el efecto de los penitentes.
3. Dilucidar cuales son las principales ganancias y pérdidas energéticas del glaciar con sus variaciones temporales y espaciales.
4. Calcular cuanta ablación ocurre por derretimiento versus sublimación.

1.3. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio corresponde al glaciar Tapado y sus alrededores ($30^{\circ}08' S$, $69^{\circ}55' W$), ubicados en los Andes semiáridos a una altura que va desde los 4600 a los 5536 [m.s.n.m.]. El glaciar Tapado se localiza en la parte superior de la cuenca del río La Laguna, tributaria del río Elqui, en una subcuenca que contribuye al embalse La Laguna ($30^{\circ}13' S$, $70^{\circ}02' E$).

El área de estudio está incorporada administrativamente dentro de la comuna de Vicuña, provincia de Elqui, región de Coquimbo, norte de Chile (recuadro azul en la figura 1.1) y el acceso principal es mediante el camino internacional D41, el cuál llega al paso fronterizo de Agua Negra ubicado a 4780 [m.s.n.m.] que separa a Chile de Argentina.



Figura 1.1: Ubicación y vías de acceso del área de estudio, esta última indicada con el recuadro azul.

Capítulo 2

Antecedentes de la zona

2.1. Marco geológico

A continuación se describen dos unidades geológicas presentes en la zona de estudio, una forma parte del basamento y la otra de la cobertura andino mezo-cenozoica, de acuerdo a Mpodozis et al. (1988). Se mencionan además las unidades geomorfológicas identificadas en el complejo proglacial del glaciar Tapado por Monnier et al. (2014).

2.1.1. Basamento

1. Formación Pastos Blancos (Thiele, 1964)

- (a) Lugar tipo: Cercanías de la cordillera de Doña Ana (Thiele, R., 1964).
- (b) Distribución: Se distribuye a lo largo del cordón montañoso fronterizo entre Chile y Argentina, entre el río Grande y el río Hurtado, en forma de afloramientos discontinuos
- (c) Litología y estructuras internas: Lavas riolíticas, flujos ignimbríticos, tobas e intercalaciones de brechas volcanoclásticas y escasos niveles de areniscas y conglomerados. Las riolitas son lavas fluidales y/o porfídicas, con “ojos” de cuarzo, en parte con estructura columnar, lo que se puede apreciar también en varios diques y lacolitos riolíticos asociados. Las ignimbríticas aparecen entre unidades de enfriamiento de varios metros de espesor, conservando formas relictas de pómez y los rasgos vitroclásticos de matriz soldada.
- (d) Espesor: En Sierra de Elqui se observan 500 metros de potencia expuestos, en tanto en el valle La Laguna sobrepasa los 2000 m. Debido a este gran rango y lo disperso de los afloramientos, es difícil estimar su espesor.
- (e) Relaciones de contacto: Subyace, en el valle del Carmen, a la formación San Félix (Nasi et al., 1990; Reutter, 1974; Ribba, 1985). En el río Valeriano, las riolitas de la Fm. Pastos Blancos sobreyacen discordantemente a la Fm. Las placetas, y en el valle del río Hurtado, cubre en discordancia angular a la Formación Hurtado.

Además está intruida por los granitos leucocráticos rosados y pórfidos riolíticos de la Superunidad Ingaguás.

- (f) Edad: Paleozoico superior Triásico inferior.
- (g) Correlaciones: Se puede correlacionar con el Grupo Choiyoi en Argentina (Caminos, 1979; Coira and Koukharsky, 1976).

2.1.2. Cobertura Andina mezo-cenozoica

1. Formación Doña Ana (Thiele, R., 1964)
 - (a) Lugar tipo: Cordillera de Doña Ana (Thiele, R., 1964).
 - (b) Distribución: Se observa en el valle La Laguna, desde Río Seco hacia el sur, y hacia el este, en el cordón montañoso limítrofe con Argentina.
 - (c) Subunidades: Se reconocen dos miembros, Miembro Tilito y Miembro Escabroso (Maksaev, 1984; Nasi et al., 1990), de los cuales solo está presente el primero en la zona de estudio:
 - i. Miembro Tilito:
 - A. Litología: Se compone de flujos de ignimbritas riolíticas y dacíticas, tobas, con escasas intercalaciones de lavas andesítico-basálticas
 - B. Espesor: Alcanza un espesor de aproximadamente 1000 metros cerca del Paso del Agua Negra, mientras que en otros sectores, como en el valle de La Laguna, su potencia va de decenas a centenas de metros.
 - (d) Relaciones de contacto: La Formación Doña Ana sobreyace en discordancia a la formación Baños del Toro, Pastos Blancos y Estratos de Quebrada El Tapado, en el valle La Laguna.
 - (e) Edad: Oligoceno superior – Mioceno inferior.
 - (f) Correlaciones: No posee con certeza.

2.1.3. Geomorfología

De acuerdo a Monnier et al. (2014) se reconocen 6 unidades geomorfológicas principales en la zona proglacial del glaciar Tapado (ver figura 2.1) :

1. Complejo morrénico latero-frontal superior.
2. Glaciar cubierto por detritos superior.
3. Glaciar cubierto por detritos inferior.
4. Glaciar de roca No. 2.
5. Glaciar de roca No. 1.
6. Complejo morrénico latero-frontal inferior.

Se observa una fuerte sobreposición y solapamiento entre estos cuerpos, encontrando en algunos casos escarpes limítrofes de entre 5 a 20 metros.

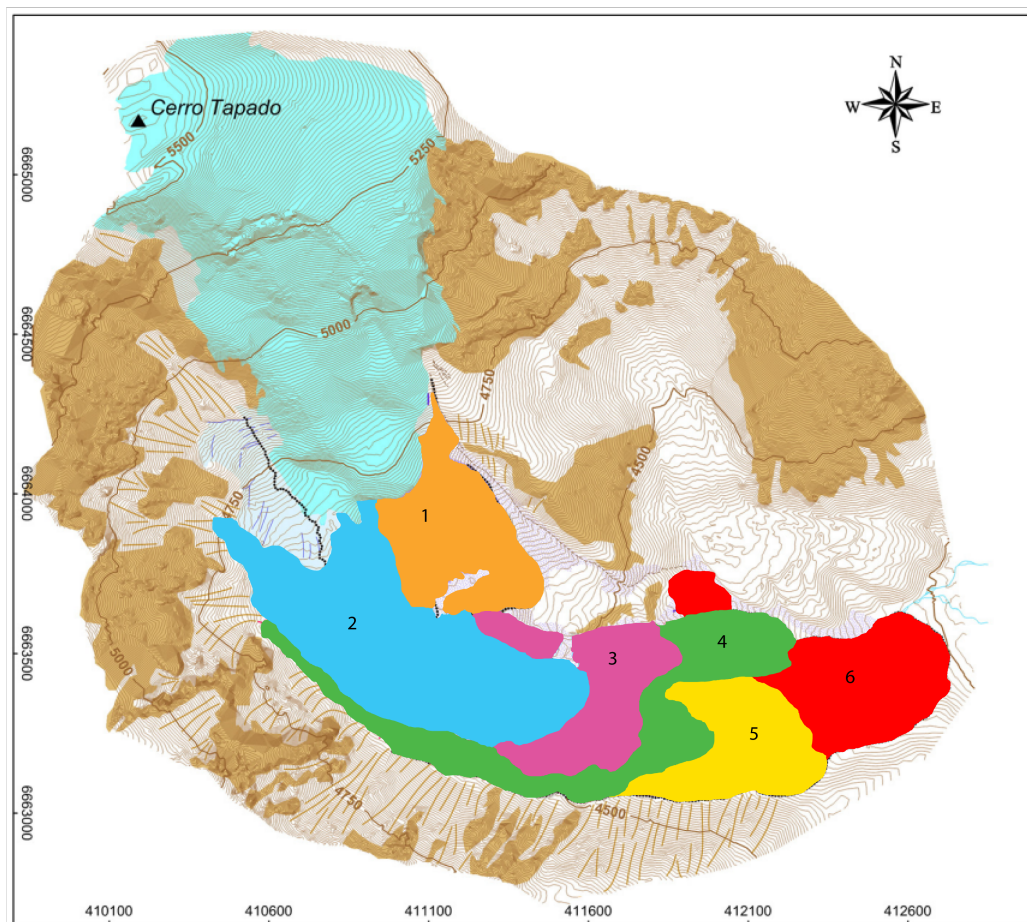


Figura 2.1: Mapa geomorfológico del glaciar Tapado. 1: Complejo morrénico latero-frontal superior. 2: Glaciar cubierto por detritos superior. 3: Glaciar cubierto por detritos inferior. 4: Glaciar de roca No. 2. 5: Glaciar de roca No. 1. 6: Complejo morrénico latero-frontal inferior. Modificado de Monnier et al. (2014).

2.2. Condiciones climáticas

La zona de estudio presenta un clima árido a semiárido, corresponde a una transición entre la hiperaridez del desierto de Atacama y el clima mediterráneo de la zona central de Chile (DGA, 2012); está determinado por diversos factores, tanto orográficos, como atmosféricos y oceánicos (DGA, 2012; Fiebig-Wittmaack et al., 2009; Garreaud, 2009, 2011).

La topografía de la zona, es un factor que condiciona fuertemente el clima. Sabemos que el glaciar Tapado está ubicado al interior de la Cordillera Principal de la Cordillera de los Andes, cordón montañoso que dista aproximadamente 150 km de la costa y constituye una barrera para los frentes provenientes del suroeste, forzándolos a precipitar en las laderas oeste (Fiebig-Wittmaack et al., 2012).

El anticiclón del Pacífico es otro factor importante, este corresponde a un sistema de altas

presiones semipermanente, que se ubica aproximadamente a los 32°S, 90°O en los meses de verano y a los 26°S, 90°O en invierno (Fiebig-Wittmaack et al., 2012). Este, en conjunto con la corriente de Humboldt, que corresponde a una corriente de masas de agua fría provenientes del Océano Glacial Antártico, que circulan hacia el norte por la costa occidental de Sudamérica, bloquean la mayor de las veces, los frentes provenientes del sur que traen precipitaciones (Fiebig-Wittmaack et al., 2012), generando una estabilidad atmosférica que provoca la aridez de la cuenca el río Elqui (Fiebig-Wittmaack et al., 2012; Kalthoff et al., 2006).

A pesar de la estabilidad antes mencionada, ocurren importantes variaciones en las condiciones climáticas debido principalmente a El Niño (ENSO - *El Niño Southern Oscillation*), fenómeno océano-atmosférico que se caracteriza por presentar fluctuaciones irregulares entre períodos cálidos denominados “El Niño” y períodos fríos denominados “La Niña” (Garreaud, 2009), las que generan una alta variabilidad en las precipitaciones, aumentando y disminuyendo respectivamente.

2.3. Disponibilidad de datos meteorológicos

En el glaciar Tapado se encuentran instaladas dos estaciones meteorológicas automáticas, una cerca de la cumbre (EM_1) y otra en la zona de ablación (EM_2), adicionalmente se cuenta con otra estación ubicada en el complejo morrénico latero-frontal inferior (EM_3), las cuales se pueden observar en la figura 2.2.

La EM_1 estuvo operativa desde el 1 de diciembre del 2011, midió radiación de onda corta, incidente y reflejada, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, nivel de superficie y presión barométrica, pero su registro sufrió dos interrupciones: la primera, entre el 05 de enero del 2012 y el 4 de febrero del 2012, y la segunda, entre el 9 y el 16 de abril del mismo año. Sumado a la anterior, los sensores de radiación solar tuvieron múltiples fallas, al parecer debido a las condiciones climáticas extremas. (DGA, 2012)

La EM_2 estuvo operativa entre el 2 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012 y ésta midió radiación de onda corta incidente y reflejada, radiación de onda larga incidente y reflejada, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección del viento y cambio de altura de la superficie. (DGA, 2012)

La DGA (2012) reporta algunos errores en las mediciones y funcionamiento de la estación EM_2 durante aquel periodo, las cuales se presentan a continuación:

1. Los datos de radiación de onda corta disponible fueron tomados correctamente solamente entre el 02/12/11 y el 10/02/2012, ya que después de esta fecha la estación se inclinó
2. La radiación de onda larga no se puede considerar, ya que el sensor interno de temperatura para la corrección de la radiación infrarroja, falló.
3. Tanto La temperatura del aire como la humedad relativa, entre diciembre y enero, fueron medidas mediante un sistema “Eddy covariance”.
4. Las mediciones de altura de superficie tienen un vacío entre diciembre y enero, y pos-

terior al 9 de Marzo los datos parecen haberse influenciado por la inclinación de la estación.

La EM_3 , es una estación mucho mas estable, debido al lugar donde se encuentra instalada, y además cuenta con un registro temporal mucho mayor, en esta ocasión se tienen datos entre el 28 de noviembre del 2009 y el 22 de marzo del 2013. Esta estación midió radiación de onda corta incidente y reflejada, radiación de onda larga incidente y reflejada, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección del viento y cambio de altura de la superficie, entre otros.

En la figura 2.2, se muestran también cinco arcos de ablación instalados en el glaciar y sus características de encuentran anexas en la tabla A.1. Se tienen, además, sus perfiles de emergencia para distintas fechas a lo largo de aquel verano y sus balances de masa respectivos (figura A.1 y A.2). Adicionalmente, se dispone de las mediciones de espesor de nieve en diversos puntos del glaciar, entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre del 2011. Todo lo anterior medido y calculado por la DGA (2012).

Para más detalles de la toma de datos y los datos en sí, revisar DGA (2012).

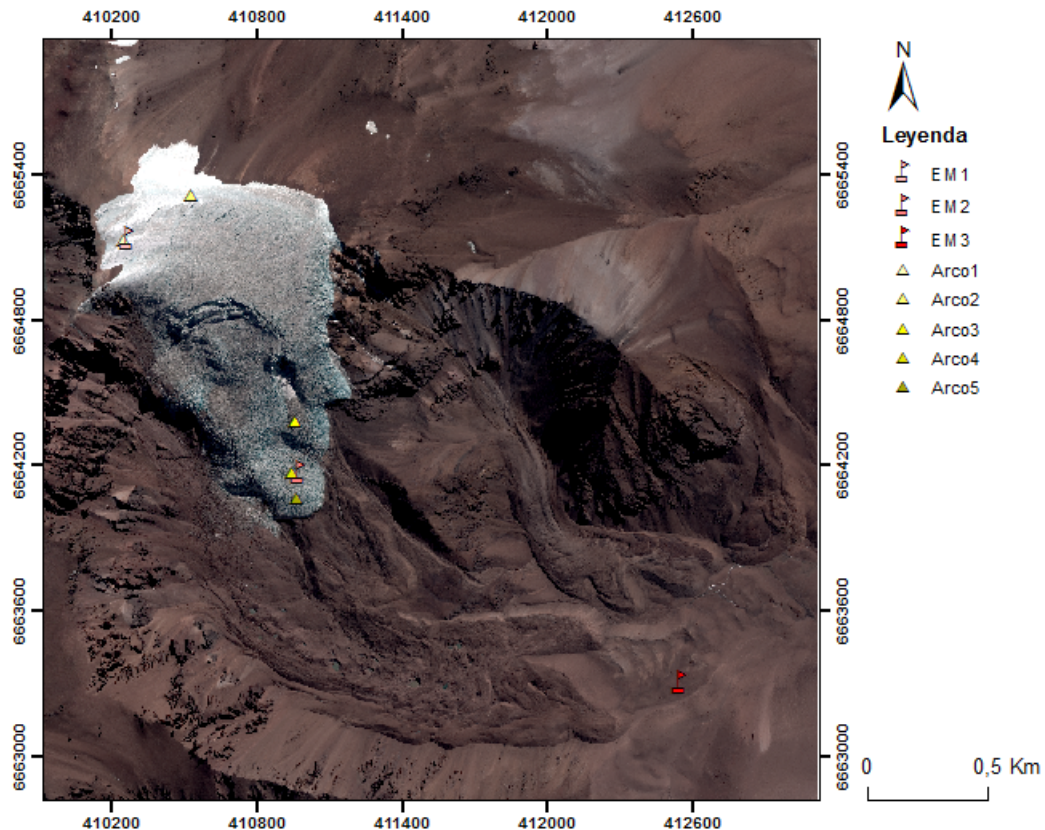


Figura 2.2: Mapa del glaciar Tapado con la ubicación de las estaciones meteorológicas y los arcos de ablación. Imagen GeoEye 2010.

2.4. Trabajos anteriores

En febrero de 1999 se llevo a cabo una campaña de perforación en la cumbre del cerro Tapado por parte de una expedición suiza, rescatando un testigo de hielo de 36 m llegando a topar el *bedrock* bajo el glaciar (Ginot et al., 2006; Stichler et al., 2001), con el cuál fueron realizados diversos estudios de su registro químico (e.g. Stichler et al. (2001)) y se logró estimar, para el periodo 1962-1999, un promedio anual de acumulación neta de 316 [mm.a.e.], mientras que el de acumulación total fue de 539 [mm.a.e.], en tanto se obtuvieron 327 [mm.a.e.] de perdida por sublimación y 40 [mm.a.e.] por derretimiento en la parte superficial y 33 [mm.a.e.] en la parte inferior del testigo, encontrando además una gran variabilidad en estas variables relacionada al ENSO (Ginot et al., 2006).

El primer cálculo del balance de masa glaciológico del glaciar Tapado se llevó a cabo por CEAZA (Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas) en el año 2010, y en él se midieron tasas de ablación entre $-2,6$ y $-4,4$ [m.a.e.] en el pie del glaciar, mientras que en la cumbre los valores se encontraron entre $-0,5$ y $-1,0$ [m.a.e.], adjudicando esta fuerte variabilidad, sobretudo en el pie del glaciar, a la presencia de penitentes. El balance de masa distribuido resultante para 2009-2010, fue de $-0,83$ [m.a.e.] ($-1,35$ [m] de ablación y $0,52$ [m.a.e.] de acumulación), estimando con esto una descarga hídrica de aproximadamente 1 millón de m^3 de agua de deshielo, lo que corresponde a entre un 2,8 y un 4,5% del volumen del embalse La Laguna entre enero y abril de 2010. Se proyectó además, mediante diversos escenarios, el futuro del glaciar y en todos ellos se obtuvo que la ablación por fusión aumentaría de mayor manera en la cumbre que en el pie del glaciar, y que el balance de masa del glaciar seguiría siendo negativo, lo que implicaría su desaparición progresiva. (CEAZA, 2010)

Kull and Grosjean (2000) y Kull et al. (2002) a partir de los datos meteorológicos recolectados en la campaña suiza de 1999 y en un sector cerca de la base del glaciar desarrollaron un modelo estadístico de balance de masa, el cual se calibro y validó con mediciones de sublimación en experimentos con lisímetros y con una tasa de acumulación promedio calculada a partir de lo observado en el testigo de hielo (DGA, 2012). Sus resultados son que el clima regional no permite la formación de un glaciar por lo que el glaciar Tapado requiere una acumulación local adicional del orden de 170 [mm.a.e./año] sobre los valores regionales para concordar con la ELA observada a 5300 [m] y su modelamiento arroja valores de sublimación de 320 [mm.a.e.] entre el 15/09/98 y 16/02/99, en tanto el promedio diario entre el 11 y el 16 de febrero de 1999, es de $1,89$ [mm.a.e./día], un derretimiento de 60 [mm.a.e./año] y una acumulación neta de 260 [mm.a.e./año] en el *plateau* superior (5500 [m]) (Kull et al., 2002).

DGA (2012) realizó diversos estudios del glaciar Tapado, calcularon el balance de masa del año hidrológico correspondiente al periodo 2011-2012, y obtuvieron que en los 5 arcos de ablación instalados en el glaciar, el balance de masa neto resulto negativo (ANEXO), el que es adjudicado a las bajas tasas de acumulación. Sus resultados fueron $0,157$ [m.a.e.] de acumulación, $1,138$ [m.a.e.] de perdida, y un balance de masa de $-0,981$ [m.a.e.], lo cual representaría una descarga hídrica de aproximadamente 1,2 millones de m^3 de agua. Calcularon además un balance de masa geodésico a partir de mediciones Lidar, el cual arrojó que para los años hidrológicos 2010-11 y 2011-12, el cambio promedio fue de $-4,88$ [m], y considerando una densidad de hielo de $0,9$ [g/cm³] se obtuvo un balance de masa de $-4,39$ [m.a.e.], o bien $-2,19$ [m.a.e./año], pero cabe mencionar que no abarcó la totalidad del glaciar.

A su vez, en el mismo informe de la DGA (2012), se describe un balance de energía realizado entre diciembre y abril del periodo 2011-12, donde obtuvieron que en EM_2 la radiación de onda corta es el mayor *input* de energía sobre la superficie y el flujo de calor latente representa la mayor pérdida, éste último se correlaciona con una gran sublimación en la zona. Entregan un 17% sublimación de la ablación bruta, y el otro 83% por derretimiento.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Glaciares en Chile

Chile es un país que posee una gran cantidad de glaciares, de acuerdo a Barcaza et al. (2017) el área cubierta por estos cuerpos corresponde a $23708 \pm 1185 \text{ km}^2$ en los cuales está incluida el área cubierta por glaciares cubiertos por detritos y glaciares de roca, la que alcanza los 3200 km^2 .

Los glaciares en Chile presentan características bastante variadas debido a las diferencias en las características del lugar en donde se ubican. Es por esto que se han definido cuatro zonas, considerando las características geográficas, geomorfológicas, climáticas y glaciológicas del territorio continental de Chile, algunas de las cuales, a su vez, se han subdividido en dos o tres subzonas debido a su extensión, tal como se observa en la figura 3.1. (DGA, 2009)

La zona glaciológica Norte se extiende desde el extremo norte de Chile hasta la cuenca del río Ligua, es decir, desde los 18°S hasta los 32°S aproximadamente, y se subdivide en las subzonas Norte A, Norte B —en la que se encuentra el glaciar Tapado— y Norte C, siendo los paralelos 27°S y 30°S los divisorios de estas (DGA, 2009). Esta zona posee un clima hiperárido en el Norte Grande, que varía a uno semiárido en el Norte Chico (Barcaza et al., 2017; Favier et al., 2009; Ginot et al., 2006), y está caracterizada por tener una baja cantidad de glaciares, presentando solo un 0.8 % del total de área glacierizada de Chile (Barcaza et al., 2017), los que se encuentran asociados principalmente a centros montañosos de gran altitud.

La zona glaciológica Centro comprende el área entre las cuencas de los ríos Aconcagua y Maule, aproximadamente entre los 32°S y 36°S (DGA, 2009). Posee un clima mediterráneo que varía a templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses hacia la Cordillera Principal de los Andes y corresponde a la zona con la mayor superficie de hielo del país, fuera de la Patagonia (DGA, 2009). En ella se encuentra un 3.6 % del total de área glacierizada del país (Barcaza et al., 2017).

La zona Sur se extiende desde la cuenca del río Itata hasta la cuenca del río Aysén, es decir, desde el límite con la zona anterior hasta los 46°S aproximadamente, y es subdividida

en dos subzonas: A y B, siendo el paralelo 41°S el divisorio (DGA, 2009). Se caracteriza por presentar abundantes precipitaciones y además una cordillera de menor altitud, en la que las áreas glaciares importantes se encuentran restringidas principalmente a edificios volcánicos de mayor altitud (DGA, 2009; Rivera, 1989). De acuerdo a Barcaza et al. (2017), en esta zona se encuentra un 6.2% del área cubierta por glaciares en Chile.

La zona glaciológica Austral se extiende desde la cuenca del río Baker (46°S) hasta el Cabo de Hornos (56°S) y se subdivide en las subzonas Austral A y Austral B, dividiéndose en el paralelo 52°S aproximadamente. Esta zona presenta grandes cantidades de precipitaciones y en ella se encuentran los dos Campos de Hielo, Norte (CHN) y Sur (CHS), dentro de la subzona Austral A; en tanto en la subzona Austral B, la Cordillera de Darwin y diversos centros montañosos ubicados en variadas islas y penínsulas DGA (2009). Esta zona concentra la mayor cantidad de área glaciada del país, presentando un 89.3% de esta (Barcaza et al., 2017).

Para mas detalles de la zonificación glaciológica de Chile revisar DGA (2009).

3.2. Balance de masa

Este término se define como el cambio de masa de un sistema sobre un determinado periodo de tiempo; en este caso, el sistema corresponde a un glaciar. Puede ser expresado en términos de masa o volumen, como suma total o tasa de cambio y por unidad de área específica o considerando la totalidad del glaciar (Cogley et al., 2011). Matemáticamente, el balance de masa puede ser expresado como se muestra en la ecuación 3.1, donde b corresponde al balance de masa para un tiempo t y lugar x , para un periodo de tiempo entre t_1 y t_2 (DGA, 2012; Kaser et al., 2003).

$$b(x) = \int_{t_1}^{t_2} \dot{b}(x, t) \quad (3.1)$$

En la ecuación 3.1, t_1 y t_2 asumen, usualmente, valores que corresponden al inicio y el fin del año hidrológico, los que por convención en el hemisferio sur son el 1 de mayo y el 31 de abril, respectivamente. Este intervalo de tiempo puede ser dividido en dos periodos en zonas que presentan un clima con un carácter estacional muy marcado, como ocurre en el Norte Chico de Chile; se puede dividir entonces en un periodo de invierno y otro de verano, generando dos balances de masa, en el primero prevalece la acumulación, mientras que en el segundo la ablación (ver figura 3.2). (DGA, 2012).

Lo anterior corresponde al calculo de un balance de masa mediante sistema de fechas fijas (Østrem and Brugman, 1991), pero también existe otro método denominado estratigráfico en el que se se considera, valga la redundancia, la estratigrafía de la nieve, identificando en esta la capa que se formó a fin del verano anterior, no importando la fecha en que esto ocurrió, y desde ella hacia la superficie se realiza el estudio. Usualmente ambos métodos se usan en conjunto de forma complementaria, lo que se denomina sistema combinado. (DGA, 2012)

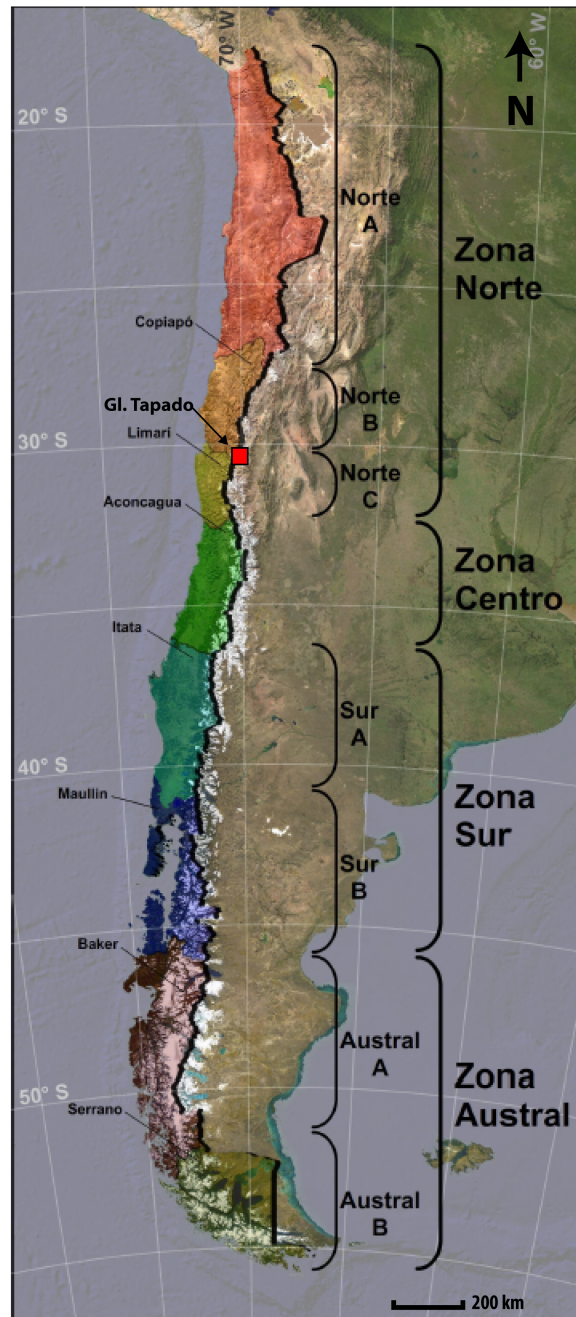


Figura 3.1: Zonificación glaciológica de Chile y ubicación del glaciar Tapado. Modificado de (DGA, 2009)

Así pues, el balance de masa actúa como un indicador del estado de salud del glaciar, el que de mantenerse con condiciones similares durante un periodo de tiempo largo, puede generar una respuesta dinámica del glaciar, avanzando o retrocediendo por ejemplo. (DGA, 2012)

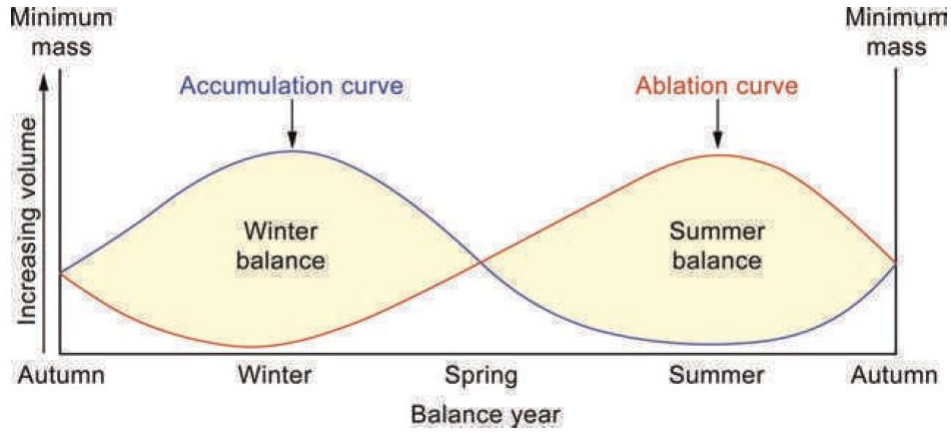


Figura 3.2: Curvas de acumulación y ablación, y los balances de masa de invierno y verano para un glaciar. Tomado de Bennett and Glasser (2011)

3.3. Balance de energía

Realizar el balance de energía de un glaciar consiste en el analizar el intercambio de energía entre el glaciar y sus alrededores. El intercambio energético entre un manto de nieve y su entorno está determinado en ultima instancia por la tasa en que pierde agua debido a derretimiento, evaporación y/o sublimación (DeWalle and Rango, 2008), lo que también puede ser aplicado para glaciares.

El balance energético de un manto de nieve puede ser expresado como la suma algebraica de las ganancias y pérdidas que sufre, como se muestra en la ecuación 3.2 donde Q_i corresponde al intercambio interno del contenido de calor sensible y latente del manto de nieve, Q_{ns} al intercambio neto de radiación de onda corta, Q_{nl} al intercambio neto de radiación de onda larga, Q_h al intercambio convectivo de calor sensible con la atmósfera, Q_e al intercambio convectivo de calor latente de vaporización y sublimación con la atmósfera, Q_r al calor sensible y latente por lluvia, Q_g a la conducción de calor por el suelo y Q_m a la energía de derretimiento. (DeWalle and Rango, 2008).

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \quad (3.2)$$

La radiación de onda corta se entenderá como la radiación solar directa y reflejada cuyas longitudes de onda (λ) se encuentran entre 0.4 y 2 $[\mu m]$. La densidad de este flujo neto generalmente representa la mayor fuente de energía para el derretimiento. (DeWalle and Rango, 2008)

La radiación de onda larga corresponde a la radiación que todos los materiales con una temperatura mayor al cero absoluto irradian. Todos los materiales terrestres, como por ejemplo: gases atmosféricos, vegetación, nubes y mantos de nieve, a temperaturas terrestres, irradian en una longitud de onda entre 2 y 100 $[\mu m]$. A diferencia de la radiación de onda corta, la emisión de radiación de onda larga ocurre durante las 24 horas, ya que no proviene directamente del sol y por ende, no esta restringida solamente a las horas de luz. (DeWalle and

Rango, 2008)

La convección de calor sensible ocurre cuando existe una diferencia de temperatura entre la atmósfera y la superficie del manto de nieve y/o del glaciar, mientras que la convección de calor latente ocurre cuando tienen lugar cambios de estado en la capa límite entre la superficie y la atmósfera. (DeWalle and Rango, 2008)

Las transferencias de energía por lluvia pueden ocurrir de tres maneras: primero, esta puede añadir calor sensible al manto al añadir un volumen de agua cuya temperatura sea mayor que la de él; segundo, puede producir una liberación de calor latente de fusión en el caso de congelarse al tener contacto con un manto cuyas temperaturas sean menores a la temperatura de congelamiento; y tercero, la alta humedad asociada a un clima lluvioso puede generar condensación y/o sublimación en el manto nival, lo que puede añadir una energía considerable a este. (DeWalle and Rango, 2008)

En la interfaz entre el glaciar o manto de nieve y el suelo, también hay transferencia de energía, esta puede generarse por el calor geotermal del lugar donde está emplazado y/o por el calor producido por la fricción generada por el flujo del glaciar. (Bennett and Glasser, 2011)

Finalmente, la energía de derretimiento representa la pérdida de calor latente de fusión cuando el agua líquida percola desde el manto. (DeWalle and Rango, 2008)

3.4. Dinámica glacial

Generalmente, la mayor cantidad de ablación ocurre en las partes más bajas o terminales de un glaciar en donde las temperaturas, usualmente, son mayores que en el resto de él, estableciéndose un gradiente en la tasa de ablación al ser esta inversamente proporcional a la altura, de forma similar que la temperatura. (Bennett and Glasser, 2011)

La acumulación tiende a ser un poco más homogénea en toda la superficie que la ablación, pero predomina en las partes más altas del glaciar, en donde como se dijo anteriormente se suelen tener menores temperaturas. (Bennett and Glasser, 2011)

Así, se puede entonces dividir un glaciar en dos zonas, un área de acumulación y otra de ablación, en la primera prevalece la acumulación, por lo que el balance de masa es positivo, y en la segunda, la ablación con un balance de masa negativo; la línea que separa ambas zonas se denomina línea de equilibrio glacial e indica que en aquel lugar, la ablación y la acumulación son iguales. Esta zonificación se puede observar en la figura 3.3, tanto para un *ice sheet*, como para un glaciar de valle. (Bennett and Glasser, 2011)

Las diferencias espaciales en la cantidad de masa añadida y ablación en un glaciar generan un desequilibrio, el que es conocido como gradiente del balance neto, el que es compensado mediante un flujo que traslada masa desde la zona de acumulación hasta la de ablación, reduciendo así tanto la pendiente como el *stress* impuesto, ver figura 3.4. (Bennett and Glasser, 2011).

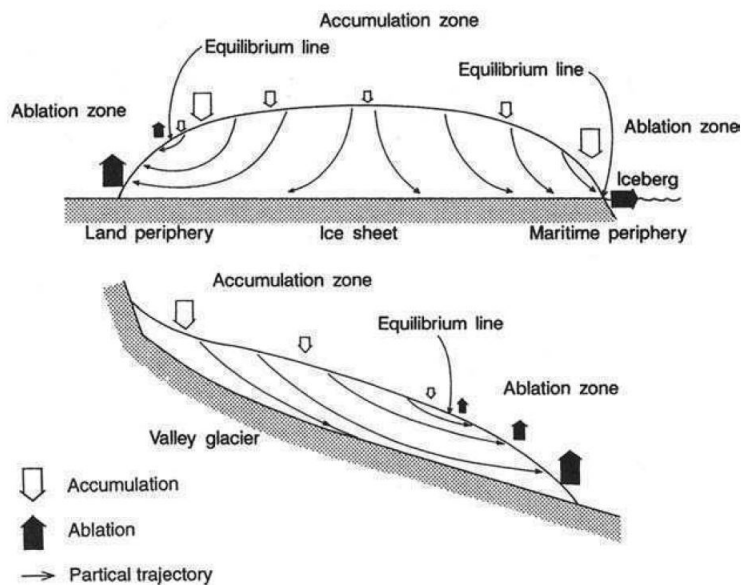


Figura 3.3: Esquema de un *ice sheet* y un glaciar de valle con sus zonas de acumulación y ablación respectivas, más la línea de equilibrio. Tomado de Bennett and Glasser (2011).

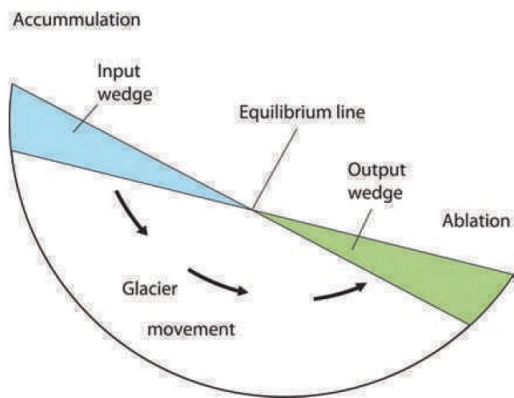


Figura 3.4: Glaciar idealizado en el que se muestra el flujo generado para compensar el desequilibrio por la relación entre la acumulación neta (*input wedge*) y la ablación neta (*output wedge*). Tomado de Bennett and Glasser (2011).

3.5. Penitentes

Los penitentes son picos de nieve y/o hielo, similares en su forma externa a las estalagmitas, que pueden variar desde unos pocos centímetros hasta varios metros (ver figura 3.5).

De acuerdo a Lliboutry (1954), se requiere un punto de rocío bajo los 0°C, temperaturas del aire permanentemente bajas y una radiación solar fuerte y sostenida para la formación de estos; usualmente, estas condiciones coinciden en lugares a grandes altitudes, glaciares



Figura 3.5: Penitentes de nieve y hielo en la parte inferior del glaciar Tapado, el 21 de febrero de 2012. Tomado de DGA (2012).

ubicados a bajas latitudes y campos de nieve (Nicholson, 2016). Su formación no está limitada exclusivamente al planeta Tierra, se esperaba que pudiesen formarse en otros cuerpos planetarios (Claudin et al., 2015; Howard, 2013) y recientemente se ha encontrado evidencia de estos en Plutón, pero formados por metano (CH_4) (Moore et al., 2018; Moores et al., 2017).

El crecimiento de los penitentes ha sido explicado con las múltiples reflexiones de la radiación solar incidente debido a la irregularidad de la superficie, en ella hay lugares donde se concentra más la radiación solar y se generan depresiones que amplifican la irregularidad de la superficie (Amstutz, 1958; Claudin et al., 2015; Lhermitte et al., 2014; Nicholson, 2016). El crecimiento continua gracias a los diferentes mecanismos con los que ocurre la ablación en las distintas partes de los penitentes: en las puntas, la ablación ocurre mayormente por sublimación y la temperatura se mantiene bajo el punto de fusión, en tanto en los valles, el derretimiento ocurre una vez que se ha establecido en ellos un clima más húmedo (Claudin et al., 2015; Lliboutry, 1954; Nicholson, 2016). Esta diferenciación amplifica las diferencias topográficas, ya que con la misma cantidad de energía, mediante derretimiento se puede remover mucha más masa que mediante sublimación (Nicholson, 2016).

Estudios previos muestran que los penitentes alteran el balance energético de las superficies de nieve y/o hielo, disminuyendo el albedo de estas en hasta un 40 % con respecto al albedo plano (Cathles et al., 2014; Corripio and Purves, 2005; Lhermitte et al., 2014; MacDonell et al., 2013; Nicholson, 2016; Warren et al., 1998), modificando la forma en la que ocurre la ablación (diferenciación entre puntas y valles explicada anteriormente) (Claudin et al., 2015; Lliboutry, 1954; Nicholson, 2016) y modifican además la rugosidad del terreno y con ello los flujos turbulentos (Nicholson, 2016).

Con todo lo anterior, se postula que la presencia de penitentes acelera las tasas de pérdida de masa y producción de agua por derretimiento durante el periodo de ablación (Cathles et al., 2014; Nicholson, 2016).

A pesar de la importancia de los penitentes, pocas mediciones se han realizado en penitentes reales (e.g. Nicholson (2016)), debido tanto a la inaccesibilidad de los lugares donde estos pueden ser encontrados, como a la compleja topografía, estos suelen presentar una gran variabilidad morfológica, tanto espacial como temporal, además, de obstruirse entre ellos mismos sus líneas de visión, por lo que las mediciones automatizadas más simples, suelen tener complicaciones. (Nicholson, 2016)

Actualmente aun existe la necesidad de analizar y comprender de mejor manera el efecto de este tipo de morfologías en el intercambio energético, principalmente ahondar en el estudio de sus propiedades aerodinámicas y en el albedo, considerando en ambos casos la variabilidad temporal y espacial que se suele dar.

3.6. Modelo de Mölg v2.2

Las características y especificaciones del modelo de balance de masa en 2D, físicamente basado, desarrollado por Thomas Mölg, se explican en Mölg (2012) y a continuación se presenta una síntesis de ello.

El modelo de balance de masa calcula la columna específica de balance de masa como la suma de la precipitación sólida, deposición, sublimación y derretimiento en superficie, derretimiento en subsuperficie y recongelamiento de agua de derretimiento o lluvia en el manto de nieve.

Este basado en el modelo de balance de energía de superficie de Mölg and Hardy (2004) que ha sido extendido a un modelo de balance de masa más completo incluyendo múltiples capas para la simulación de los procesos de subsuperficie (Mölg et al., 2008) y habilitándolo para una simulación espacialmente distribuida (Mölg et al., 2009a).

El modelo está diseñado para su aplicación en glaciares de tamaño pequeño a medio, donde los gradientes verticales son los que dominan el clima del glaciar y no aplica para glaciares donde los gradientes horizontales son tanto o más importante que los gradientes verticales, tampoco para simular procesos mecánicos tales como avalanchas o *calving*, ni para estudios en detalle de los procesos específicos de la nieve.

Para su ejecución se requieren datos de humedad relativa, fracción de cobertura de nubes, temperatura del aire, velocidad del viento, tasa de precipitación, presión del aire asociados a una referencia temporal (año, mes, día, hora), además de información topográfica y geográfica.

Consta de diferentes módulos: radiación solar, superficie, subsuperficie, albedo cuyas configuraciones por defecto son las para un glaciar de latitud media típico, pero pueden ser modificadas.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Análisis de datos meteorológicos

Se analizan los datos disponibles (sección 2.3) y se calculan los promedios y ciclos diarios de temperatura y velocidad del viento a partir de los datos de las estaciones meteorológicas, para definir los gradientes altitudinales de velocidad del viento y de temperatura del aire diurno y nocturno; se calcula, además, el ciclo diario de temperatura crítica de acuerdo a lo que se muestra en la figura 4.1. Posteriormente, en base a las mediciones de espesor de nieve, se genera un MNT de espesor de nieve inicial para todo el glaciar.

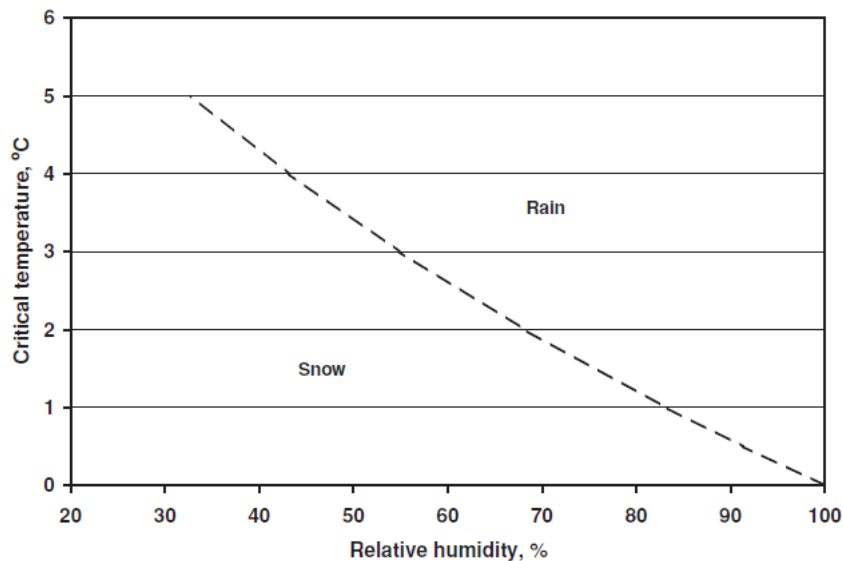


Figura 4.1: Temperatura crítica para la distinción entre eventos de nieve y lluvia vs la humedad relativa máxima, predicha por la ecuación psicrométrica. Tomado de DeWalle and Rango (2008).

4.2. Tratamiento de imágenes

Se dispone de una imagen multiespectral (MS) y un modelo numérico de terreno (MNT) de elevación (DEM - *Digital elevation model*) GeoEye del 2010 con una resolución de 2 [m] x 2 [m]. La resolución del DEM se reduce a 20 [m] x 20 [m] para disminuir los tiempos de procesamiento y posteriormente, tanto este como la imagen MS, se recortan de acuerdo al área de interés, generando mapas de pendiente y aspecto.

A partir de la imagen multiespectral, con sus correcciones correspondientes, se delimita el área glacial con un polígono a modo de generar una máscara del glaciar Tapado, la cuál se utiliza posteriormente en los cálculos del modelo.

Se requiere además un calculo de un factor de visibilidad aérea (*skyview factor (SVF)*), por lo que se debe considerar la imagen y el DEM en su extensión original, y combinándolos observar si es que existe alguna característica topográfica adyacente que pueda generar una obstrucción en la visibilidad del glaciar. De acuerdo a lo anterior se selecciona el área a analizar, a modo de disminuir el tiempo de procesamiento, y calcular el SVF mediante un módulo independiente del mismo modelo, para así ingresarlo posteriormente como un parámetro para la simulación del balance de masa y disminuir los tiempos computacionales; todo esto último se realiza con el DEM con resolución reducida.

4.3. Morfología y factor de visibilidad aérea de los penitentes

Se analiza la morfología de los penitentes a partir de los datos y observaciones disponibles, generando con ello MNTs de altura de penitentes en el glaciar que representan tanto el gradiente altitudinal, como la evolución temporal de esta característica durante todo el periodo de estudio. Se define, además, una geometría simple para representar la forma de los penitentes, en base a observaciones y fotografías, y se establece una relación entre el alto y el ancho de estos ($HW = alto/ancho$) generando nuevamente MNTs con distribución espacial y temporal.

A continuación de lo anterior se procede a calcular el factor de visibilidad aérea por penitentes (SVF_{micro} — por sus siglas en ingles: *sky view factor*), es decir, la fracción de cielo visible considerando la existencia de penitentes en los alrededores o de manera mas general, como indica Hock (2005), la fracción del hemisferio que no está obstruida por las pendientes de la topografía en sus alrededores. Siguiendo las indicaciones de Hock (2005), se calcula este factor mediante la ecuación 4.1 propuesta por Marks and Dozier (1992).

$$SVF_{micro} = \cos^2(H) \tag{4.1}$$

Se procede entonces a calcular el SVF_{micro} de acuerdo a la ecuación anterior, para esto se generan superficies de penitentes, con diferentes razones HW cada una, calculándose una

relación entre el SVF_{micro} y este parámetro; lo anterior se realiza para un rango de pendientes entre 0 y 90°. El SVF_{micro} se calcula en el penitente ubicado al medio de esta superficie modelada y como se tiene una evolución espacial y temporal de la razón HW, este parámetro también tiene las mismas características.

4.4. Parametrizaciones y calibraciones del modelo

4.4.1. Radiación solar

La ecuación básica de radiación solar (G) utilizada en el modelo es la ecuación 4.2, dada por Hastenrath (1984), donde S_{cs} corresponde a la radiación solar directa y D_{cs} a la radiación solar difusa, ambas para cielos despejados, n_{eff} es la cobertura de nubes efectiva, que va de 0 a 1, y k , una constante que refleja el impacto que tienen las nubes con sus distintas propiedades sobre la radiación solar, y tanto n_{eff} como k son objetos de calibración.

$$G = (S_{cs} + D_{cs})(1 - kn_{eff}) \quad (4.2)$$

La componente directa de la radiación solar para cielos despejados se calcula como se muestra en la ecuación 4.3, donde S_0 es la constante solar ($1367 [W/m^2]$), E_0 es el factor de corrección de excentricidad, h es la elevación solar sobre el plano del horizonte y τ_{cs} es la transmisividad de la atmósfera para cielos despejados de un haz solar directo, esta última es calculada como el producto de cuatro coeficientes: el efecto del *scattering* de Rayleigh sobre G (τ_r), la absorción ocasionada por gases (τ_g), la absorción por vapor de agua (τ_w) y la atenuación por aerosoles (τ_a).

$$S_{cs} = S_0 E_0 \sin(h) \tau_{cs} \quad (4.3)$$

La componente difusa de la radiación solar para cielos despejados es parametrizada en el modelo a partir de Iqbal (1983), como se muestra en la ecuación 4.4, en esta p corresponde a la presión local [hPa], p_0 es $1013,25 [hPa]$, m es la masa de aire óptico, τ_{aa} es la transmisividad debido a la absorción de G por aerosoles y k_{dif} es una constante que representa el efecto del *scattering*, tanto de Rayleigh como por aerosoles, que ha de ser calibrada.

$$D_{cs} = \frac{k_{dif} S_0 E_0 \sin(h) \tau_g \tau_w \tau_{aa} (1 - \frac{\tau_r \tau_a}{\tau_{aa}})}{1 - \frac{p}{p_0} m + (\frac{p}{p_0} m)^{1,02}} \quad (4.4)$$

La radiación solar es calibrada siguiendo las indicaciones de Mölg et al. (2009b) y es realizada a partir de los datos medidos en EM_3 , por ser la estación que dispone de la mayor cantidad y calidad de datos. A continuación se explican en detalle cada una de estas.

4.4.1.1. Constante de radiación difusa (k_{dif})

Se modela en primera instancia G para cielos despejados y se optimiza k_{dif} , en un rango de 0,2 a 0,8, el cual incluye al rango dado por Mölg et al. (2009b): 0.4 a 0.66, para una selección de días despejados, es decir, para los días con una fracción efectiva de cobertura de nubes igual a 0 (ec. 4.2), los cuales debiesen ser escogidos de acuerdo a los criterios propuestos por el mismo autor:

1. G diario promedio debe ser mayor o igual al 85 % de la radiación al tope de la atmósfera (TOAR – top of atmosphere radiation).
2. LW neta diaria debe ser menor que su percentil de 10 % (Van den Broeke et al., 2006).
3. La humedad relativa debe ser menor o igual a 35 %.

Mas debido a la inexistencia de los datos de radiación de LW emitida en EM_3 , solo es posible considerar los puntos 1 y 3, por lo que se complementa el filtrado con una selección manual de acuerdo a la forma de la curva de G medido.

G es modelado para valores de k_{dif} entre 0,2 y 0,8, equiespaciados por 0,01, y los resultados son comparados con los datos medidos, eligiendo el k_{dif} que se ajuste mejor, minimizando el error medio cuadrático entre las series.

4.4.1.2. Constante de nubes (k) y fracción de cobertura de nubes efectiva (n_{eff})

Ya calibrada k_{dif} , se procede a calibrar los parámetros para los días nublados. Se ingresan valores de k entre 0,4 y 0,8, equiespaciados por 0,01, y se obtiene su n_{eff} asociado, de acuerdo a la ecuación 4.2, haciendo 0 los n_{eff} menores a 0 y 1 los n_{eff} mayores a 1, escogiendo, finalmente, el par que logre un mejor ajuste con los datos medidos, minimizando el error cuadrático medio.

4.4.2. Radiación de onda larga

La parametrización de la radiación de onda larga incidente en el modelo se puede realizar de varias formas pero se escoge la que lo hace a partir de la presión de vapor, temperatura y nubosidad, la cuál se describe en mas detalle en Mölg et al. (2009b), pero se presenta a continuación para entender la calibración.

Al igual que para la radiación de onda corta, la radiación de onda larga se calcula en dos partes, primero para días despejados y luego para todo tipo de cielo. Se utiliza así la ecuación 4.5, basada en la ley de Stefan-Boltzmann, donde la radiación de onda larga incidente para días despejados ($LW_{in-clear}$) depende de la emisividad atmosférica para los mismos días ($\varepsilon_{A-clear}$), la constante de Stefan-Boltzmann (σ) y la temperatura del aire ($T[K]$).

$$LW_{in-clear} = \varepsilon_{A-clear} \sigma T [K]^4 \quad (4.5)$$

La $\varepsilon_{A-clear}$ es calculada mediante la ecuación 4.6 dada por Brutsaert (1975), a partir de la presión de vapor de agua ($e_a[hPa]$), la temperatura ($T[K]$) y las constantes P_1 y P_2 , que han de ser calibradas.

$$\varepsilon_{A-clear} = P_1 \frac{e_a^{(\frac{1}{P_2})}}{T} \quad (4.6)$$

De acuerdo a Niemelä et al. (2001) y Mölg et al. (2009b) la presencia de nubes genera un incremento en la emisividad atmosférica por un factor de nubes ($F_{cl} \geq 1$), por lo que la emisividad atmosférica y la radiación de onda larga para todo tipo de cielo se calculan como se muestra en las ecuaciones 4.7 y 4.8, factor que ha de calcularse mediante una correlación con el factor n_{eff} calculado para G.

$$\varepsilon_A = \varepsilon_{A-clear} F_{cl} \quad (4.7)$$

$$LW_{in} = LW_{in-clear} F_{cl} \quad (4.8)$$

La radiación de onda larga incidente (LW_{in}) es calibrada a partir de los datos medidos en EM_3 y se usa la misma selección de días despejados realizada para la calibración de G.

4.4.2.1. Emisividad atmosférica (ε_A)

Se utiliza la ecuación 4.5 e ingresando los datos medidos de LW_{in} y temperatura para los días despejados en la ecuación, es posible obtener la emisividad atmosférica para cielos despejados ($\varepsilon_{A-clear}$).

La $\varepsilon_{A-clear}$ es calculada mediante la ecuación 4.6, pero para un óptimo modelamiento se calibran las constantes P_1 y P_2 , por lo que se calcula la presión de vapor de agua (ecuación 4.9), que depende de la humedad relativa y la presión de vapor de saturación (ecuación 4.10).

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T [^{\circ}C]}{T [^{\circ}C] + 237,3}\right) \quad (4.9)$$

$$e_a = RH\left(\frac{e_s}{100}\right) \quad (4.10)$$

Se procede entonces a generar un gráfico de dispersión de $\varepsilon_{A-clear}$ versus la tasa de cambio de presión de vapor por temperatura ($\frac{e_a}{T}$) y generar un ajuste de la forma de la ecuación 4.6 para obtener los coeficientes.

Una vez ya obtenidos P_1 y P_2 , se procede a utilizarlos para generar una $\varepsilon_{A-clear}$ modelada, utilizando la misma ecuación 4.6, y luego se introduce en la ecuación 4.5 para obtener una $LW_{in-clear}$ modelada también.

4.4.2.2. Factor de nubes (F_{cl})

Teniendo una $LW_{in-clear}$ modelada y los datos de LW_{in} medido para todos los días, se procede a seleccionar el mismo rango de horas utilizado para la calibración de G: 9-18 horas, se calcula entonces F_{cl} mediante la ecuación 4.8 y se realiza un ajuste entre éste y n_{eff} mediante un polinomio de orden 3.

Posterior a la calibración basada en los datos recolectados por la estación, se realiza un cambio, incorporando el efecto de los penitentes sobre la LW_{in} , se añade la LW recibida desde las superficies a sus alrededores, en este caso penitentes, tal como se muestra en la ecuación 4.11 dada por Marks and Dozier (1979), lo cuál será considerado para las calibraciones siguientes y la ejecución del modelo.

$$LW_{in-total} = LW_{in}SVF_{micro} + LW_{out}(1 - SVF_{micro}) \quad (4.11)$$

4.4.3. Albedo

De manera similar a Mölg and Hardy (2004) se utilizan en primera instancia la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) por lo cuál se utilizan las ecuaciones 4.12 y 4.13, cuyas variables se definen mas abajo.

$$\alpha_{snow}^{(i)} = \alpha_{firn} + (\alpha_{frsnow} - \alpha_{firn})exp\left(\frac{s - i}{t^*}\right) \quad (4.12)$$

$$\alpha^{(i)} = \alpha_{snow}^{(i)} + (\alpha_{ice} - \alpha_{snow})^{(i)}exp\left(\frac{-d}{d^*}\right) \quad (4.13)$$

La ecuación 4.12 permite calcular el albedo de la nieve y requiere valores de albedo característicos para la neviza (α_{firn}) y nieve fresca (α_{frsnow}), además de un valor de tiempo que indique cuan rápido ocurre la transformación de nieve a neviza (t^*), el numero de día en el cuál ocurrió la ultima nevada (s) y del día en estudio (i).

La calibración comienza con la generación de una matriz de valores de albedo de nieve de acuerdo a la ecuación 4.12. Para los valores de albedo se consideran valores dentro de los rangos dados por Cuffey and Paterson (2010) (tabla B.2). Para el parámetro t^* se establece un rango entre 0 y 10 días, mientras que el parámetro s , que es el día en el que ocurrió la ultima nevada, es obtenido a partir de un análisis y correlación entre la precipitación tomada de la EM_3 , cuyos valores sean mayores a $0,5[cm]$ para eliminar el error, y de los valores de albedo medidos en EM_2 filtrados entre las 11 y las 16 horas, considerando los valores con un ángulo de elevación solar mayores a los 25° y estableciendo como valor máximo 0,95.

Luego de lo anterior se procederá a generar una nueva matriz del albedo total de acuerdo a la ecuación 4.13, en ella d es la profundidad del manto nival y d^* corresponde a un valor de profundidad de nieve en la cuál se establece que la cobertura de nieve contribuye en un $1/e$ al valor del albedo y las capas inferiores en un $1 - 1/e$.

Para el calculo del albedo total se requiere la altura de la nieve (d), por lo que es necesario utilizar el registro del sensor ultrasónico SR50 para obtenerla. Para d^* se establece un rango entre 0 y 100 [cm].

Finalmente se escogen los valores con los que se logra un mejor ajuste con el albedo medido. De no lograrse un buen ajuste se propone alguna alternativa y además se analiza la posibilidad de agregarle variabilidad espacial y temporal a esta variable.

4.4.4. Rugosidad

El calculo del intercambio de calor turbulento que se realiza en el modelo se realiza mediante el *bulk method*, tal como se describe en Mölg and Hardy (2004), donde se utilizan las siguientes ecuaciones:

$$QS = c_p \rho_0 \frac{p}{p_0} \frac{\kappa^2 v (T_a - T_s)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_h}{z_{0h}}\right)} \quad (4.14)$$

$$QL = 0,623 L_v \rho_0 \frac{1}{p_0} \frac{\kappa^2 v (e_a - E_s)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v}{z_{0v}}\right)} \quad (4.15)$$

En ellas c_p corresponde al calor específico del aire a presión constante ($1010 [Jkg^{-1}K^{-1}]$), ρ_0 es la presión atmosférica al nivel del mar ($1013 [hPa]$), p es la presión atmosférica [hPa], κ es la constante de von Karman (0,4); z_h , z_m y z_v corresponden a la altura en metros, en la cual se tomaron las mediciones de temperatura del aire ($T_a [K]$), velocidad del viento ($v [ms^{-1}]$) y presión de vapor del aire ($e_a [hPa]$), respectivamente, mientras que z_{0h} , z_{0m} y z_{0v} son los largos de rugosidades para el calor, para el momentum y para la presión de vapor, correspondientemente, en metros; E_s corresponde a la presión de vapor en la superficie asumiendo saturación ($[hPa]$) y L_v es la constante de calor de vaporización ($2,514 [MJkg^{-1}]$), que se reemplaza por la constante de calor de sublimación si la temperatura de superficie (T_s) es menor al punto de fusión.

La variable z_{0m} es una medida de la rugosidad aerodinámica de la superficie, que se define como la altura sobre la superficie en la cual el perfil logarítmico extrapolado de la velocidad del viento es igual a 0, en tanto z_{0h} y z_{0v} indican la altura sobre la superficie en la cual el perfil logarítmico de temperatura y presión de vapor, respectivamente, alcanzan el valor de superficie (Mölg and Hardy, 2004). Se analizan tres casos: el primero, en el que el largo para las tres rugosidades es el mismo y el segundo y el tercero, en donde las rugosidades para la presión de vapor y calor son iguales pero uno y dos ordenes menor que la del momentum, respectivamente, y se decide cuál es el adecuado.

Se utiliza un método morfométrico basado en la altura para definir el valor de z_{0m} la cual es la regla del pulgar (Rt), la que sostiene que la rugosidad se relaciona con el promedio de la altura de los elementos u obstáculos tal como se muestra en la ecuación 4.16, donde f_{0m} es una constante empírica obtenida a partir de observaciones (Grimmond and Oke, 1999).

$$z_{0m} = f_{0m}H \quad (4.16)$$

Se impone para lo anterior un valor mínimo para z_{0m} de $0.1[\text{mm}]$, que corresponde al valor obtenido por Lewis et al. (1999) en una superficie horizontal de un glaciar canadiense ubicado en un ambiente frío y seco, y usado también por Mölg and Hardy (2004), al momento de generar los MNTs.

En cuanto al valor de z_m , se asume que el sensor está ubicado a una altura z_m encima de una superficie plana al comienzo y que posteriormente los penitentes crecen por debajo tal como se muestra en la figura 4.2, por lo que a cada instante el nuevo nivel de referencia sería z_m menos el cambio de superficie, lo que ya se hace dentro del modelo, pero este cambio de superficie, en este caso, se define como se muestra en la ecuación 4.17, donde en realidad es un promedio entre el cambio de las puntas (dz_{peaks}) y los valles. En ella dh_{pen} corresponde al cambio de tamaño de los penitentes entre el instante actual y el previo $dh_{pen} = dh_{pen}(t) - dh_{pen}(t - 1)$. De esta ecuación se despeja dz_{peaks} , que es la variable que interesaría corregir.

$$sfch = \frac{(dz_{peaks} - dh_{pen})}{2} \quad (4.17)$$

Se le añade además un parámetro d adicional, que corresponde a la altura de cero desplazamiento, la cual es calculada mediante la misma regla Rt, pero en este caso el factor ahora es denominado f_d (ec. 4.18), y se define adicionalmente la variable d_{down} como $-(1 - f_d)H$.

$$z_d = f_d H \quad (4.18)$$

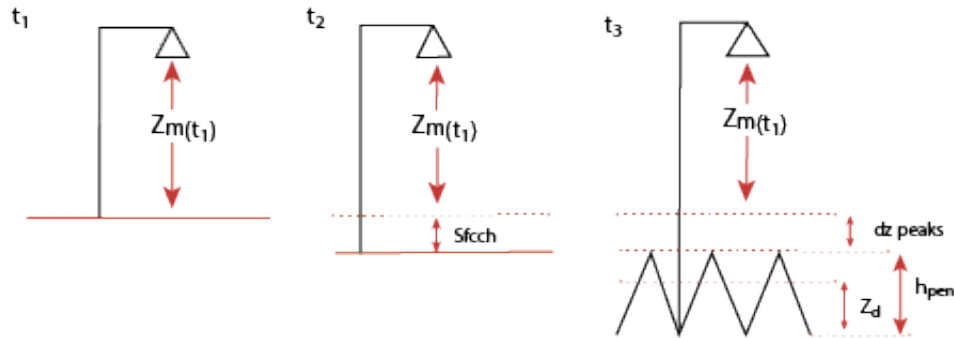


Figura 4.2: Modelo de evolución de la superficie glaciar.

Las nuevas ecuaciones para el calculo de los flujos turbulentos quedarían entonces como se muestra a continuación:

$$QS = c_p \rho_0 \frac{p}{p_0} \frac{\kappa^2 v (T_a - T_s)}{\ln\left(\frac{z_m - dz_{peaks} - d_{down}}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_h - dz_{peaks} - d_{down}}{z_{0h}}\right)} \quad (4.19)$$

$$QL = 0,623 L_v \rho_0 \frac{1}{p_0} \frac{\kappa^2 v (e_a - E_s)}{\ln\left(\frac{z_m - dz_{peaks} - d_{down}}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v - dz_{peaks} - d_{down}}{z_{0v}}\right)} \quad (4.20)$$

Sin embargo debido a que no se disponen de mediciones fieles de la altura de los sensores para forzar la calibración, la ejecución de esta y el modelo se llevan a cabo sin considerar la corrección por el cambio de superficie (dz_{peaks}), ya que al corregir con una simulada las diferencias y errores se amplifican mucho mas, ya entendido esto, se calibran f_0 y f_d de acuerdo al balance de masa obtenido en modo puntual en EM_2 , generando diversos balances de masa para valores prescritos de f_0 y f_d entre 0.01 y 1.

4.4.5. Balance de Masa

Ya con las calibraciones y modificaciones anteriores se procede a ejecutar el modelo Mölg v2.2 y a analizar los resultados, particularmente los promedios mensuales de los flujos de energía y las tasas de ablación y acumulación por los distintos procesos que ocurren en el glaciar.

Además, se ejecuta un balance de masa distribuido plano, es decir, sin considerar la presencia de penitentes en el glaciar, para así comparar con la simulación previa.

Capítulo 5

Resultados y discusiones

5.1. Análisis de datos meteorológicos

En la figura 5.1, se presenta un perfil de elevación del glaciar, que pasa aproximadamente por la parte central de este, pasando por las estaciones meteorológicas, para poder entender de mejor manera los cambios altitudinales entre las estaciones y con ello, los gradientes de las distintas variables meteorológicas.

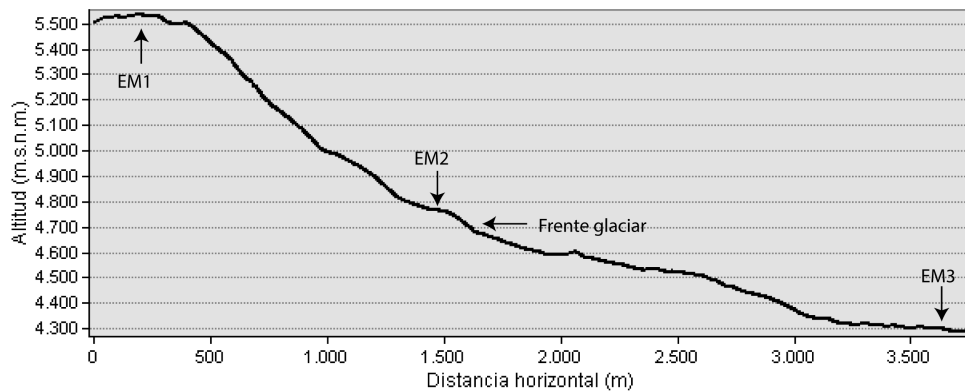


Figura 5.1: Perfil de elevación del glaciar Tapado y parte de la zona proglacial, se incluyen la localización de las estaciones meteorológicas y del frente glaciar.

5.1.1. Velocidad del viento

Los promedios horarios de la velocidad del viento medida en las estaciones meteorológicas 1, 2 y 3 del glaciar Tapado se presentan en la figura 5.2, donde se observa que en la estación EM_1 , situada cerca de la cumbre, los valores son bastante constantes, presentando un valor mínimo a las 0:00 de $4,127[m/s]$ y un máximo a las 8:00 de $4,551[m/s]$; en EM_2 los promedios horarios son mucho mas variables, el valor mínimo se registra a las 8:00 y es de $1,813[m/s]$, mientras que el máximo ocurre a las 14:00 y es de $3,531[m/s]$; los valores en

EM_3 se comportan de manera similar que los de EM_2 , presentando el valor mínimo también a las 8:00, el cual es $2,203 [m/s]$, y un valor máximo a las 15:00 de $4,910 [m/s]$.

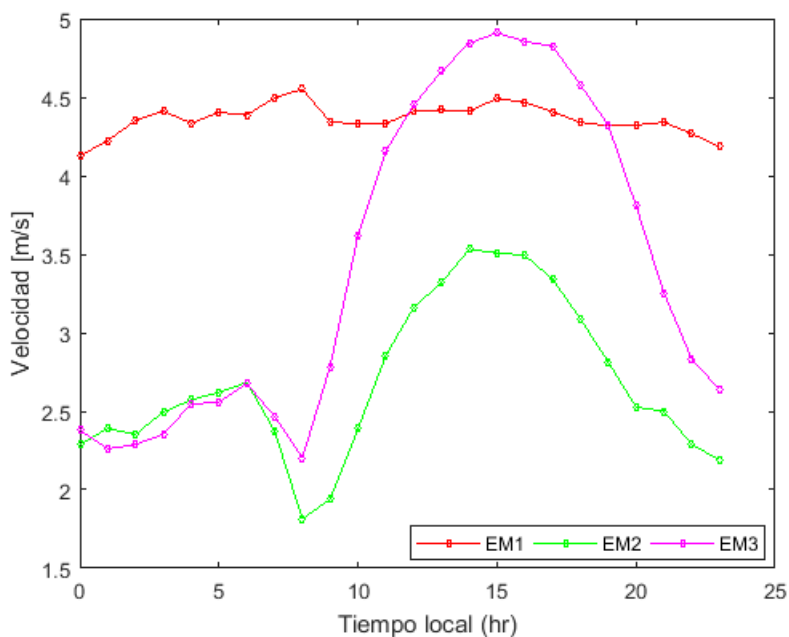


Figura 5.2: Promedio horario de la velocidad del viento en las estaciones meteorológicas 1, 2 y 3 del glaciar Tapado.

El promedio horario del gradiente altitudinal de la velocidad del viento entre las estaciones se presenta en la figura 5.3. El promedio diario de este gradiente entre EM_1 y EM_2 es $0,0022 [m/s \text{ por } m]$, mientras que entre EM_2 y EM_3 es $-0,0016 [m/s \text{ por } m]$.

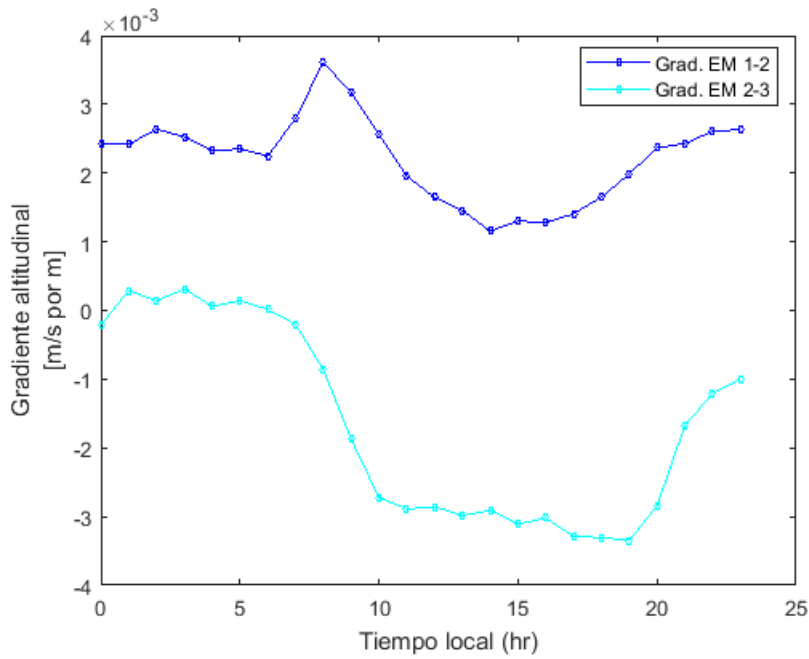


Figura 5.3: Promedio horario del gradiente altitudinal de la velocidad del viento entre las estaciones meteorológicas 1-2 y 2-3 del glaciar Tapado.

5.1.2. Temperatura del aire

Los promedios horarios de la temperatura del aire medida en las tres estaciones se presentan en la figura 5.4, en la que se puede ver claramente que la temperatura disminuye con la altura y además que los mayores promedios para las tres estaciones ocurre a las 14:00 los cuales son $-4,386[{}^{\circ}C]$, $2,171[{}^{\circ}C]$, $9,216[{}^{\circ}C]$, para las estaciones EM_1 , EM_2 y EM_3 , respectivamente; los menores valores son $-6,016[{}^{\circ}C]$ para la estación EM_1 y ocurre a las 6:00, mientras que en la estación EM_2 este valor es $-2,993[{}^{\circ}C]$ y tiene lugar a las 3:00, en tanto en la estación EM_3 el menor valor es $0,138[{}^{\circ}C]$ y sucede a las 6:00.

Se definió además las horas diurnas y nocturnas, en base a los ciclos diarios de radiación solar en EM_2 , estableciendo que a las 7:00 comienza el día y que a las 20:00 es la hora de su término.

Durante las horas de día el gradiente altitudinal de la temperatura del aire entre las estaciones EM_1 y EM_2 es $-0,0075[{}^{\circ}C \text{ por } m]$, mientras que durante la noche el valor es $-0,0044[{}^{\circ}C \text{ por } m]$. En tanto entre EM_1 y EM_3 el valor diurno de este gradiente es $-0,0119[{}^{\circ}C \text{ por } m]$, mientras que el nocturno es $-0,0094[{}^{\circ}C \text{ por } m]$. (Figura 5.5)

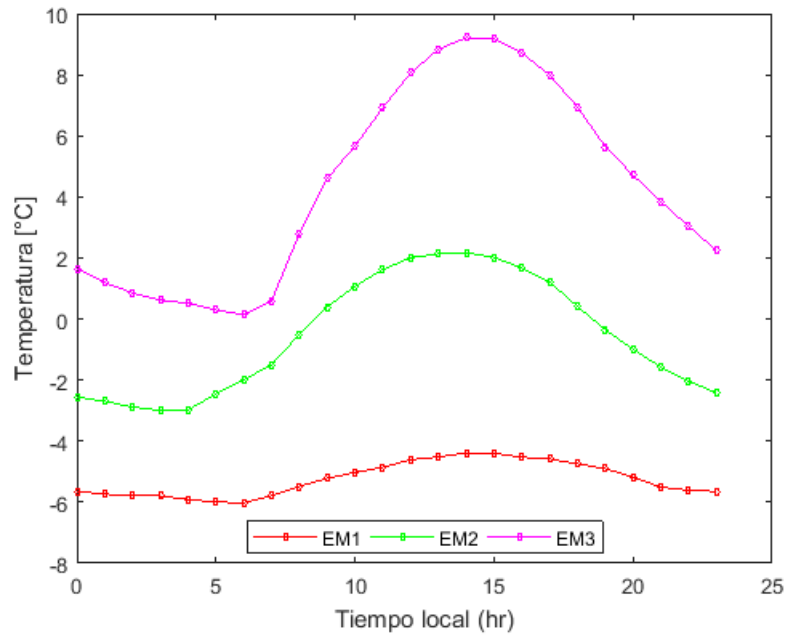


Figura 5.4: Promedio horario de la temperatura del aire en las estaciones meteorológicas 1, 2 y 3 del glaciar Tapado.

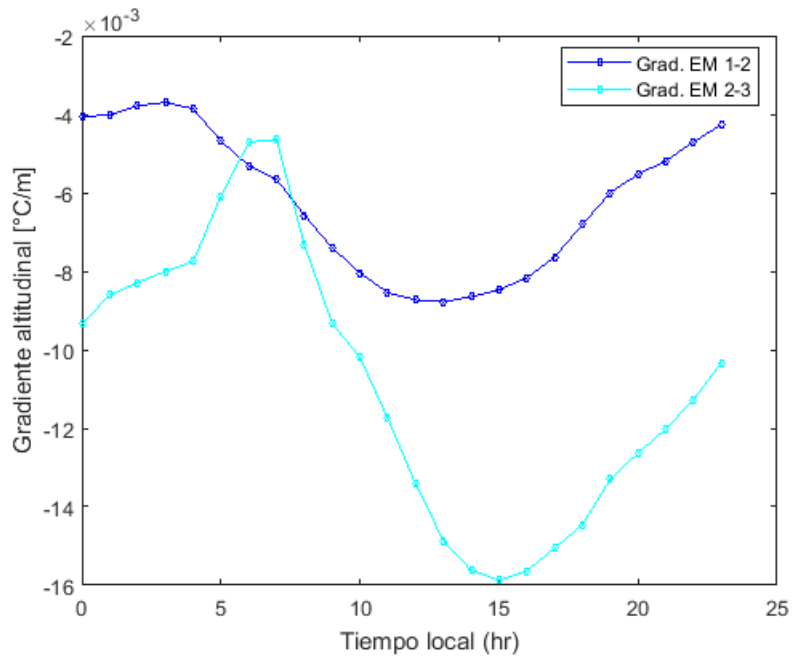


Figura 5.5: Promedio horario del gradiente altitudinal de la temperatura del aire entre las estaciones meteorológicas 1-2 y 2-3 del glaciar Tapado.

5.1.3. Temperatura crítica

El promedio horario de la temperatura crítica para EM_2 se presenta en la figura 5.6, donde se observa que su máximo valor es $5,022[^\circ C]$ y se produce al mediodía, mientras que el menor es $3,39[^\circ C]$ y ocurre a las 20:00, los que corresponden al menor y al mayor valor del promedio horario de la humedad relativa respectivamente, para la misma estación. En la estación EM_3 el máximo valor es $5,979[^\circ C]$ y el mínimo es $3,7220[^\circ C]$.

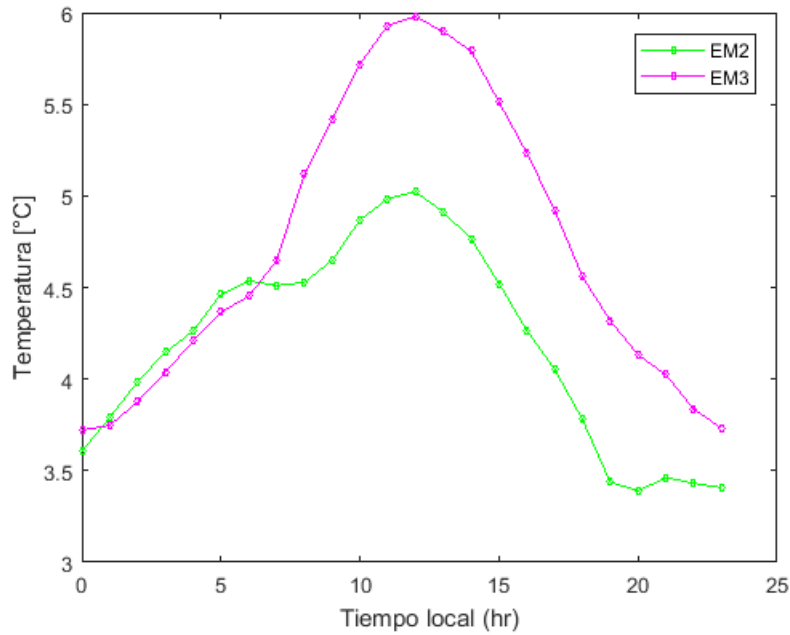


Figura 5.6: Promedio horario de la temperatura crítica en la estación meteorológica 2 del glaciar Tapado.

5.1.4. Altura de nieve inicial

La altura de nieve inicial en el glaciar se calculó utilizando los datos de las mediciones de espesor de nieve de DGA (2012), que se encuentran anexos en la tabla A.2. Se realizó un ajuste polinomial de grado dos entre los puntos de medición, el cual se presenta en la figura 5.7, de manera similar a lo realizado en DGA (2012), con el que se reporta un RMSE de 40 [cm] aproximadamente y un R^2 de 0,58, por lo que se puede decir que no es un muy buen ajuste.

No existiendo mayor información, se generó un MNT de altura de nieve inicial en base al ajuste anterior, para así ejecutar el modelo en el glaciar Tapado, el cuál se presenta en la figura 5.8, donde se observa que la mayor cantidad de nieve inicial se concentra en las partes medias del glaciar.

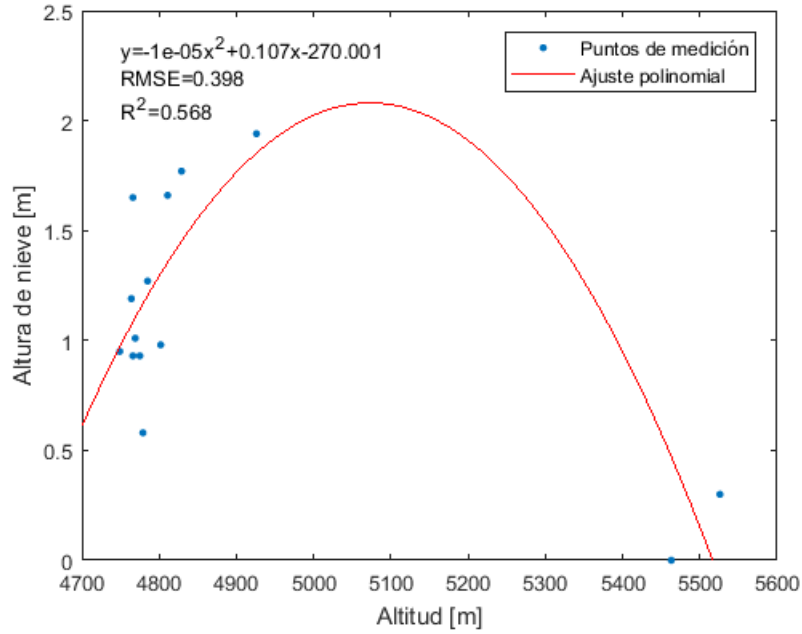


Figura 5.7: Mediciones de altura de nieve en el glaciar Tapado con un ajuste polinomial de grado 2. Basado en DGA (2012)

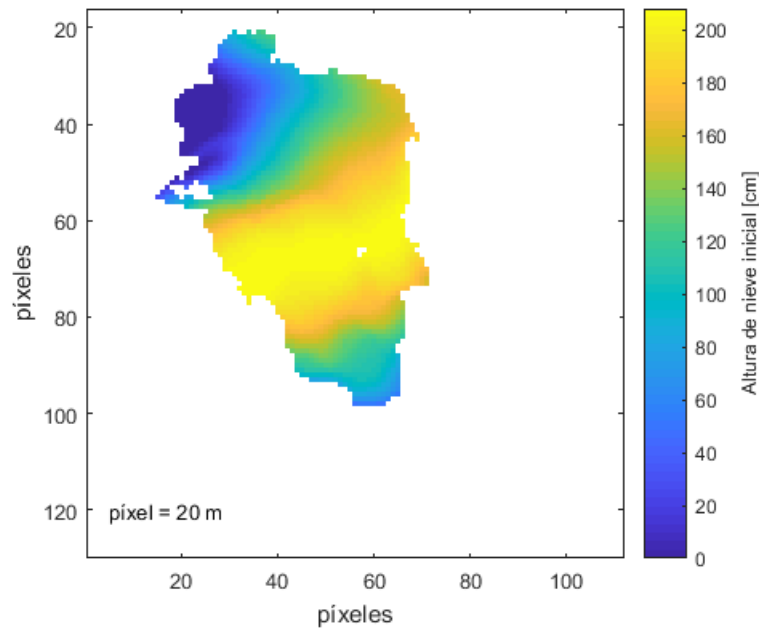


Figura 5.8: Altura de nieve inicial modelada en el glaciar Tapado de acuerdo a un ajuste polinómico de grado dos entre los datos de las mediciones de DGA (2012).

Para la ejecución del modelo se considerarán entonces este MNT de altura de nieve inicial y los valores de los gradientes entre EM_1 y EM_2 , ya que, como se puede ver en la figura 5.1, la pendiente no es constante entre las tres estaciones y para la temperatura crítica se

utilizara el valor obtenido en la EM_2 ya que EM_3 no se encuentra en el glaciar propiamente tal.

5.2. Tratamiento de imágenes

Se bajó la resolución del DEM y en base a él, se generaron los mapas de aspecto y pendiente, figuras anexas B.1 y B.2, respectivamente; en estos se puede observar que la orientación es predominantemente SE y que el rango de pendientes del glaciar es bastante variado, a esta resolución, la mayor pendiente observada es de $68,503^\circ$, mientras que la menor es cercana a una superficie plana con $0,054^\circ$ de inclinación.

Para la delimitación del área glacial se considera que el glaciar Tapado en el año 2010 presenta una parte entre cubierta a parcialmente cubierta por detritos, ubicada en su parte oeste, bajo un afloramiento de roca o *nunatak*, ver figura 5.9, esto genera dificultades dado que el modelo de Mölg et al. (2008, 2009a), no permite la inclusión de parámetros para modelar los procesos en una situación como esta; por esta razón se decidió incluir la zona dentro del área glacial a simular, asumiéndola como una zona descubierta dado el bajo porcentaje que esta representa, 2,412% del área total.

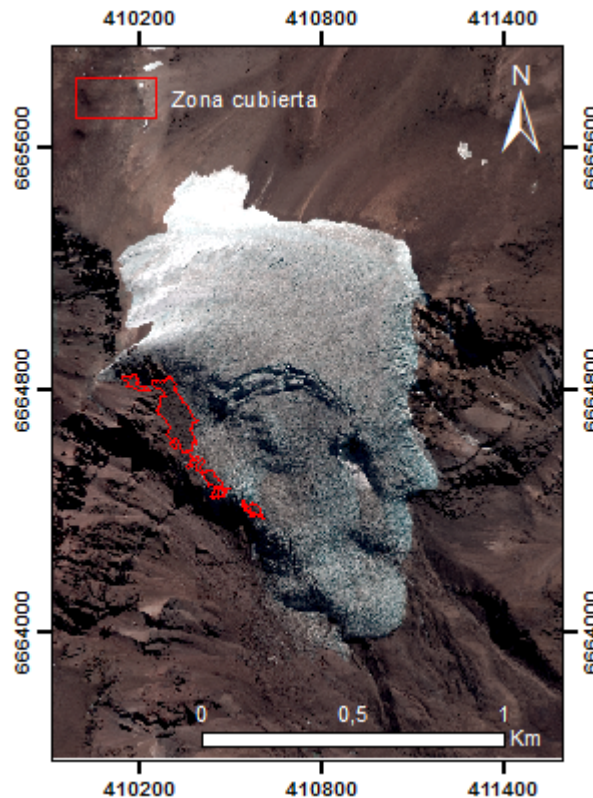


Figura 5.9: Zona cubierta por detritos en el glaciar apado (2,412% del área glacial total), imagen GeoEye 2010.

El calculo del SVF se presenta en la figura 5.10, donde se puede observar que este varía

entre 0,653 y 0,993, siendo la parte de la cumbre y del *plateau* adyacente a esta, la zona que presenta mayores valores, por lo que corresponden a los lugares que reciben una mayor cantidad de radiación solar directa.

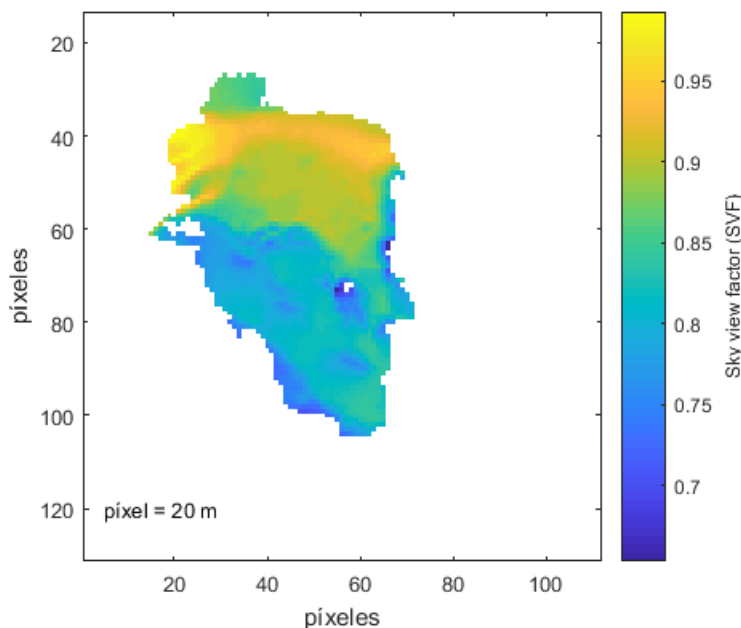


Figura 5.10: *Sky view factor* calculado para el glaciar Tapado mediante el módulo del modelo de Mölg (2012)

5.3. Morfología y factor de visibilidad aérea de los penitentes

Para el análisis de la morfología de los penitentes, se consideraron los datos de una transecta realizada entre los arcos de ablación 3 y 5 (ver fig. 2.2 a modo de ubicación), en la cual se midieron algunas características morfológicas de 28 penitentes como lo son su altura (H), el ancho entre sus puntas y el entre sus bases (*tip/bottom width*) y la razón entre su alto y el *tip width* (HW), estas se encuentran en la tabla B.1 anexa y se presentan en la figura 5.11 algunos de estos resultados: en la subfigura a) se puede observar que la altura de estos llega hasta $2,4[m]$ y que el máximo *tip width* alcanza los $1,30[m]$, mientras que en la subfigura b) se presentan las razones HW en donde se puede ver que esta varía entre 0,77 y 2,87, finalmente en c) se presenta una combinación de los resultados anteriores y se establece una relación lineal entre las alturas de estos y sus razones HW , de lo que resulta que $HW = 0,0098H + 0,3583$.

Además, se tiene como información lo observado en los perfiles topográficos medidos en los arcos de ablación (figura A.1) y lo reportado por DGA (2012), que indican que la altura de los penitentes aumenta desde la cumbre hacia la base del glaciar, alcanzando en EM_2 hasta $2,5[m]$ de altura a final de la temporada de verano.

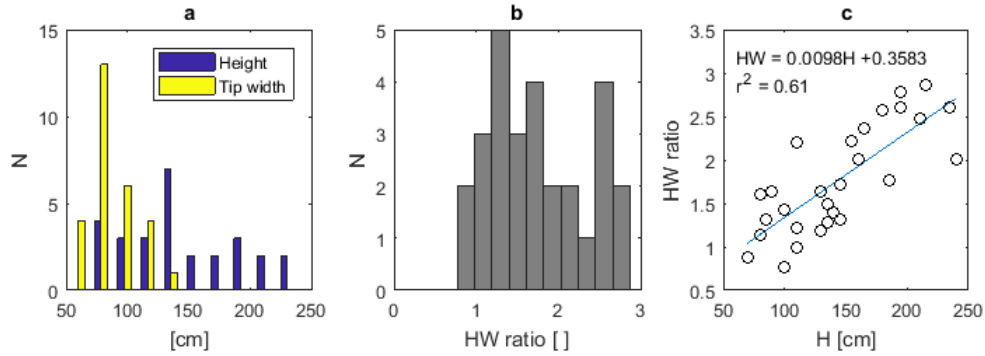


Figura 5.11: Características morfológicas de 28 penitentes medidas en una transecta entre los arcos de ablación 3 y 5 del glaciar Tapado. A) Histograma de altura (H) y *tip width*, B) Histograma de la razón entre su alto y su ancho (HW), C) HW vs H.

Por todo lo anterior, se estableció una altura de $0[m]$ en todo momento para la cumbre y un rango de $0,2[m]$ a $2,5[m]$ para EM_2 , el cuál se dividió en intervalos equiespaciados para generar valores para las $3120[hr]$ en estudio. Para cada instante se realizó una regresión lineal entre los valores de la cumbre y la estación, con lo cual se generaron diversos MNTs, teniéndose entonces una evolución temporal del gradiente de alturas de penitentes. En la figura 5.12, se presentan los MNTs para el instante inicial y final, dónde se puede visualizar claramente los gradientes de alturas y la evolución del tamaño de los penitentes. Ya con éstos MNTs, se generaron otros de HW, considerando la relación entre estos parámetros, mencionada anteriormente.

La geometría de los penitentes fue definida en base a lo observado en el glaciar, en la figura 3.5 se puede ver una foto de estos localizados en la parte baja del glaciar, es por esto que se definió una geometría simplificada como la que se muestra en la figura 5.13, que corresponde a una pirámide con una cara vertical que mira ladera arriba y de base cuadrada en principio, la cual al agregarle el efecto de la pendiente, ángulo β en la figura, se transforma en un rectángulo, pero mirada desde arriba conserva su forma cuadrada en todo momento. Los penitentes se modelan sin espaciamiento entre sus bases.

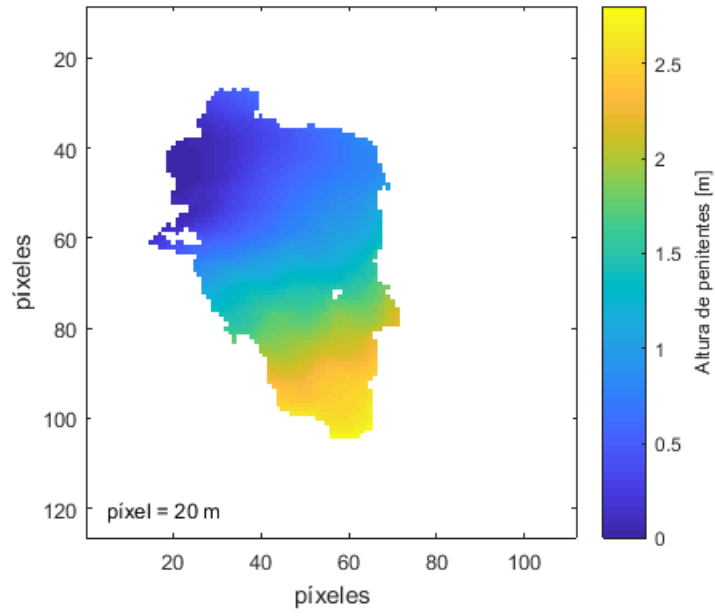
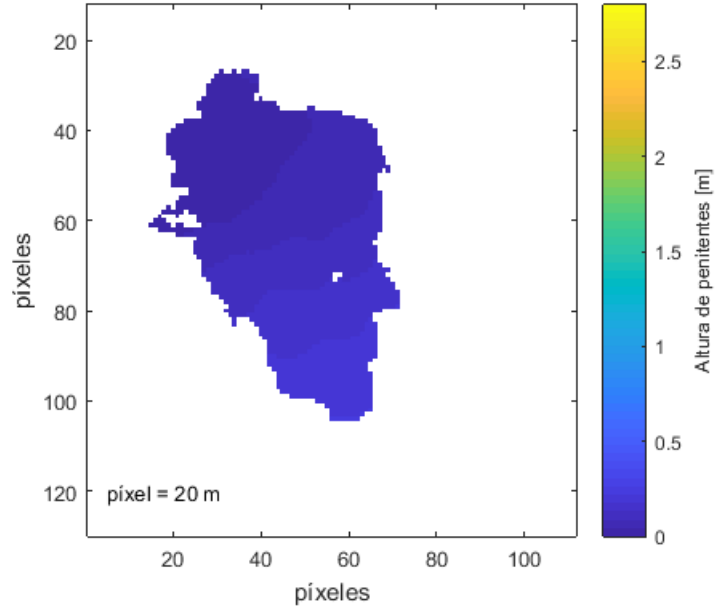


Figura 5.12: Alturas de penitentes en el glaciar Tapado para el 03 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012.

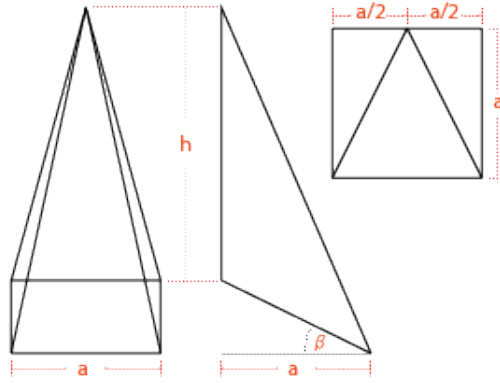


Figura 5.13: Aproximación geométrica de la forma de un penitente.

Posteriormente se calculó el SVF_{micro} , ver ecuación 4.1, utilizando un rango de HW entre 0,1 y 5,1, con un espaciamiento de 0,1, el que incluye a todo el rango de HW que se observa en la figura 5.11; y un rango de pendientes entre 0° y 90° espaciadas cada 10° , para cubrir todo el rango de pendientes posibles. En la figura 5.14, se presenta un MNT modelado con 15 x 15 penitentes con una altura de 1[m] cada uno, un HW de 2,1 y con una pendiente de 10° , a modo de ejemplo, para mostrar las superficies modeladas sobre las cuales se calculó el SVF_{micro} .

Se presentan también los resultados del SVF_{micro} calculado para todo el rango de HW y de pendientes dado, con ajustes polinómicos de grado 3 en la figura 5.15, en donde se observa que a pendiente constante, el SVF_{micro} disminuye a medida que la razón HW aumenta y también que desde un valor de HW de 1,8 aproximadamente, se cumple que el SVF_{micro} aumenta con la pendiente.

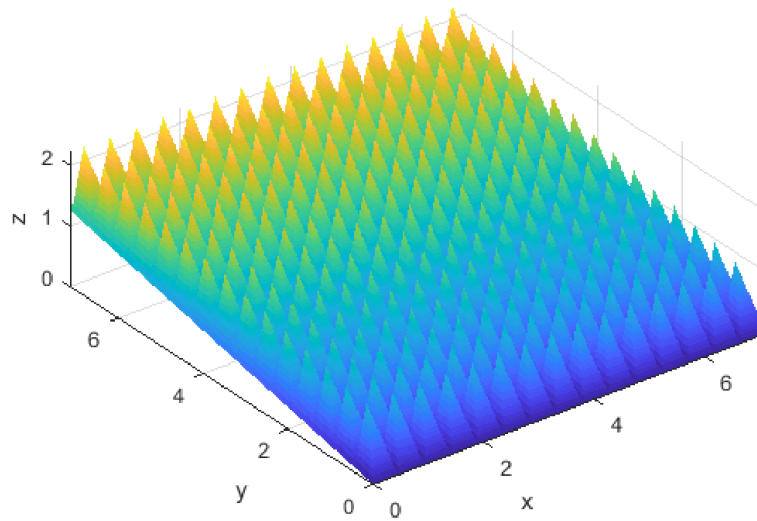


Figura 5.14: Superficie modelada de 15x15 penitentes de 1 m de altura, una razón HW de 2.1 y una pendiente de 10° .

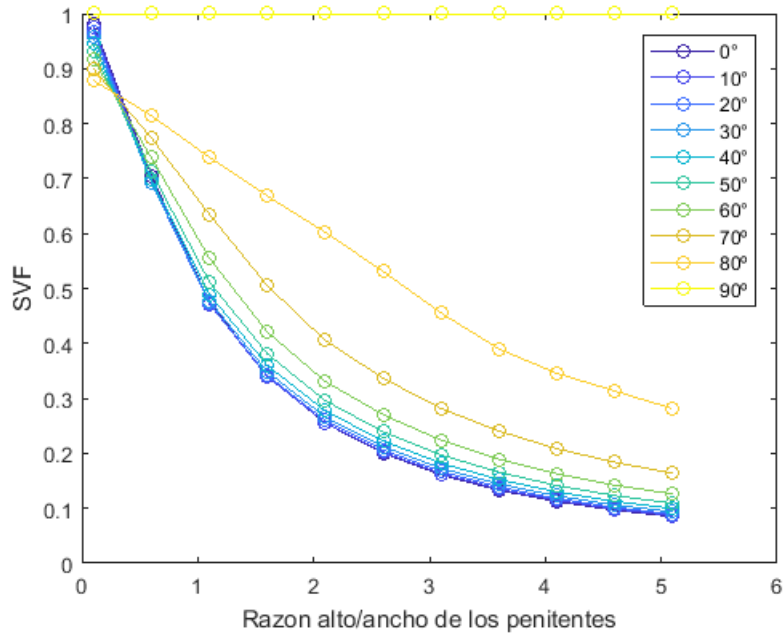


Figura 5.15: SVF_{micro} vs razón H/W de los penitentes, para pendientes entre 0 y 90°.

Para generar los MNTs de SVF_{micro} para todo el rango de pendientes del glaciar, es decir no solamente los valores discretos espaciados cada 10°, se realizaron interpolaciones entre los ajustes de SVF_{micro} , lo que se podría representar como líneas verticales entre los valores de la figura 5.15, y con ello se calcularon finalmente los SVF_{micro} para todo el glaciar durante todo el periodo de tiempo, ya que como sabemos, el HW tiene una evolución temporal ya calculada; se generaron así diversos MNTs como los que se presentan en la figura 5.16, los cuales corresponden al instante inicial y final del periodo, pudiéndose observar el cambio de este parámetro, que obviamente disminuye con el crecimiento de los penitentes.

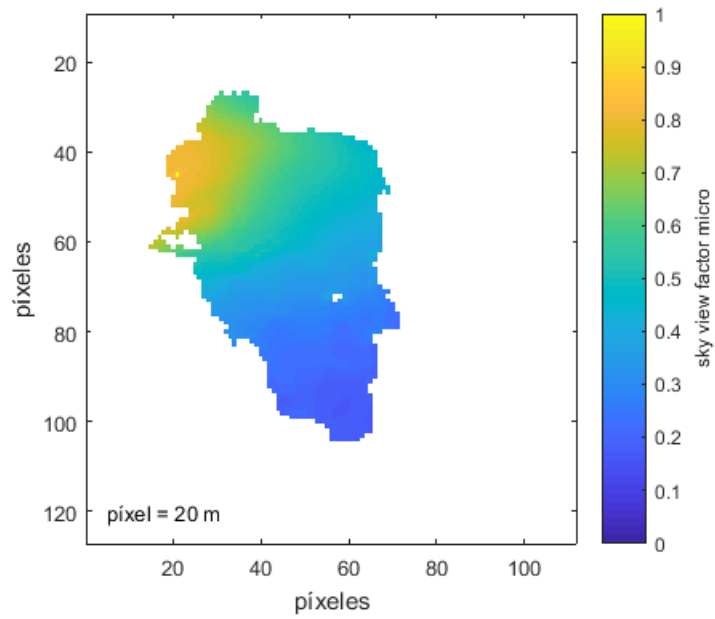
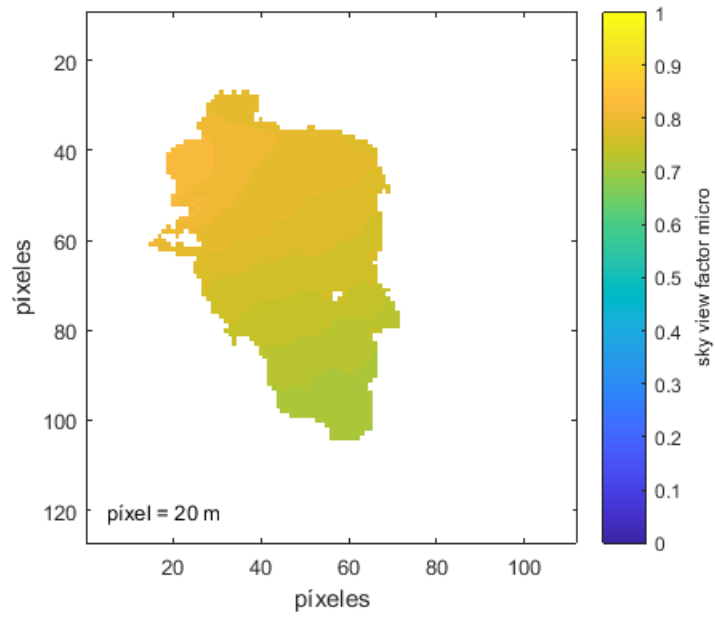


Figura 5.16: SVF_{micro} en el glaciar Tapado para el 03 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012.

5.4. Parametrizaciones y calibración del modelo

5.4.1. Radiación solar

5.4.1.1. Constante de radiación difusa

Usando solamente los puntos 1 y 3 mencionados en la sección 4.4.1.1, se obtienen 53 días considerados como despejados y complementándolo con la selección manual el número de días aumenta a 74.

Luego de la iteración pertinente de los valores de la constante de radiación difusa, se obtiene que con un $k_{dif} = 0,64$ se logra el mejor ajuste, con un error medio cuadrático a escala horaria de $47,69 [W/m^2]$ (figura B.3).

Se observa que el modelamiento presenta un buen coeficiente de correlación entre G modelado y medido ($r = 0,995$), pero se aprecia una dispersión importante en los valores más bajos de radiación (figura 5.17), esto se correlaciona además con la diferencia que se observa en las últimas horas del día en el ciclo diario promedio de G (figura 5.18), en donde también se puede ver que no se logra un buen ajuste en los valores mayores.

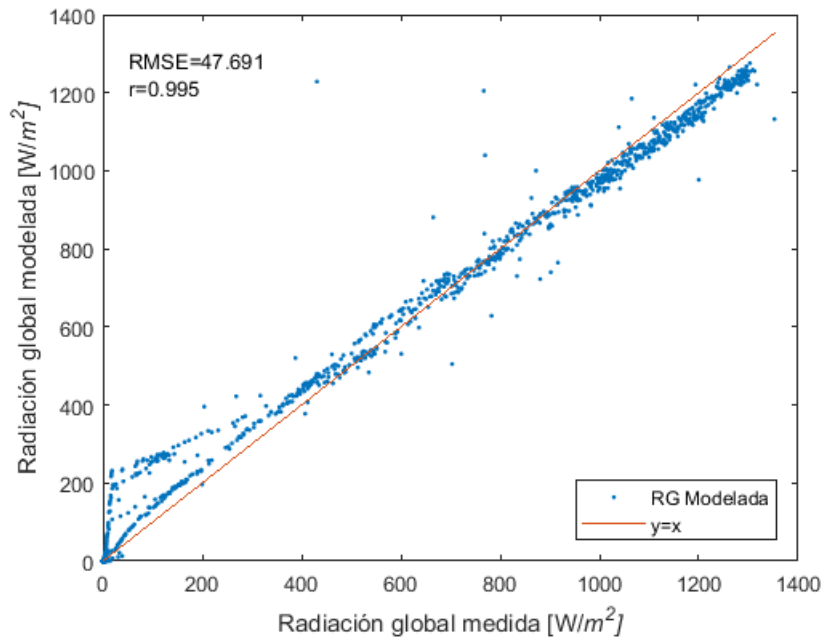


Figura 5.17: Radiación global horaria modelada ($k_{dif} = 0.64$) vs medida para cielos despejados, utilizando 24 horas de datos diarios.

Por lo anterior se decide solamente considerar un periodo de tiempo entre las 9:00 y las 18:00 horas, establecido de acuerdo a los ciclos diarios de radiación solar, a modo de evitar las horas de noche con valores nulos y los ángulos bajos de elevación del sol que pueden provocar malas lecturas del sensor. Con esta nueva filtración se obtiene que el óptimo es un

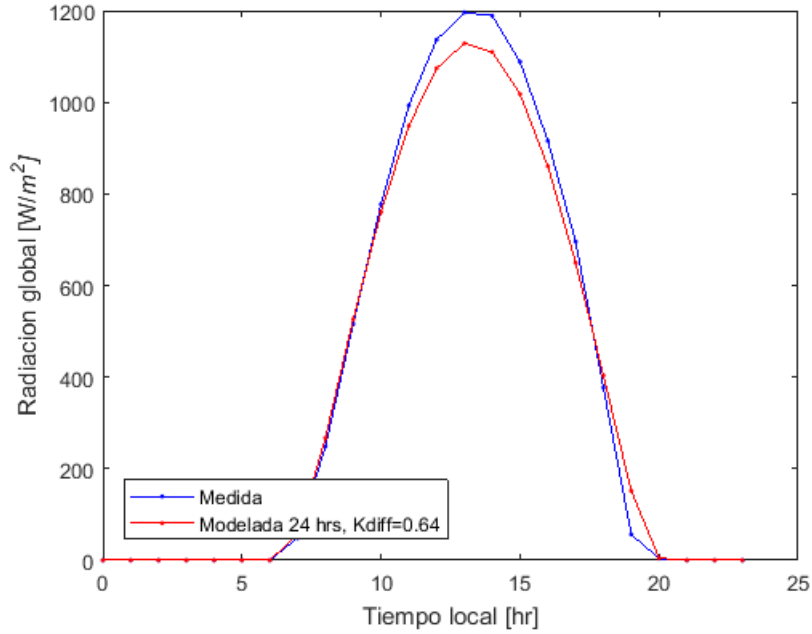


Figura 5.18: Ciclo diario de radiación global modelada ($k_{dif} = 0.64$) para cielos despejados, utilizando 24 horas de datos diarios.

$k_{dif} = 0,79$, con el que el error medio cuadrático a escala horaria es de $58,76 [W/m^2]$ (figura B.4).

Se observa que la mayor parte de los valores bajos de radiación disminuyeron, ver figura 5.19, sin embargo, esto trajo consigo un leve incremento en el error total de la simulación, así como una pequeña disminución en el coeficiente de correlación ($r = 0,985$), pese a lo anterior se considera como mejora, dado el mejor ajuste logrado en los máximos valores del ciclo diario, ver figura 5.20.

El valor obtenido para k_{dif} sobrepasa el rango dado para este parámetro, indicando un impacto aún mayor por el *scattering* por aerosoles a primera vista, pero al analizar la ecuación 4.4, tal cómo indica Mölg et al. (2009b) en sus análisis, esta no considera explícitamente la radiación difusa reflejada en la atmósfera por lo que posiblemente el valor de este parámetro aumentaría en forma de compensación.

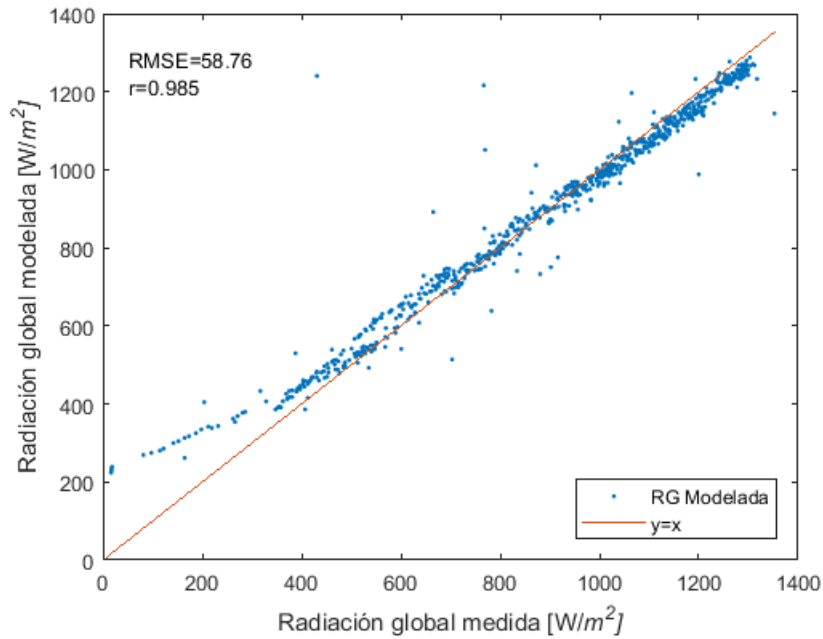


Figura 5.19: Radiación global horaria modelada ($k_{dif} = 0.79$) vs medida para cielos despejados, utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.

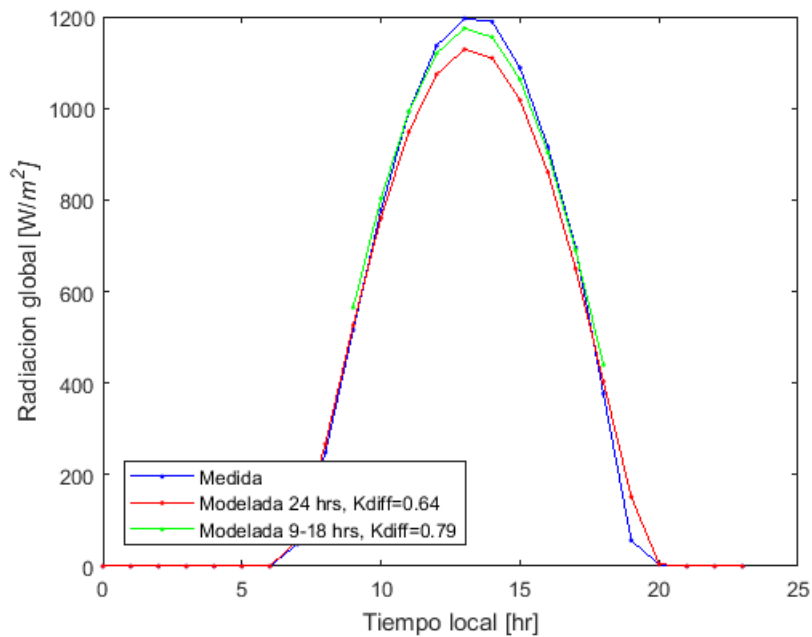


Figura 5.20: Ciclos diarios de radiación global modeladas para cielos despejados, $k_{dif} = 0,64$ utilizando 24 horas de datos diarios y $k_{dif} = 0,79$ utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.

Con la calibración ya realizada se puede ejecutar el modelo para todo el periodo de tiempo en estudio, no solamente para los días seleccionados como despejados, y así obtener una G potencial. En la figura 5.21 se presentan los promedios diarios de esta G potencial y de G

medida, donde se puede observar claramente el efecto de la nubosidad sobre la radiación incidente, donde lo que llega a superficie es bastante menor que el valor potencial.

Sumado a lo anterior se puede analizar el impacto de la componente difusa sobre la G potencial, se tiene así que D_{cs} aporta hasta un 8,285 %, comparando los promedios diarios, lo que concuerda con el bajo porcentaje obtenido por Mölg et al. (2009b) de tan sólo un 4,6 % en el monte Kibo, en el Kilimanjaro, Tanzania, y con el 2 – 10 % reportado por (Hastenrath, 1978, 1984) en en el *ice cap* Quelccaya, en los Andes peruanos y en el glaciar Lewis, en el monte Kenia, Kenia, ubicados todos a grandes altitudes.

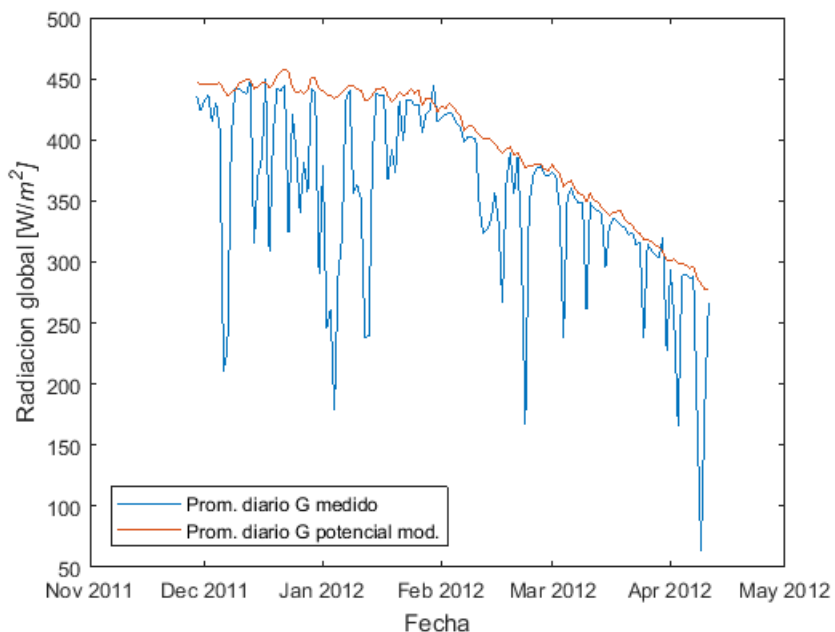


Figura 5.21: Promedio diario de la radiación global potencial modelada vs medida.

5.4.1.2. Constante de nubes (k) y fracción de cobertura de nubes efectiva (n_{eff})

Con un valor de $k = 0,8$, junto a su n_{eff} asociado dado por la ecuación 4.2, se logra el mejor ajuste, minimizando el error medio cuadrático entre G simulado y medido, es preciso notar que no corresponde a un mínimo absoluto ya que se encuentra en uno de los extremos del rango dado y que presenta un error cuadrático medio a escala horaria de 20.31 W/m^2 , ver figura B.5. El valor obtenido para k implica que el impacto de las nubes sobre G en el glaciar Tapado es mayor que en el ecuador, donde un valor de 0.65 se sugería y validaba por Hastenrath (1984) y Mölg et al. (2009b), respectivamente.

La correlación entre el G modelado y medido para todo tipo de cielo es bastante buena ($r=0.999$) y se observa que la mayor dispersión ocurre en los mayores y menores valores de radiación, ver figura 5.22. En la figura 5.23, se presenta el promedio diario de G modelado para el periodo de tiempo disponible, donde se observa que el ajuste se acerca bastante a la realidad, sin embargo es en los días despejados donde el error es un poco mayor, ya que se observa una especie de *gap* entre lo medido y modelado.

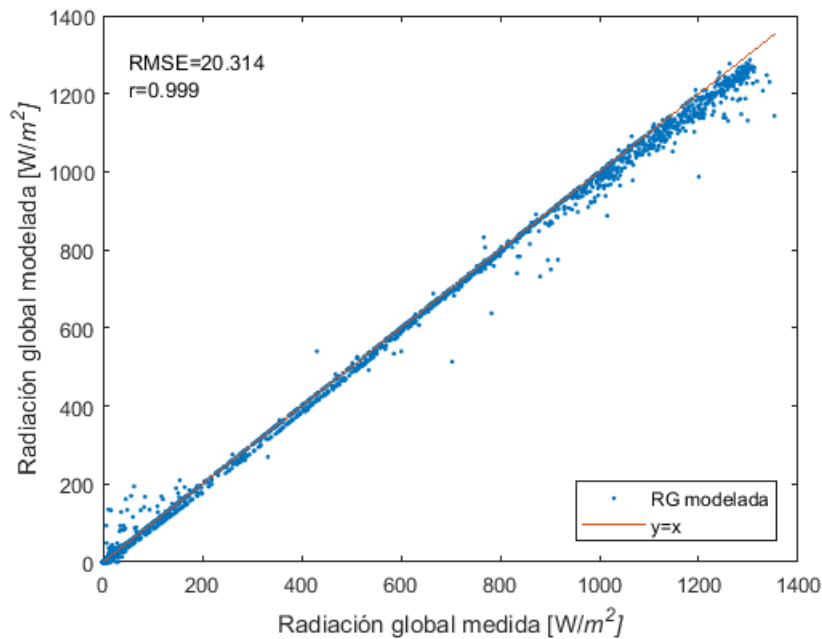


Figura 5.22: Radiación global horaria modelada ($k = 0.8$) vs medida.

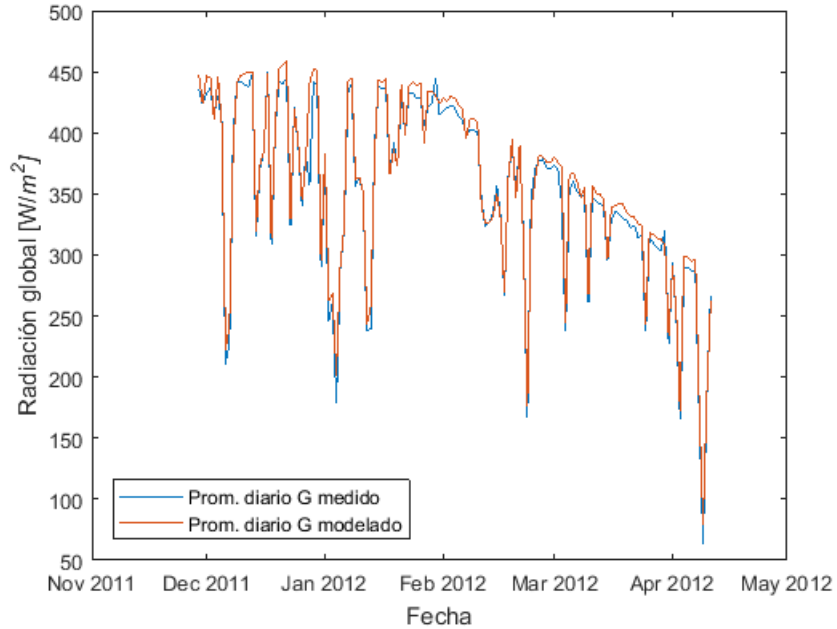


Figura 5.23: Promedio diario de la radiación global modelada vs medida.

Finalmente se modifica el n_{eff} obtenido, anulando los valores nocturnos e interpolando entre el ultimo y el primer valor de n_{eff} .

Al igual que en la sección 5.4.1.1, es posible analizar el impacto de la componente difusa sobre el G potencial, obteniéndose que el aporte de ésta es de hasta un 16,345 %, comparando igualmente los promedios diarios, por lo que se puede decir que la radiación solar que llega a superficie es principalmente por la componente directa (S_{cs}).

5.4.1.3. Validación

Ya con la calibración realizada con los datos de la EM_3 se procede a realizar la validación en la EM_2 , resultando un modelamiento con un error medio cuadrático a escala horaria de $82.49 W/m^2$ y de $24.12 W/m^2$ comparando los promedios a escala diaria.

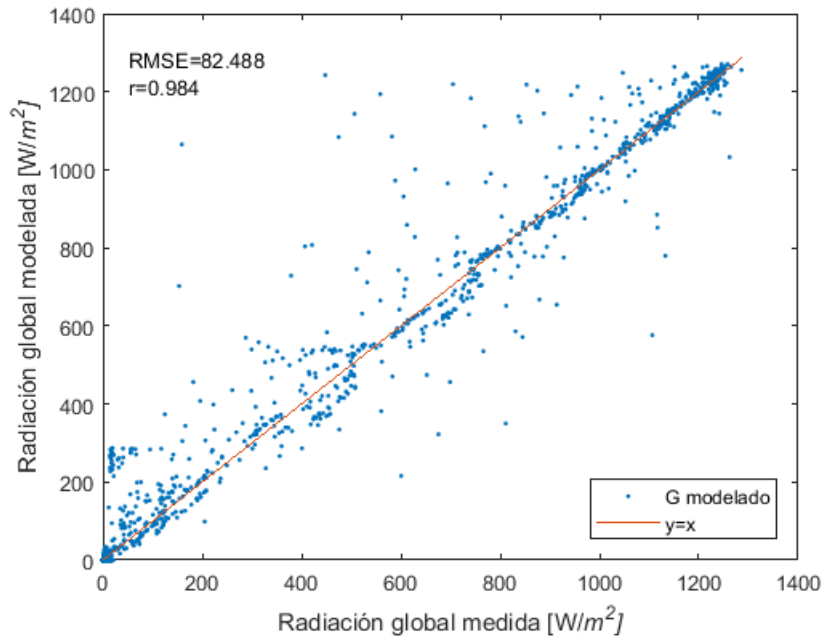


Figura 5.24: Radiación global horaria en EM_2 , modelada vs medida.

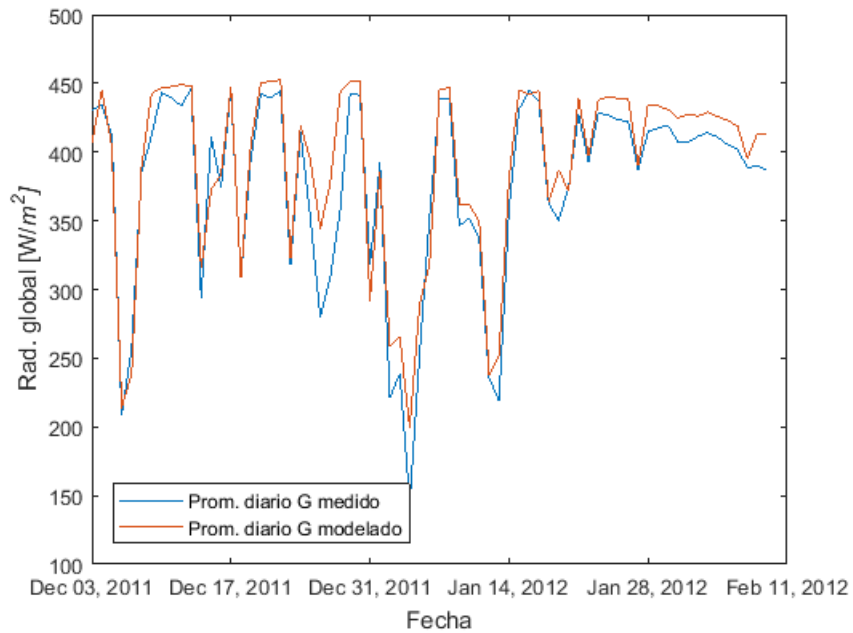


Figura 5.25: Promedio diario de la radiación global en EM_2 , modelada en vs medida.

5.4.2. Radiación de onda larga

5.4.2.1. Emisividad atmosférica (ϵ_A)

Calculada la emisividad atmosférica ($\epsilon_{A-clear}$), la presión de vapor de agua (e_a), y teniendo la temperatura del aire, tal como se explica en la sección 4.4.2, se utiliza la ecuación 4.6 y se obtiene la relación entre estos parámetros, graficada en la figura 5.26, en ésta se aprecia que los valores de emisividad caen mayormente en un rango de 0.5 a 0.75, además se incluyen dos ajustes, uno con los coeficientes dados por Brutsaert (1975) ($P1 = 1,24$ y $P2 = 7$), en negro, y otro con el ajuste realizado en este trabajo, en rojo, cuyos coeficientes son $P1 = 1,0187$ y $P2 = 10,5809$, reportando un error cuadrático medio de 0.0324.

Los valores de emisividad obtenidos son un poco mayores a los obtenidos por MacDonnell et al. (2013), quienes reportan valores de 0,45 a 0,65 en el glaciar Guanaco, ubicado a aproximadamente 90 [km] hacia el norte, ubicado también en la alta cordillera en los Andes semiáridos (figura B.6).

El rango y sobretodo el limite superior obtenido resulta similar a los valores obtenidos en la cuenca de investigación Wolf Creek (*Wolf Creek Research Basin*), ubicada a menor altura, donde Sicart et al. (2006) reporta valores entre 0.58 y 0.75 aproximadamente, pero cuyo limite inferior es mayor al del Tapado.

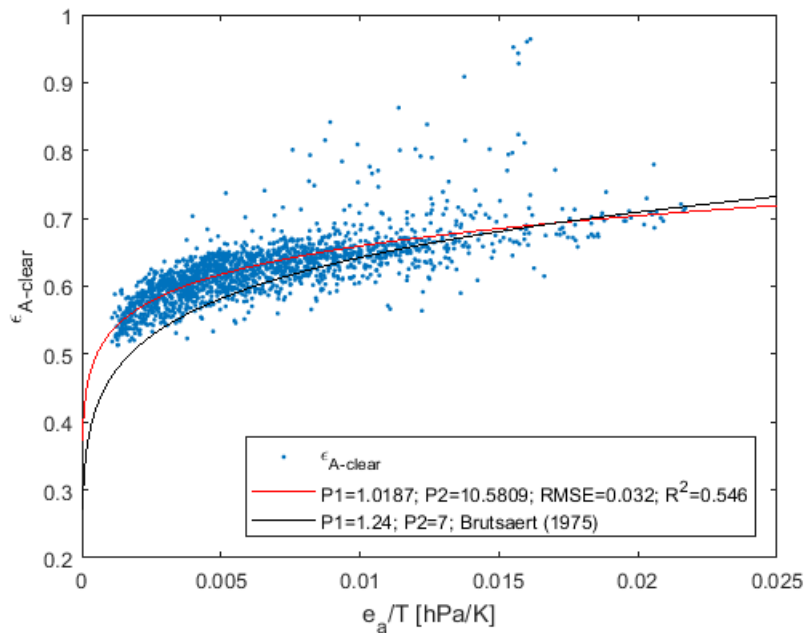


Figura 5.26: Emisividad atmosférica versus la tasa de presión de vapor por temperatura.

5.4.2.2. Factor de nubes (F_{cl})

Obtenido el F_{cl} tal como se menciona en la sección 4.4.2.2, se gráfica contra el n_{eff} obtenido en la calibración de G, lo cuál ser presenta en la figura 5.27 y el ajuste resultante entre estos parámetros tiene como ecuación: $F_{cl} = 0,474n_{eff}^3 - 0,8025n_{eff}^2 + 0,6364n_{eff} + 1,038$.

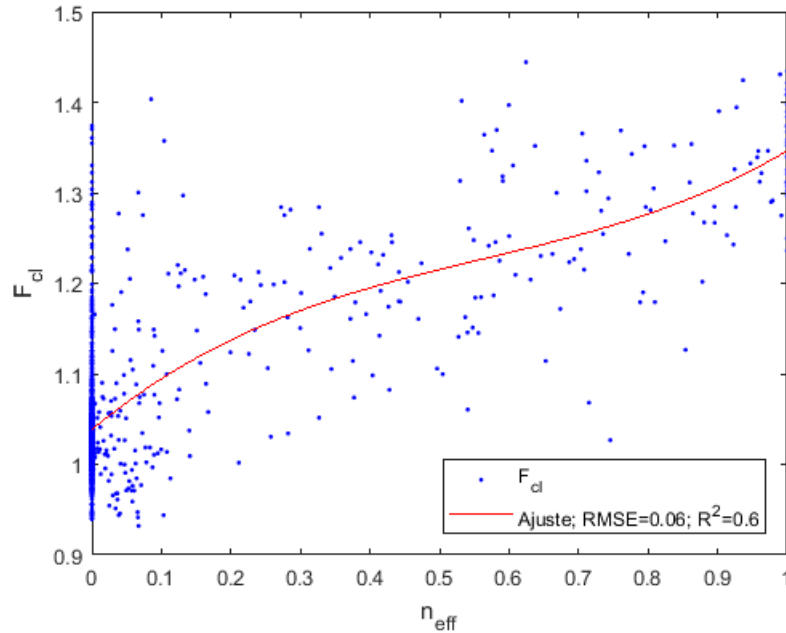


Figura 5.27: Factor de nubes (F_{cl}) versus la fracción de cobertura de nubes efectiva (n_{eff}). La curva roja corresponde al ajuste polinomial de tercer orden: $F_{cl} = 0,474n_{eff}^3 - 0,8025n_{eff}^2 + 0,6364n_{eff} + 1,038$.

Con el F_{cl} ya calculado se calcula la LW_{in} , la cuál se presenta en la figura 5.28 graficado contra la LW_{in} medida, presenta un RMSE a escala horaria de $22,39 [W/m^2]$ y un coeficiente de correlación de de 0.78. En la figura 5.29 se presentan los promedios diarios donde se reporta un RMSE de $13,5 [W/m^2]$.

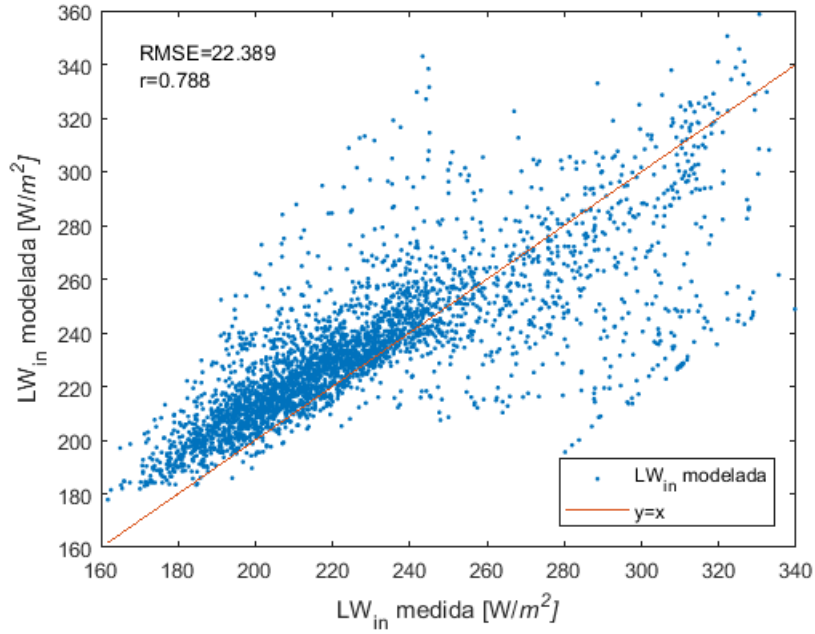


Figura 5.28: Radiación de onda larga modelada vs medida a escala horaria.

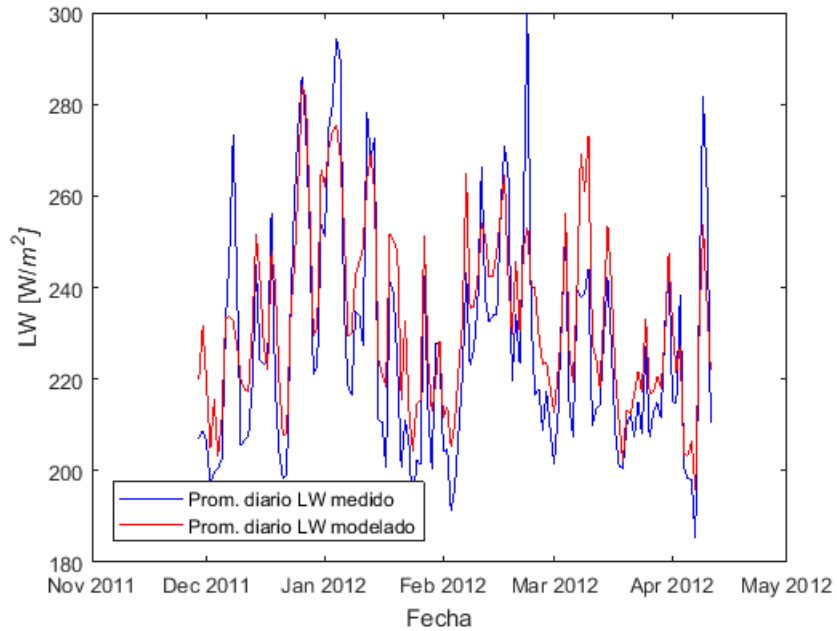


Figura 5.29: Promedio diario de la radiación de onda larga modelada vs medida.

5.4.3. Albedo

Para la parametrización del albedo dada por Oerlemans and Knap (1998), se requiere una altura de nieve que se obtuvo a partir del sensor ultrasónico SR50. El registro de este

sensor no es continuo, tiene 2 vacíos en él, y es por esto que se interpoló linealmente para su compleción. Usando como altura inicial de nieve el valor registrado en el punto $n8$ de las mediciones de espesor en terreno (ver tabla A.2), se generó un vector con las altura de nieve a escala horaria, ver figura 5.30. En los valores de altura de nieve obtenidos se observa que en el 12 de enero el valor cae a 0 [m] y posteriormente aparecen diversos picos, que representarían diversos eventos de precipitación, pero que parecen sospechosos tanto por su cantidad como por su magnitud, mas aún teniendo el antecedente de las diferentes fallas que tuvo el sensor. Así surge la posibilidad de que estos picos podrían ser ruido, por lo que se decide identificar los principales picos en el promedio diario de albedo y compararlos con las fotografías disponibles del glaciar para identificar algunos días en los que efectivamente nevó, cuyos resultados se presentan en la tabla 5.1, la mayor nevada ocurrió el día 14 de enero del 2012 y en EM_3 se registraron solamente 3.8 [cm] caídos. Se decide que desde el 12 de enero en adelante los valores de altura de nieve serán reemplazados por la caída de nieve en EM_3 cuyos valores sean mayores a 0.5 [cm].

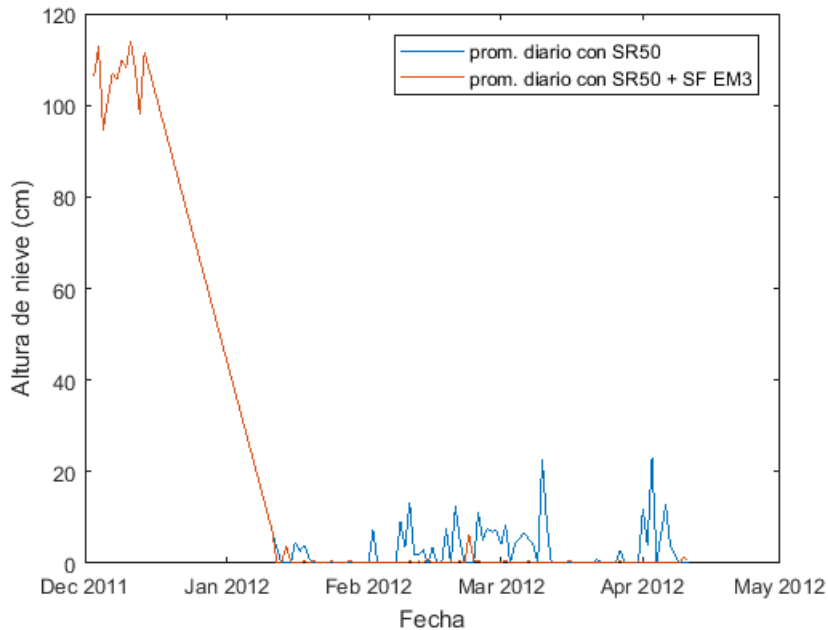


Figura 5.30: Altura de nieve en EM_2 obtenida a partir del sensor SR50 y modificada considerando la caída de nieve en EM_2 de acuerdo a lo observado en el albedo en EM_2 y fotografías

La calibración en la estación puede ser realizada sólo hasta el 11 de Febrero ya que luego de esto la estación se inclinó, tal como se describe en DGA (2012), entonces hay que considerar que para una parte importante del período de calibración se tienen solamente datos de altura de nieve interpolados.

Utilizando las ecuaciones de la parametrización de albedo de Oerlemans and Knap (1998), usando un valor de albedo para nieve fresca de 0.85, según lo recomendado por Cuffey and Paterson (2010), los resultados de la calibración arrojan que el óptimo se consigue con un valor de 0.5 para el albedo de la neviza y uno de 0.3 para el hielo, mientras que t^* debe ser 0.1 [días] y d^* , 100 [cm]. El albedo modelado se presenta en la figura 5.31 y se ve claramente que no se ajusta de buena manera al medido, presentando un RMSE de 0.114, así que se

Fecha	Prom. diario diurno de albedo	Foto 1			Foto 2		
		Hora	Nubes (%)	Nevada	Hora	Nubes (%)	Nevada
06/12/11	0.36	10:01:54	0	No	12:01:54	98	No
07/12/11	0.43	10:01:54	70	Si	12:01:54	100	No
08/12/11	0.38	10:01:54	0	Si	12:01:54	15	No
16/12/11	0.30	10:01:57	0	No	12:01:57	0	No
18/12/11	0.29	10:01:57	0	No	12:01:57	60	No
19/12/11	0.28	10:01:57	0	Si	12:01:57	0	No
25/12/11	0.24	10:02:00	100	No	12:01:59	60	No
26/12/11	0.37	10:02:00	5	No	12:02:00	90	No
27/12/11	0.26	10:02:00	15	No	12:02:00	90	No
02/01/12	0.34	10:02:02	2	No	12:02:02	15	No
03/01/12	0.32	10:02:02	0	Si	12:02:02	5	No
04/01/12	0.57	10:02:03	95	No	12:02:03	100	No
05/01/12	0.43	10:02:03	10	No	12:02:03	20	No
06/01/12	0.32	10:02:04	0	No	12:02:03	50	No
07/01/12	0.31	10:02:04	0	Si	12:02:04	0	No
08/01/12	0.26	10:02:04	0	No	12:02:04	0	No
09/01/12	0.27	10:02:04	60	No	12:02:04	100	No
12/01/12	0.34	10:02:05	95	No	12:02:05	100	No
13/01/12	0.39	10:02:06	5	Si	12:02:06	50	No
14/01/12	0.36	10:02:06	0	Si	12:02:06	0	No
15/01/12	0.28	10:02:06	0	No	12:02:06	0	No
18/01/12	0.22	10:02:07	0	No	12:02:07	0	No
19/01/12	0.26	10:02:07	0	Si	12:02:07	40	No
20/01/12	0.22	10:02:08	0	No	12:02:08	0	No

Tabla 5.1: Comparación entre los principales picos del promedio diario diurno del albedo registrado en EM_2 y fotografías del glaciar Tapado

decide permitir valores de albedo para neviza y hielo mas bajos, resultando que con valores de 0.37 y 0.17, respectivamente, se logra un mejor ajuste, modificándose eso si el valor de t^* a 0.4 [días]. El nuevo albedo modelado presenta un RMSE de 0.071, y también se presenta en la figura 5.31.

En la calibración recién explicada cabe mencionar que el valor de d^* cae justo en el limite del rango dado, por lo que éste no es un mínimo u óptimo absoluto, y además el valor es bastante alto, similar al promedio de la altura de los penitentes en EM_2 , por lo que se estima que este valor viene a compensar o a reflejar de cierta manera el efecto que tienen los penitentes; a modo de comparación se puede ver el valor obtenido por Oerlemans and Knap (1998) para este parámetro: 3.2 [cm], usado también por Mölg and Hardy (2004), el cuál dista bastante de lo obtenido.

Los valores de albedo obtenidos, menores al rango indicado por Cuffey and Paterson (2010), probablemente también están atenuados por estas morfologías, lo que representa un problema ya que para ésta estación pueden ajustarse, pero se sabe que los penitentes cambian de tamaño y forma espacialmente, por lo que esta atenuación no tiene porqué ser constante, a modo de ejemplo, si usásemos estos mismos valores de albedo en la cumbre, donde prácticamente no hay penitentes, modelaríamos probablemente una mayor perdida por una menor reflexión de la radiación de onda corta.

Los valores de t^* obtenidos resultan bastante bajos en las dos calibraciones, también en comparación con los 21.9 [días] usados por Oerlemans and Knap (1998) y Mölg and Hardy (2004), pero que se puede asociar con el bajo periodo de permanencia de la nieve fresca en el glaciar, el cuál se puede observar en las fotografías.

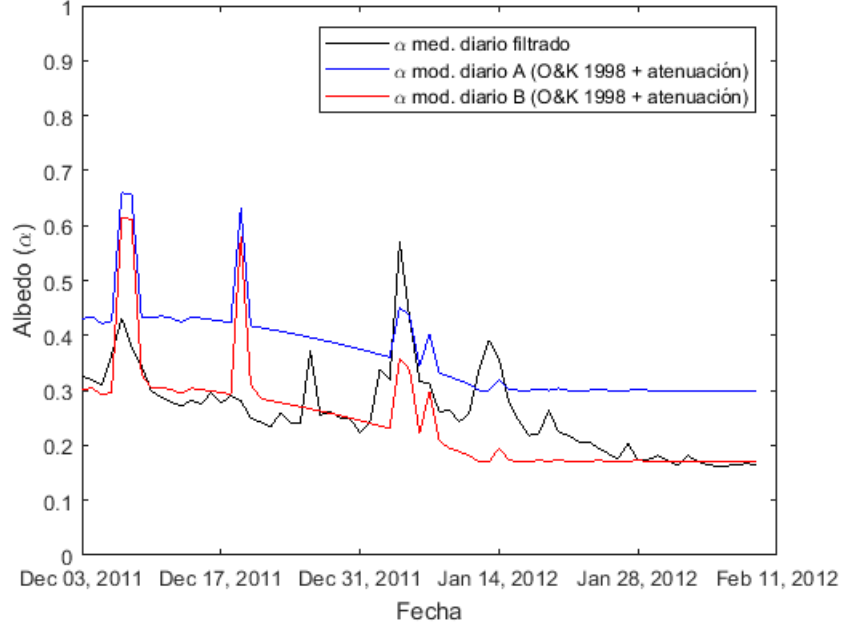


Figura 5.31: Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y los albedos modelados de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) calibrados: A. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,1$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE = 0,114$. B. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,37$, $\alpha_{ice} = 0,17$, $t^* = 0,4$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE = 0,071$.

Se propone entonces realizar una modificación a la parametrización, e incorporarle el efecto de los penitentes, tal como se presenta en la ecuación 5.1, en la que se le incorpora un factor de atenuación (γ) con variabilidad espacial y temporal.

$$\alpha^{(i)} = \left(\alpha_{snow}^{(i)} + (\alpha_{ice} - \alpha_{snow})^{(i)} \exp\left(\frac{-d}{d^*}\right) \right) \gamma^{(i)} \quad (5.1)$$

El factor γ corresponde a un factor que representa la atenuación debido a la radiación que queda atrapada entre los penitentes y es obtenido a partir de las mediciones de albedo de Lhermitte et al. (2014) sobre diferentes formas de penitentes, dividiendo los promedios de los valores de albedo plano por los promedios de albedo efectivo, para las 4 formas que él establece, para el caso en el que el albedo de los penitentes presenta un gradiente: la punta de estos presenta un albedo mayor en 0.1 que el promedio, mientras que su base, 0.1 menos. Se tienen así 4 puntos que corresponden a sus 4 experimentos, los cuáles presentan diferentes razones H/W cada uno, con los que se realizaron dos ajustes para obtener una relación entre γ y H/W, la primera es una regresión lineal cuya expresión es $\gamma = -0,2471(H/W) + 1$, y

la segunda es un ajuste exponencial cuya formula es $\gamma = \exp(-0,3237(H/W))$, los que se presentan en la figura 5.32,.

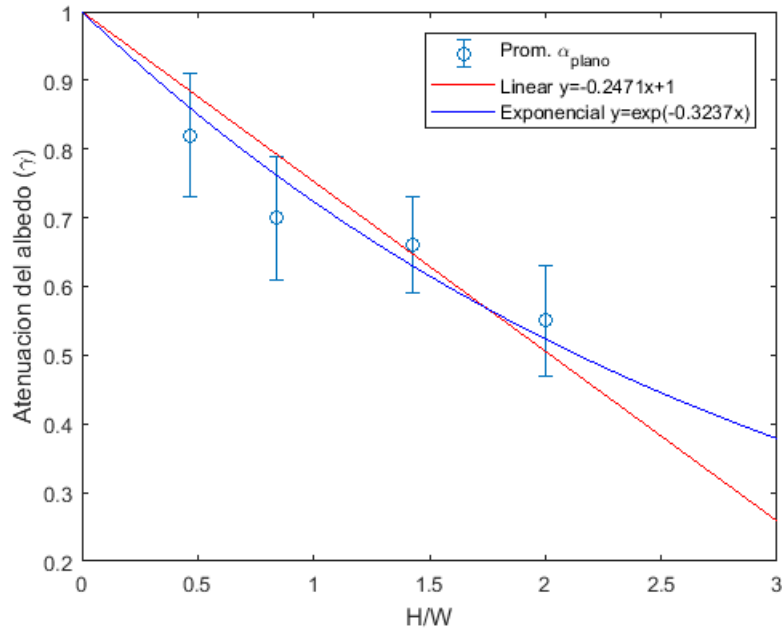


Figura 5.32: Factor de atenuación de albedo (γ) vs razón H/W de penitentes. Se añaden dos ajustes: A. Linear $\gamma = -0,2471(H/W) + 1$, $RMSE = 0,061$, $R^2 = 0,604$; B. Exponencial $\gamma = \exp(-0,3237(H/W))$, $RMSE = 0,042$, $R^2 = 0,813$; obtenidos ambos partir de las mediciones de Lhermitte et al. (2014).

Cabe mencionar aquí, que los datos son bastante pocos para realizar algún tipo de ajuste, por lo que su representación fiel de la realidad está en duda. El ajuste lineal presenta un $RMSE$ de 0,061 y un R^2 de 0,604, por lo que se puede decir que no es un buen ajuste y que, además, en algún momento, el factor de atenuación se irá a cero e incluso será negativo; en tanto, el ajuste exponencial presenta un $RMSE$ de 0,042 y un R^2 de 0,813, por lo que es un poco mejor y además, cumple con el requisito de ser siempre positivo, sumado a lo anterior, se observa que su atenuación es mas suave, sobre todo en los valores mayores a 1,8 aproximadamente.

Esta nueva parametrización se llevará a cabo considerando que en la estación EM_2 los penitentes crecen linealmente desde 0.2 [m] hasta 1.2 [m] durante el periodo de tiempo considerado, de acuerdo al crecimiento lineal de la altura de penitentes que se definió en la sección 5.3, con su razón H/W asociada para la obtención de γ .

Utilizando el mismo valor de albedo para la nieve fresca de 0.85, y los rangos de Cuffey and Paterson (2010), los resultados de la calibración son un albedo de 0.5 para la neviza y 0.3 para el hielo, un t^* de 0.1 [días] y un d^* de 100 [cm]. El albedo modelado se presenta en la figura 5.33 y su $RMSE$ es de 0.061. Podemos ver que al igual que con la parametrización previa, se requieren valores de albedo un poco mas bajos, por lo cuál se realiza nuevamente la calibración con mayor libertad para los valores, y los resultados son un albedo de 0.43 para

la neviza y 0.27 para el hielo, un t^* de 0.5 [días], un d^* de 100 [cm], presentando un RMSE de 0.063. Se tiene entonces que el error aumenta al permitir un mayor rango de libertad de estos valores de albedo, sin embargo, el nuevo resultado se ajusta mucho mejor a los valores base.

Analizando los resultados se observa que los albedos para los distintos materiales aumentaron sus valores, que precisamente era lo que se quería, y en cuanto al valor de t^* se observa que aumento ligeramente, el valor de d^* por su lado, no varió en absoluto.

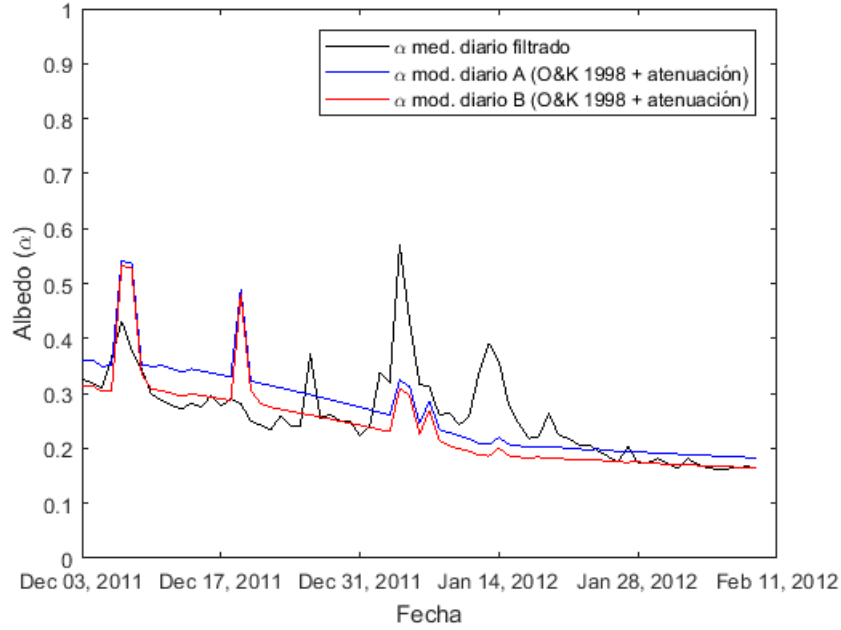


Figura 5.33: Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y albedos diarios modelados de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) mas el factor de atenuación (ec. 5.1), A. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,1$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,061$. B. $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,43$, $\alpha_{ice} = 0,27$, $t^* = 0,5$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,063$.

A modo experimental se analizó además la posibilidad de considerar la variabilidad de los materiales a escala de subpíxel, considerando la coexistencia de penitentes formados de neviza o hielo junto a nieve, por lo que cada uno aportaría de manera diferente al albedo del píxel. Se propone entonces la ecuación 5.2, donde α_{sp} corresponde al albedo total del píxel.

Para la ecuación 5.2, se definió $\alpha_{glacier}$ como el albedo que presenta el glaciar bajo las capas de nieve más superficiales (cuyo albedo esta definido por α según la ecuación 4.13) y a la vez, el material del cuál están formados los penitentes, considerando que en el *plateau*, debajo, hay neviza y que en el resto del glaciar, hielo; de esta manera, $\alpha_{glacier}$ tomará el valor del albedo de la neviza o hielo según corresponda.

$$\alpha_{sp} = (\alpha_{glacier}F_{glacier} + \alpha F_{snow})\gamma \quad (5.2)$$

$F_{glacier}$ corresponde a la razón entre el área plana del píxel cubierta por penitentes vs el área total del píxel, considerando que hay nieve rellenando los valles entre los penitentes. De esta manera F_{snow} es el complemento de $F_{glacier}$. Las razones anteriores son calculadas asumiendo que la altura de nieve (d) que se tiene, es una altura promedio entre los espesores de nieve encontrados, es decir, entre los mayores espesores encontrados en los valles entre penitentes, y los menores espesores en las caras de los penitentes o bien, sobre las puntas de estos, por lo tanto la altura real de esta sería 2 veces el valor de d .

La nueva calibración, igualmente realizada con un valor de 0.85 para la nieve fresca, arrojó que los valores óptimos son: 0.5 para la neviza, 0.3 para el hielo, un t^* de 0.3 días y un d^* de 100 cm, que nuevamente esta en el limite superior del rango. El albedo modelado presenta un RMSE de 0.061 y se presenta en la figura 5.34.

Se observa que esta nueva parametrización no representa de buena manera los eventos de nevadas, ya que se considera que en todo momento existen penitentes (de hielo para ésta estación), los cuales no son cubiertos por las nuevas nevadas, ya que se impuso un albedo fijo, por lo que a pesar de presentar un RMSE menor que el logrado con alguna de las parametrizaciones anteriores, no representa de muy buena manera la realidad.

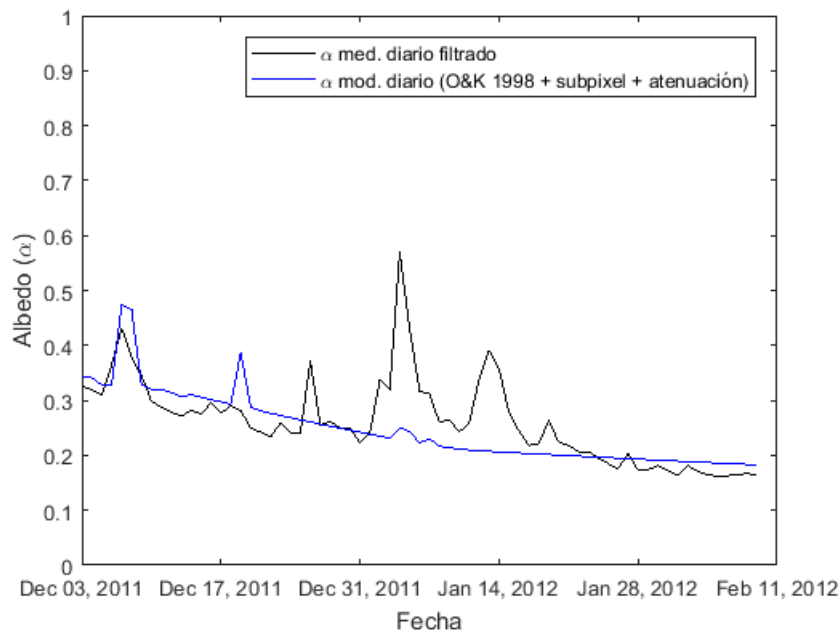


Figura 5.34: Promedio diario del albedo medido entre las 11 y las 16 horas y albedo diario modelado de acuerdo a la parametrización de Oerlemans and Knap (1998) más modificación subpíxel y factor de atenuación (ec. 5.2), con $\alpha_{fresh} = 0,85$, $\alpha_{firn} = 0,5$, $\alpha_{ice} = 0,3$, $t^* = 0,3$ [días], $d^* = 100$ [cm], $RMSE. = 0,061$.

Es importante analizar el valor del parámetro d obtenido en esta y todas las parametrizaciones previas, ya que indica que las capas inferiores, sean de hielo o neviza, aportan poco al albedo total, pero también existe la posibilidad de que su definición y posterior calibración en base al RMSE, tenga problemas por el tipo de morfologías las que se está tratando.

Se decide considerar finalmente la parametrización dada por la ecuación 5.1, pero se reemplazará el α_{ice} en ella por un $\alpha_{glacier}$, que se definió recientemente, a modo de tomar en cuenta el tipo de material que existe debajo, ya que se quiere obtener un albedo para todo el glaciar, tal como se muestra en la ecuación 5.3.

$$\alpha = \left(\alpha_{snow} + (\alpha_{glacier} - \alpha_{snow}) \exp\left(\frac{-d}{d^*}\right) \right) \gamma \quad (5.3)$$

5.4.4. Rugosidad

A continuación se presentan los resultados de las simulaciones del balance de masa puntual en la EM_2 para todas las combinaciones de f_0 y f_d .

5.4.4.1. Caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

En la figuras 5.35 se presentan los balances de masa acumulados obtenidos para el primer caso en estudio. En la parte izquierda de la figura, se presentan vistas en planta de los resultados (subfiguras indicadas con un numero 1), mientras que en la derecha, vistas en 3D para su mejor visualización (subfiguras indicadas con un numero 2).

En la figura 5.35, en las subfiguras a1 y a2, se observa que los pares de (f_0, f_d) : (1,1), y (0.9,1), producen un balance positivo de $2,418 * 10^8$ y $3,119 * 10^8$ [$cm.w.e$], respectivamente, valores muy altos que probablemente se deben a problemas con los argumentos de las funciones de logaritmo natural en la formulas utilizadas, razón por la cual se desestiman estos resultados.

En las subfiguras b1 y b2 de la figura 5.35, se presentan los resultados para el resto de las combinaciones, se observa que a medida que los factores se acercan a sus máximos, el balance de masa se dispara hacia menores valores de manera abrupta. También se ve que la mayor variación se produce por el efecto de f_0 , lo que se puede observar de mejor manera en las subfiguras c1 y c2, donde se muestran solamente los valores mayores a -10 [$m.w.e$]. El máximo del BM, para f_d constante, no ocurre en algún f_0 específico ni constante para todos. Se puede ver además que el BM varia de manera mas sutil de acuerdo a f_d , sin embargo, no se puede establecer una relación clara: para $f_0 \leq 0,23$, el BM aumenta a mayor f_d , pero en $f_0 = 0,34$ empieza a desarrollarse un cambio de pendiente y para f_0 mayores y hasta 0,78, el BM disminuye a mayor f_d , mientras que para mayores de f_0 no se puede decir, ya que se desestimaron algunos valores.

En la figura 5.36, se presenta el total de energía transferida por calor latente (QL). Al igual que en los BM, se tienen dos valores que escapan de lo esperado para los mismos pares de (f_0, f_d) : (0.9,1), y (1,1), con $2,485 * 10^{12}$ y $1,923 * 10^{12}$ [W/m^2] respectivamente (ver subfiguras a1 y a2), los que también son desestimados por la misma razón explicada anteriormente. En las subfiguras b1 y b2, se presentan el resto de los valores, donde se observa que al acercarse a mayores valores de f_0 , la cantidad de energía perdida aumenta abruptamente. También es

CASO I - BM

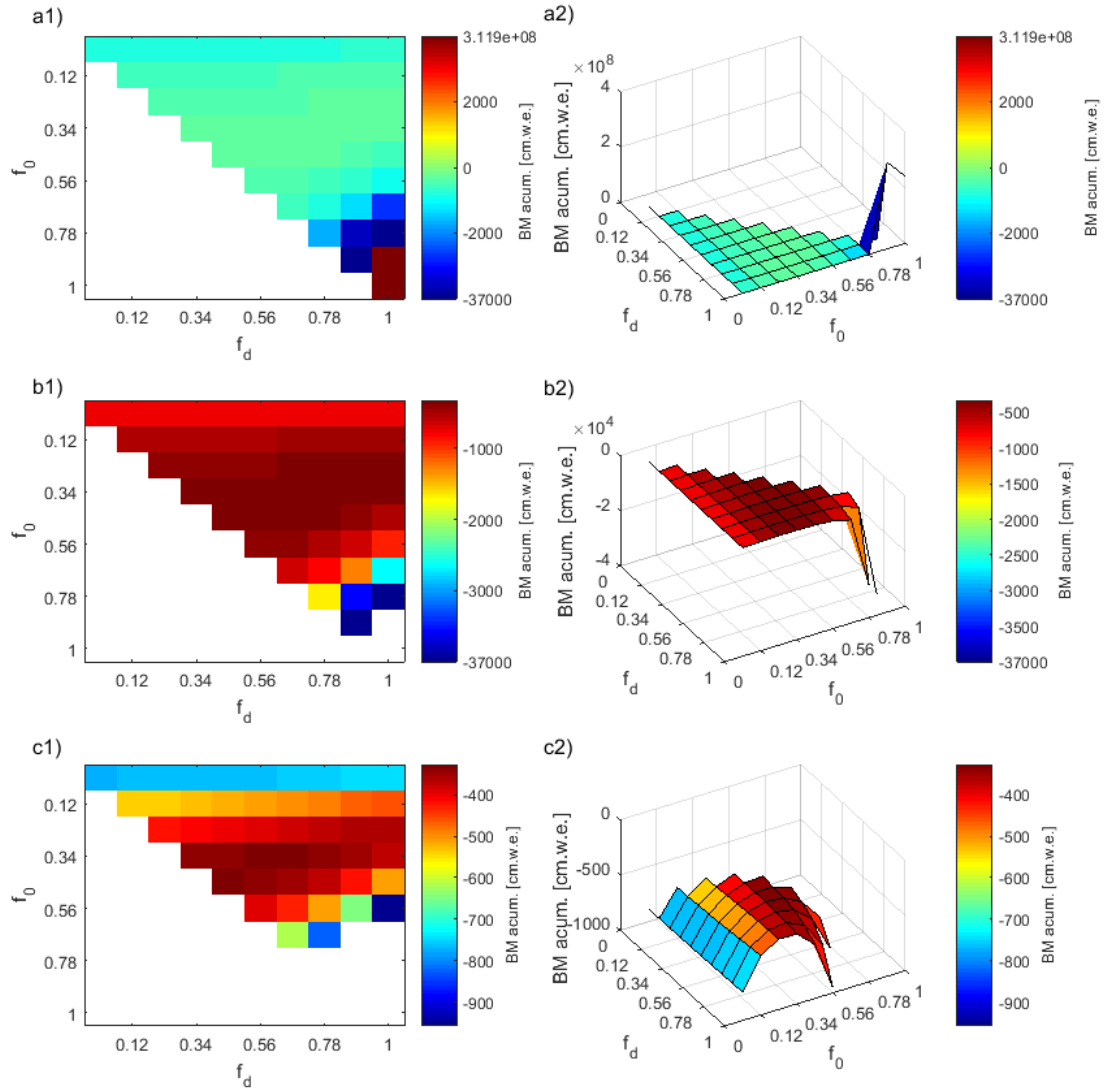


Figura 5.35: Balances de masa simulados en EM_2 con distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $BM \leq 0 [cm.w.e.]$; c) $-1000 \leq BM \leq 0 [cm.w.e.]$.

posible ver que a medida que f_d aumenta, las perdidas también aumentan. En las subfiguras c1 y c2 se presentan los resultados mayores a $-1 * 10^7 [W/m^2]$, lo que básicamente es una especie de zoom de lo anterior, en donde se aprecia de mejor manera estos gradientes recién mencionados.

El total del calor sensible (QS) se presenta en la figura 5.37, Al igual que en los BM y QL, se tienen dos valores que escapan de lo esperado para los mismos pares de (f_0, f_d) : $(0.9, 1)$, y $(1, 1)$, con $2,68 * 10^{13}$ y $1,322 * 10^{13} [W/m^2]$ respectivamente (ver subfiguras a1 y a2). En las subfiguras b1 y b2, se presentan el resto de los valores y en ellas se puede ver que a mayores

CASO I - QL

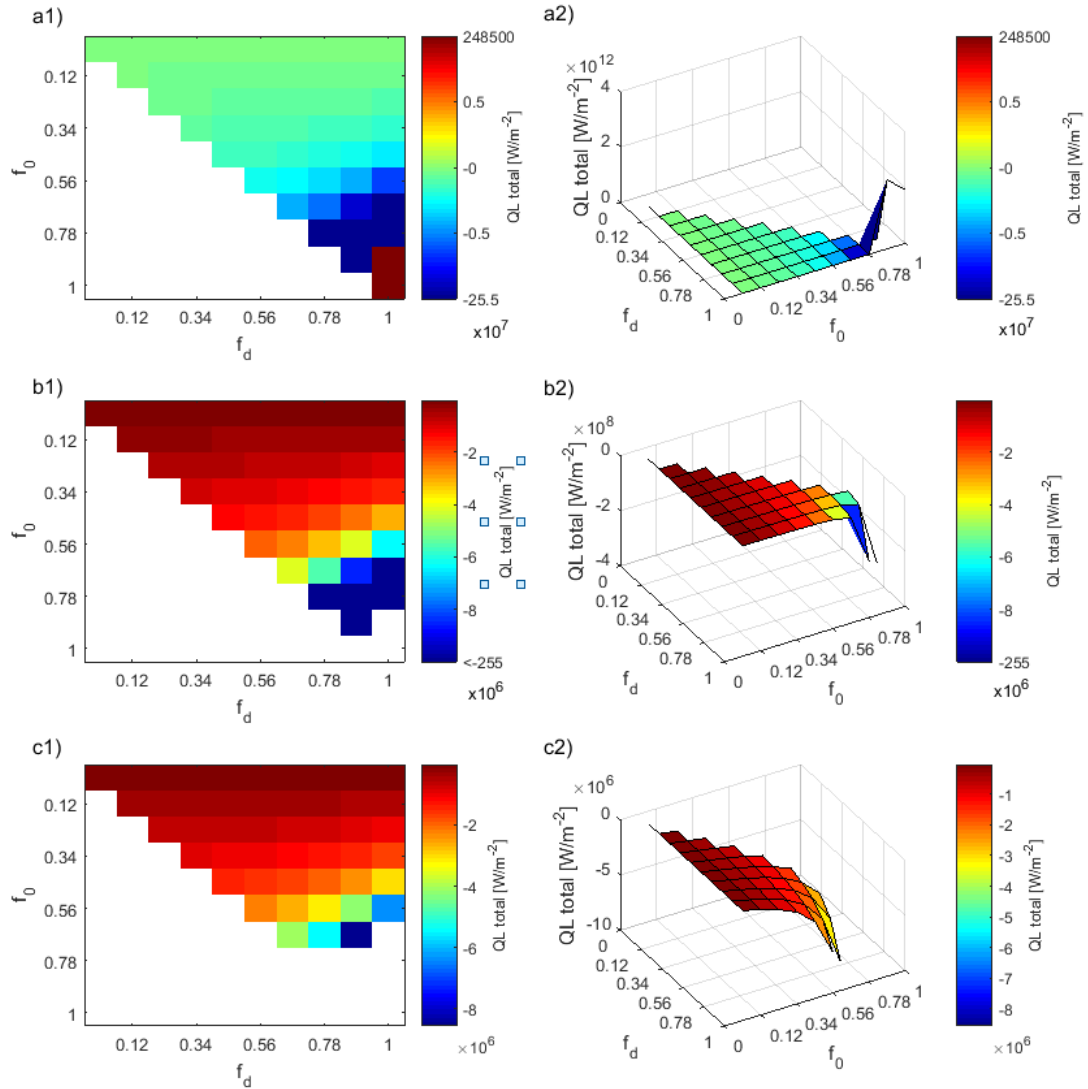


Figura 5.36: Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0 [W/m^2]$; c) $-10^7 \leq QL \leq 0 [W/m^2]$.

valores de f_0 , la cantidad de QS aumenta, y que a mayor f_d , QS aumenta también. En las subfiguras c1 y c2, se puede ver de mejor manera los gradientes indicados.

En la figura 5.38 se presenta el “Bowen Ratio” que corresponde a la razón entre QS y QL. En ella se puede ver que ocurre un cambio de pendiente de la superficie, para los $f_d = 0,89$ y 1, el cambio ocurre en $f_0 = 0,45$, mientras que para los $f_d = 0,67$ y 0,781 el cambio ocurre en $f_0 = 0,56$, para el resto no se aprecia. Lo anterior quiere decir que en ese quiebre, el QS empieza a aumentar mas rápido que QL, de acuerdo a f_0 . Con respecto a la relación con f_d no se puede establecer algo claro ni constante.

CASO I - QS

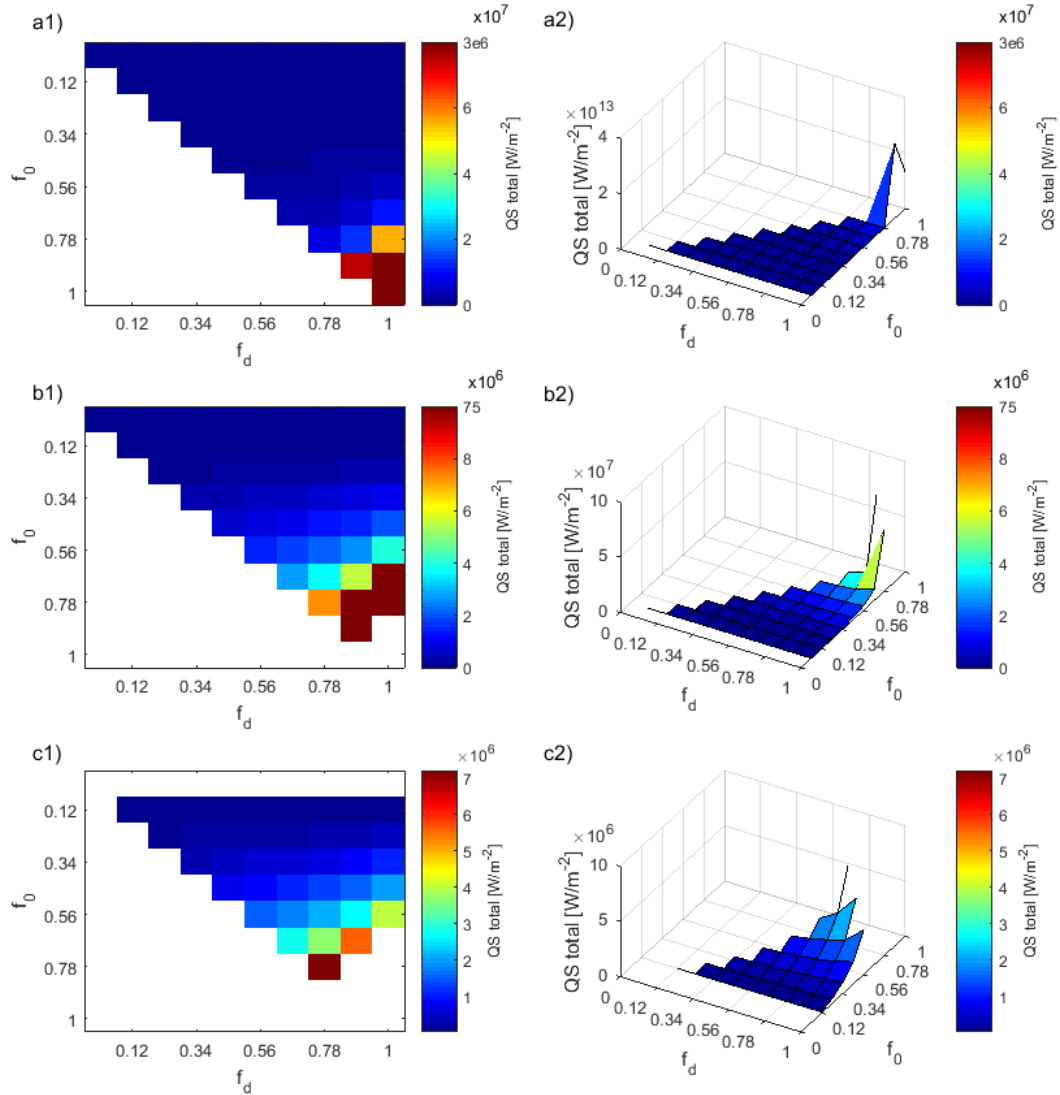


Figura 5.37: Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QS; b) $QS \leq 10^{13} [W/m^2]$; c) $0 \leq QS \leq 10^7 [W/m^2]$.

El total de energía perdida por derretimiento se presenta en la figura 5.39. En ella se ve que a medida que f_0 aumenta, la energía perdida por derretimiento disminuye hasta que f_0 alcanza un valor de 0,78, luego de esto se tiene un leve aumento para $f_0 = 0,89 - 1$. Analizando ahora la dependencia con f_d , se tiene que para $0,01 \leq f_0 \leq 0,65$, a menor f_d se pierde mas energía por este mecanismo, para $f_0 = 0,78$ cambia esta situación, ya que hay un mínimo para $f_d = 0,89$, y para los valores mayores no se puede realizar una comparación por los pocos datos evidentemente.

La tablas con los valores en detalle se encuentran anexas. BM: tabla B.3. QL: tabla B.4.

CASO I - Bowen Ratio

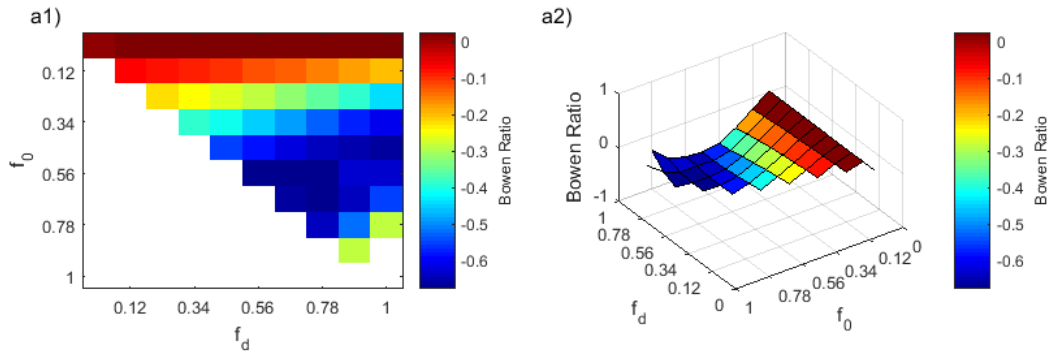


Figura 5.38: Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.

CASO I - QM

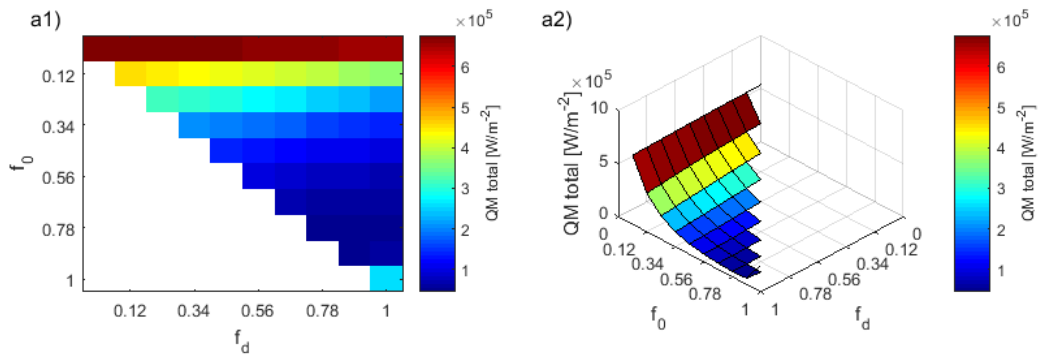


Figura 5.39: Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.

QS: tabla B.5. BR: tabla B.6. QM: tabla B.7.

5.4.4.2. Caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

En la figura 5.40, se presentan los balances de masa acumulados obtenidos en modo puntual en la EM_2 , para cada combinación de f_0 y f_d , para el segundo caso en estudio, y la estructura de la figura sigue la misma estructura que la del caso anterior.

Se observa que todos los valores de los balances de masa obtenidos son negativos. En las subfiguras a1 y a2 se puede apreciar que, al igual que en el caso anterior, al acercarse a los valores máximos de los factores, los resultados de los BM disminuyen abruptamente; en las gráficas b1 y b2 se presentan los BM mayores a $-10 [m.w.e]$, ocurre un efecto similar al caso I donde la mayor variación se produce por el efecto de f_0 y se aprecia una curvatura similar de la superficie. El BM a f_0 constante se comporta también de forma parecida al caso previo, pero el cambio de pendiente ocurre para $f_0 = 0,45$.

CASO II - BM

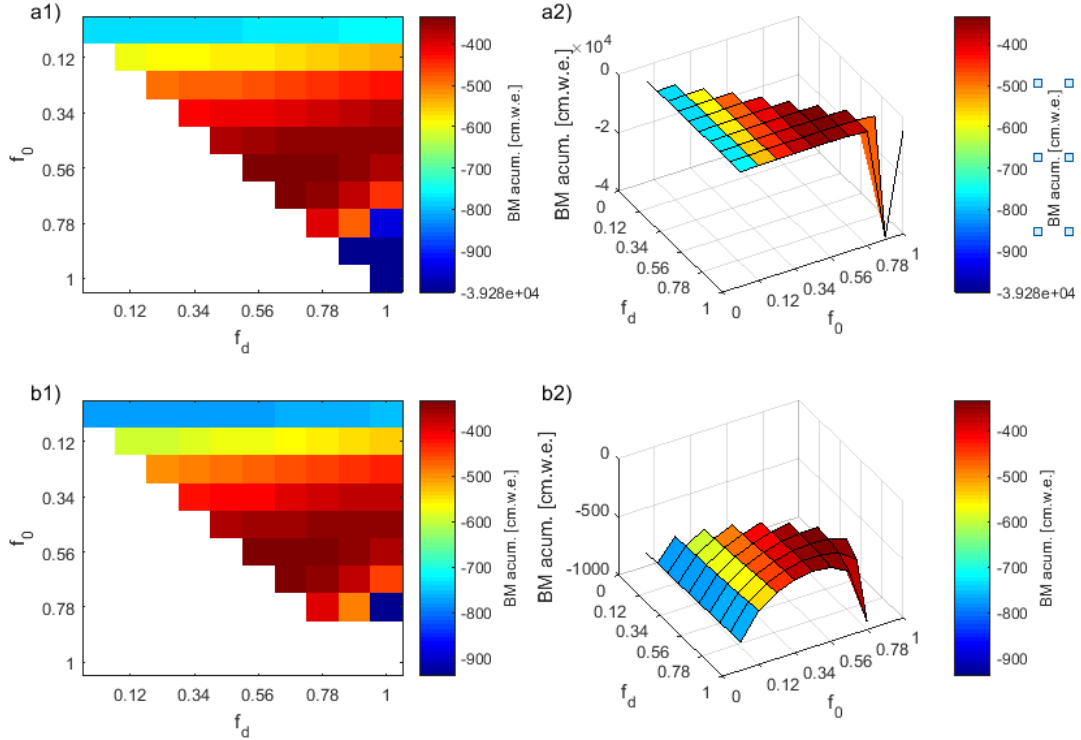


Figura 5.40: Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $BM \leq 0 [cm.w.e.]$; c) $BM \geq -1000 [cm.w.e.]$.

En la figura 5.41 se presenta el total de energía transferida por calor latente (QL) para todos los pares (f_0, f_d) en estudio (subfiguras a1 y a2). Se tiene un valor que escapa de lo esperado, el par $(0.9,1)$ el que presenta un valor de $3,682 * 10^7$, el cuál, además, es el único valor positivo, por lo que el valor es desestimado. En las subfiguras b1 y b2, se presentan los resultados sin aquel valor, se observa que a mayor f_0 las perdidas por QL aumentan, y que a medida que f_d aumenta, también se incrementan las perdidas por QL. En las subfiguras c1 y c2 se presentan los valores mayores a $-2 * 10^6$, a modo de zoom de lo anterior, para visualizar de mejor manera los gradientes.

El total del calor sensible (QS) se presenta en la figura 5.42, en las subfiguras a1 y a2 se presenta la totalidad de los valores. Se tienen dos valores que escapan de lo esperado para los pares de (f_0, f_d) : $(0.9,1)$, y $(1,1)$, con $1,83 * 10^8$ y $-1,187 * 10^8 [W/m^2]$ respectivamente (ver subfiguras a1 y a2). En las subfiguras b1 y b2, se presentan el resto de los valores y en ellas se puede ver que a mayores valores de f_0 y f_d , la cantidad de QS aumenta. En las subfiguras c1 y c2, se puede ver de mejor manera los gradientes indicados.

En la figura 5.43 se presenta el *Bowen Ratio*, y se puede ver que ocurre un cambio de pendiente de la superficie; para $f_d = 1$, el cambio ocurre en $f_0 = 0,67$, mientras que para $f_d = 0,89$ ocurre en $f_0 = 0,78$, para el resto no se aprecia. Al igual que en el caso I, lo anterior quiere decir que en ese quiebre, el QS empieza a aumentar mas rápido que QL, de acuerdo a

CASO II - QL

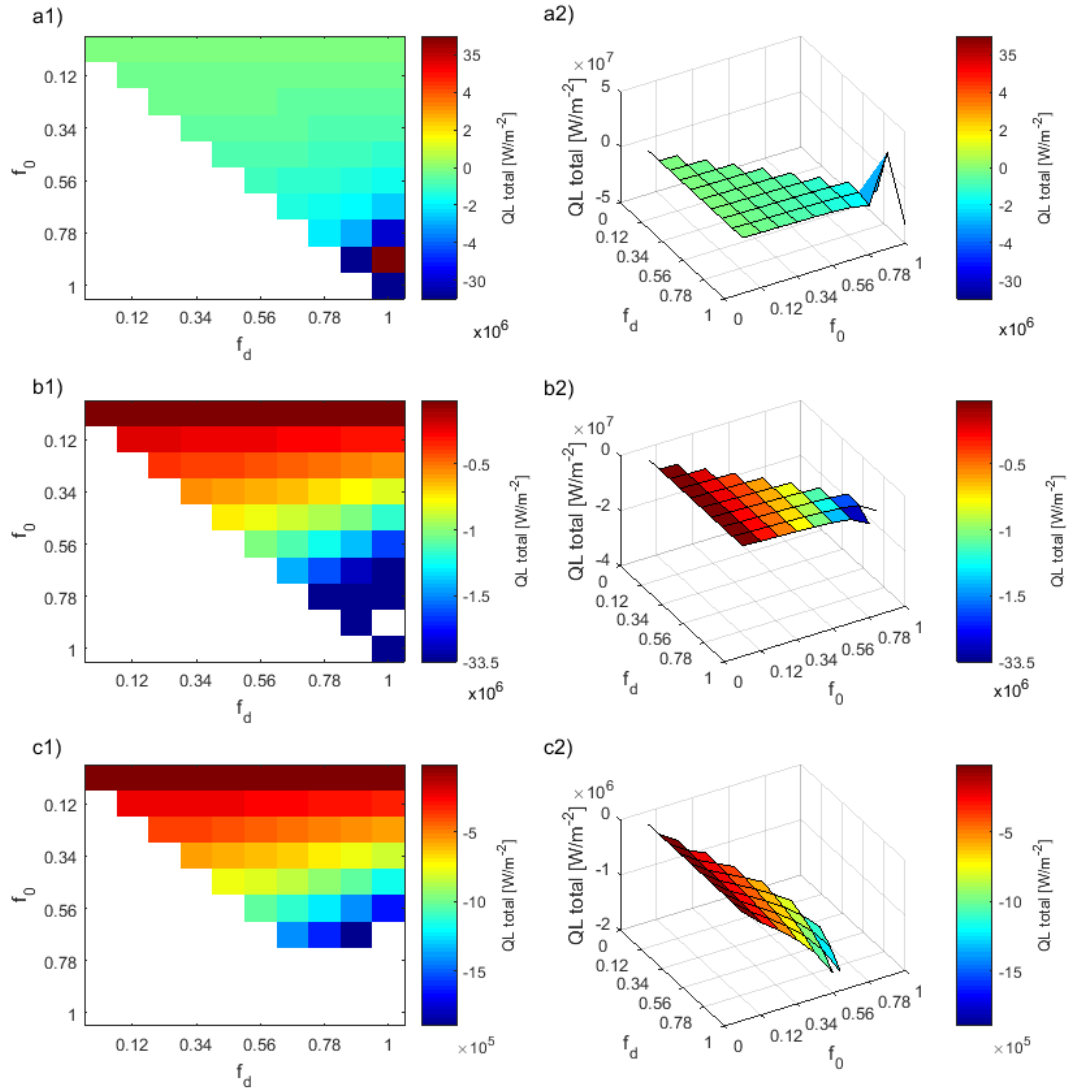


Figura 5.41: Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0$ [W/m^2]; c) $-2 * 10^6 \leq QL \leq 0$ [W/m^2].

f_0 . Con respecto a la relación con f_d se observa que hay una tendencia a que a mayor f_d el *Bowen Ratio* disminuya, pero la situación cambia para $f_0 = 0,01$ y mayores a 0,67.

La energía perdida por derretimiento (QM) se presenta en la figura 5.44, en las subfiguras a1 y a2 se observa que al igual que en el QL, el par (0.9,1) presenta un valor muy alto ($4,115 * 10^7$) que difiere mucho de los demás resultados, por lo que se desestima igualmente. En las subfiguras b1 y b2 se presenta el resto de los valores, en donde se puede ver que a mayor f_0 y f_d , QM disminuye.

CASO II - QS

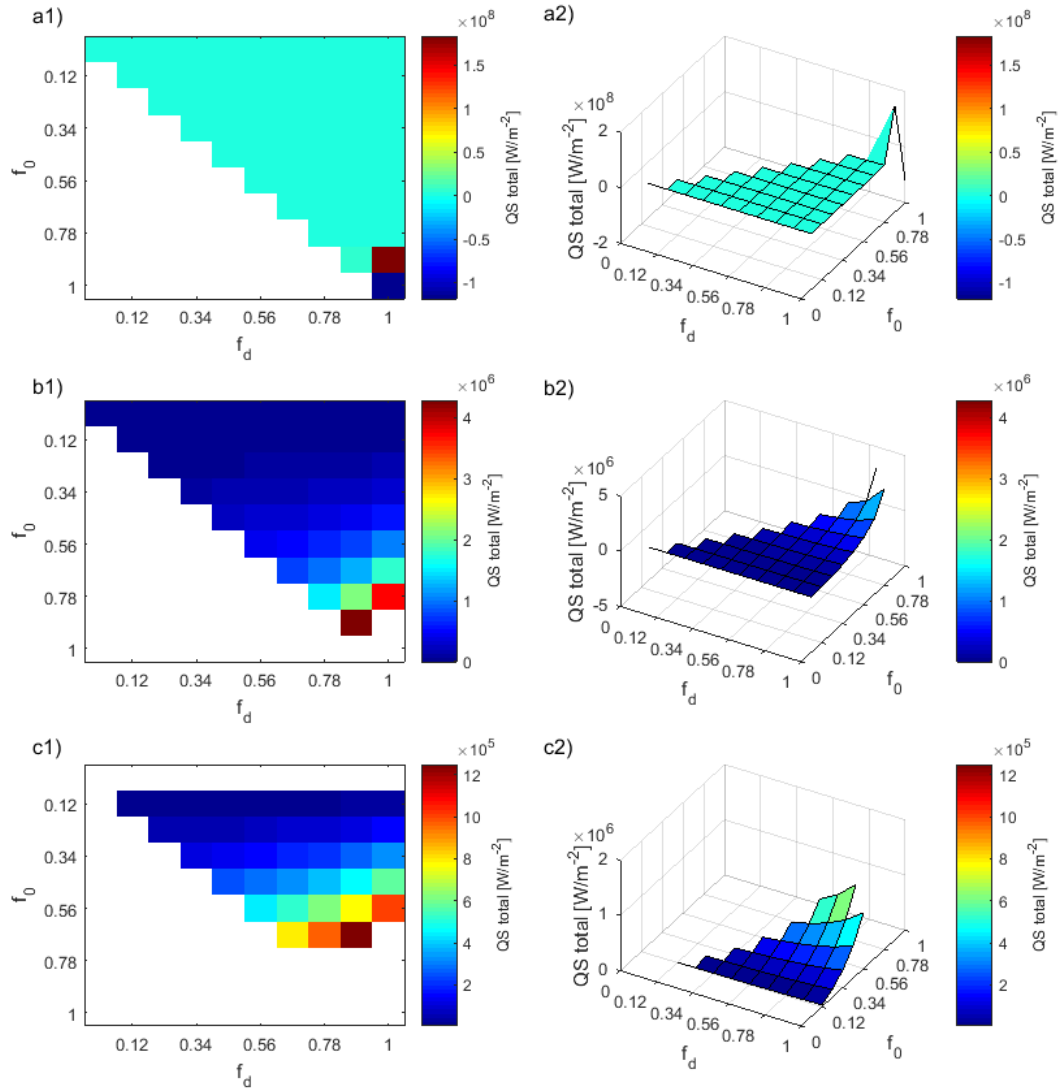


Figura 5.42: Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados con un número 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un número 2. a) Se presentan todos los QS; b) $-2000 \leq QS \leq 10^8 [W/m^2]$; c) $0 \leq QS \leq 1,4 * 10^6 [W/m^2]$.

Las tablas con los valores en detalle se encuentran anexas. BM: tabla B.8. QL: tabla B.9. QS: tabla B.10. BR: tabla B.11. QM: tabla B.12.

CASO II - Bowen Ratio

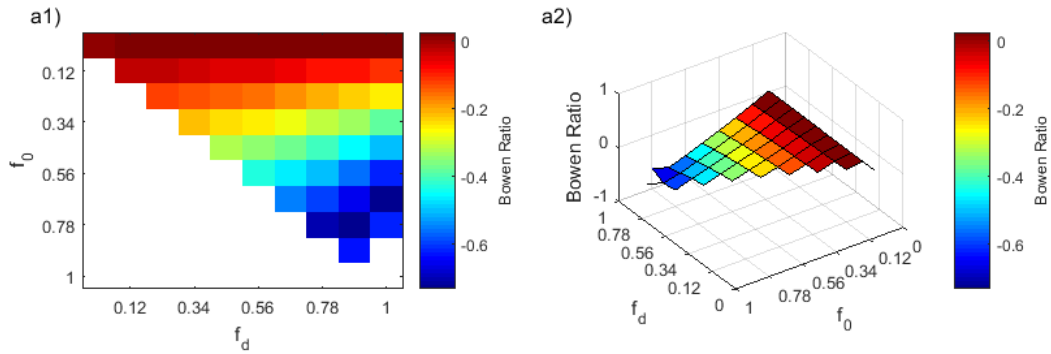


Figura 5.43: Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.

CASO II - QM

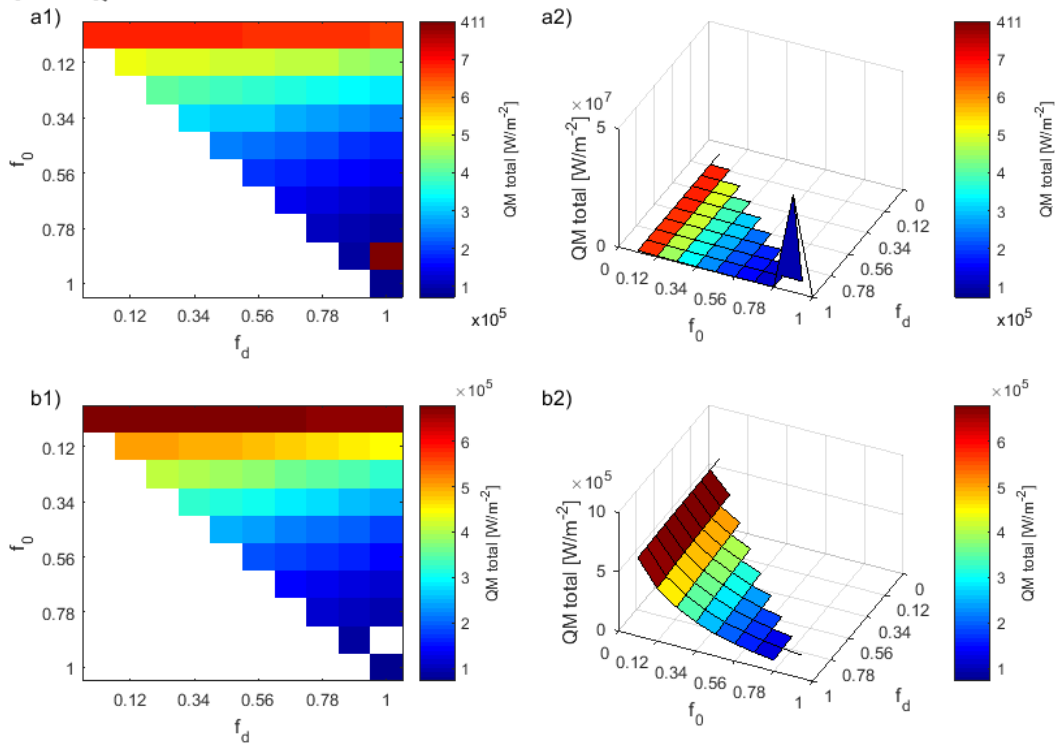


Figura 5.44: Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QM; b) $QM \leq 10^7$ $[W/m^2]$

5.4.4.3. Caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

Los resultados de los BM para el caso III, se presentan en la figura 5.45, el comportamiento de los valores es bastante similar a los casos anteriores, pero los BM para los valores máximos de los factores no disminuyen tan abruptamente (ver subfiguras a1 y a2), y en cuanto al efecto de f_0 se puede decir que su influencia sigue siendo importante, pero la convexidad de la superficie disminuye. El BM a f_0 constante se comporta parecido a los dos casos previos, pero el cambio de pendiente ocurre en $f_0 = 0,56$.

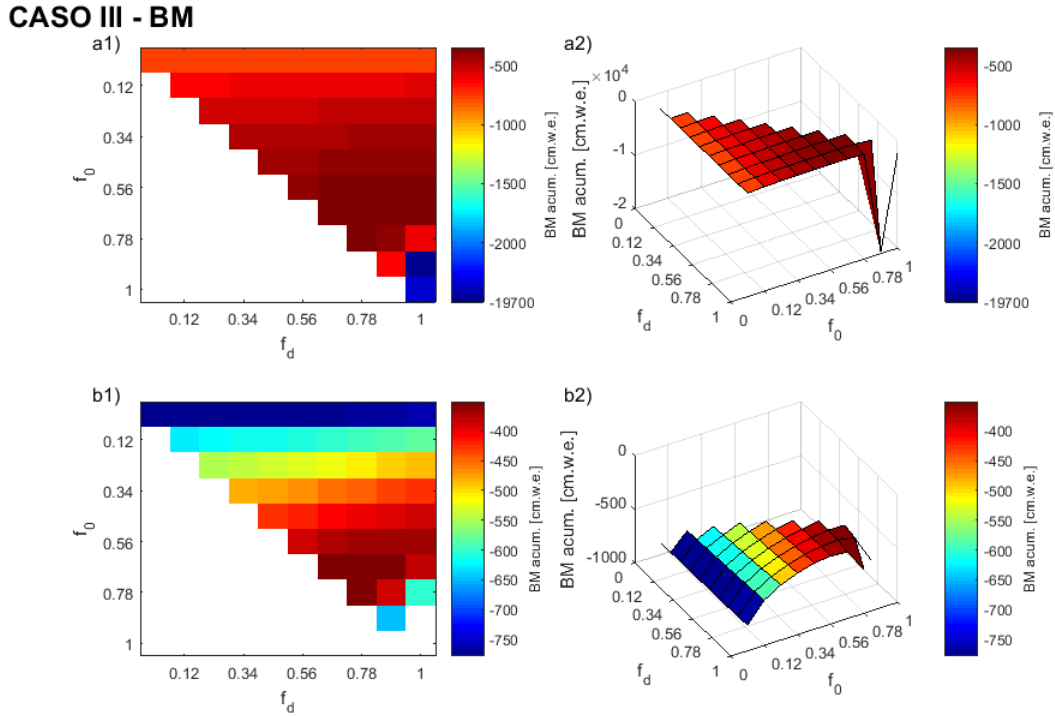


Figura 5.45: Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los BM; b) $-1000 \leq BM \leq 0 [cm.w.e.]$.

En la figura 5.46 se presenta el total de energía transferida por calor latente (QL) para todos los pares (f_0, f_d) en estudio (subfiguras a1 y a2). Al igual que en el caso II, hay un valor que escapa de lo esperado, el par $(0.9,1)$ que presenta un valor de $1,811 \times 10^7$, el cuál es el único valor positivo, por lo que se desestima este resultado. En las subfiguras b1 y b2, se presentan los demás resultados, se observa que a mayor f_0 las perdidas por QL aumentan, y que a medida que f_d aumenta, también se incrementan las perdidas por QL. En las subfiguras c1 y c2 se presentan los valores mayores a $1,3 \times 10^6$, a modo de zoom de lo anterior, para visualizar de mejor manera los gradientes.

El total del calor sensible (QS) se presenta en la figura 5.47, en las subfiguras a1 y a2 se presenta la totalidad de los valores. Se tienen dos valores que escapan de lo esperado para los pares de (f_0, f_d) : $(0.9,1)$, y $(1,1)$, con $9,164 \times 10^7$ y $-5,918 \times 10^7 [W/m^2]$ respectivamente (ver subfiguras a1 y a2). En las subfiguras b1 y b2, se presentan el resto de los valores y en ellas

CASO III - QL

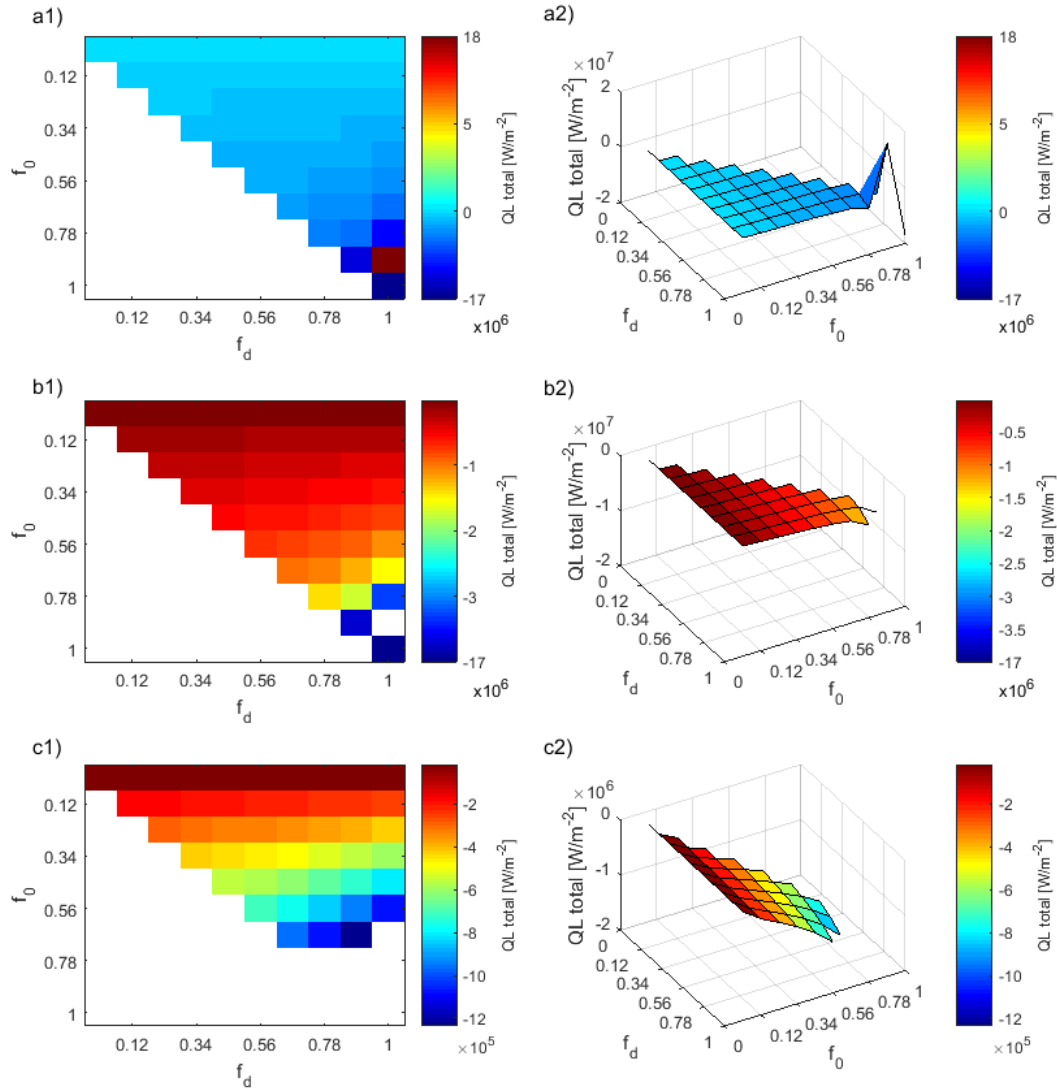


Figura 5.46: Total de energía transferida por calor latente en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QL; b) $QL \leq 0$ [W/m^2]; c) $BM \geq -1 * 10^7$ [W/m^2].

se puede ver que a mayores valores de f_0 y f_d , la cantidad de QS aumenta. En las subfiguras c1 y c2, se puede ver de mejor manera los gradientes indicados.

En la figura 5.48 se presenta el *Bowen Ratio*, el cambio de pendiente de la superficie en este caso solo se puede apreciar para $f_d = 0,78$ y este ocurre en $f_0 = 0,78$. Al igual que en los casos previos, aquel cambio quiere decir que el QS empieza a aumentar mas rápido que QL a prtir de ese f_0 , pero como se observa solamente para ese f_d no se puede considerar como regla o tendencia. En cuanto a la relación con f_d , el *Bowen Ratio* tiende a disminuir a mayores f_d , pero la situación cambia para $f_0 = 0,01$ mayores a 0,67.

CASO III - QS

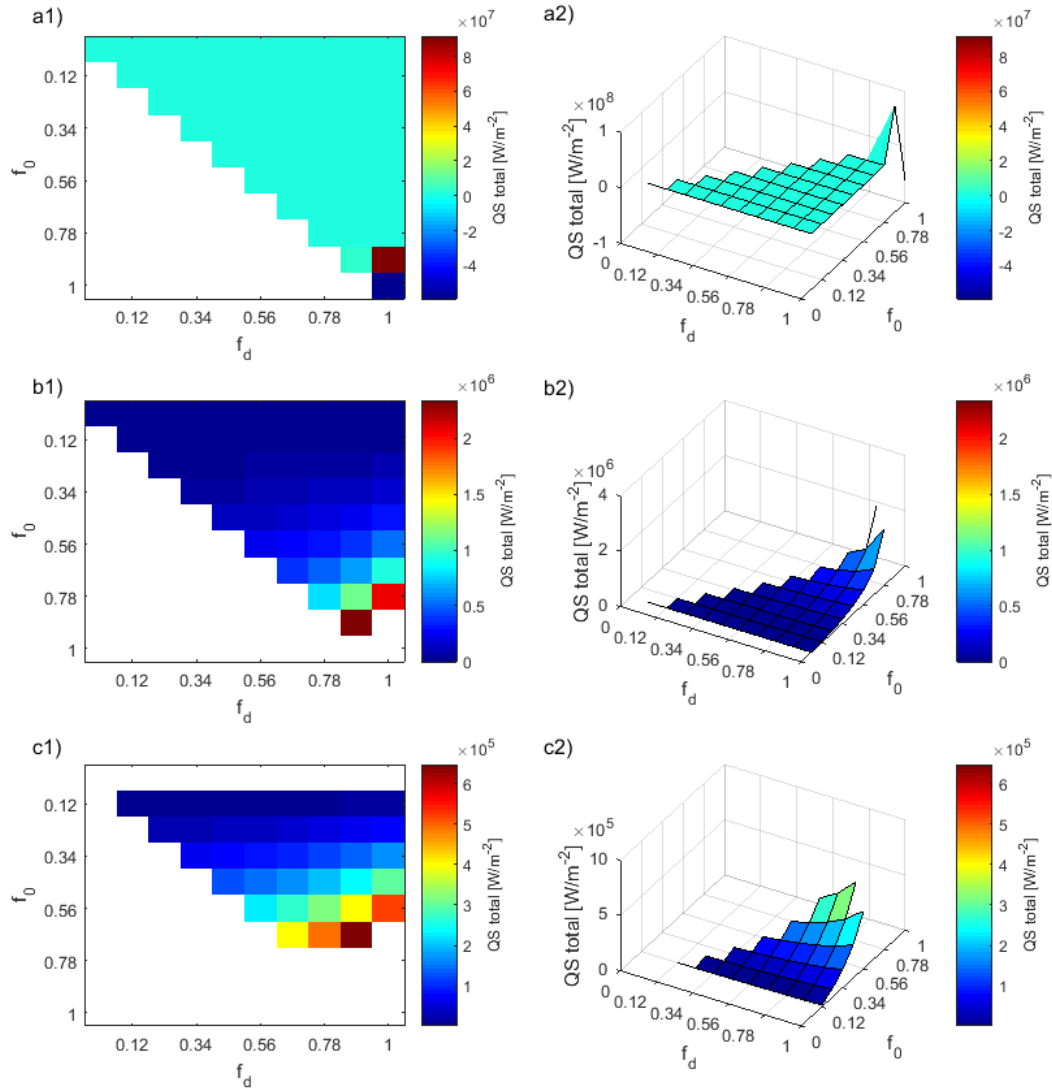


Figura 5.47: Total de energía transferida por calor sensible en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados un un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2. a) Se presentan todos los QS; b) $-5 * 10^7 \leq QS \leq 9 * 10^7 [W/m^2]$; c) $0 \leq QS \leq 7 * 10^5 [W/m^2]$.

La energía perdida por derretimiento (QM) se presenta en la figura 5.49, en las subfiguras a1 y a2 se observa que al igual que en el QL, el par (0.9,1) presenta un valor muy alto que difiere mucho de los demás resultados ($QM(0,9, 1) = 2,06 * 10^7$), misma situación que en el caso II, por lo que también es desestimado. En las subfiguras b1 y b2 se presenta el resto de los valores, en donde se puede ver que a mayor f_0 y f_d , QM disminuye.

CASO III - Bowen Ratio

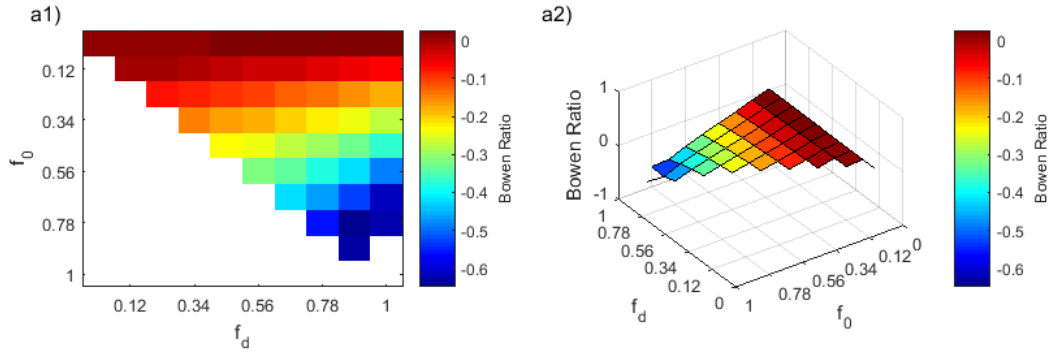


Figura 5.48: Bowen Ratio (QS/QL) en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$. Lado izquierdo: vistas en planta, indicados con un numero 1; lado derecho: vistas en 3D, indicadas con un numero 2.

CASO III - QM

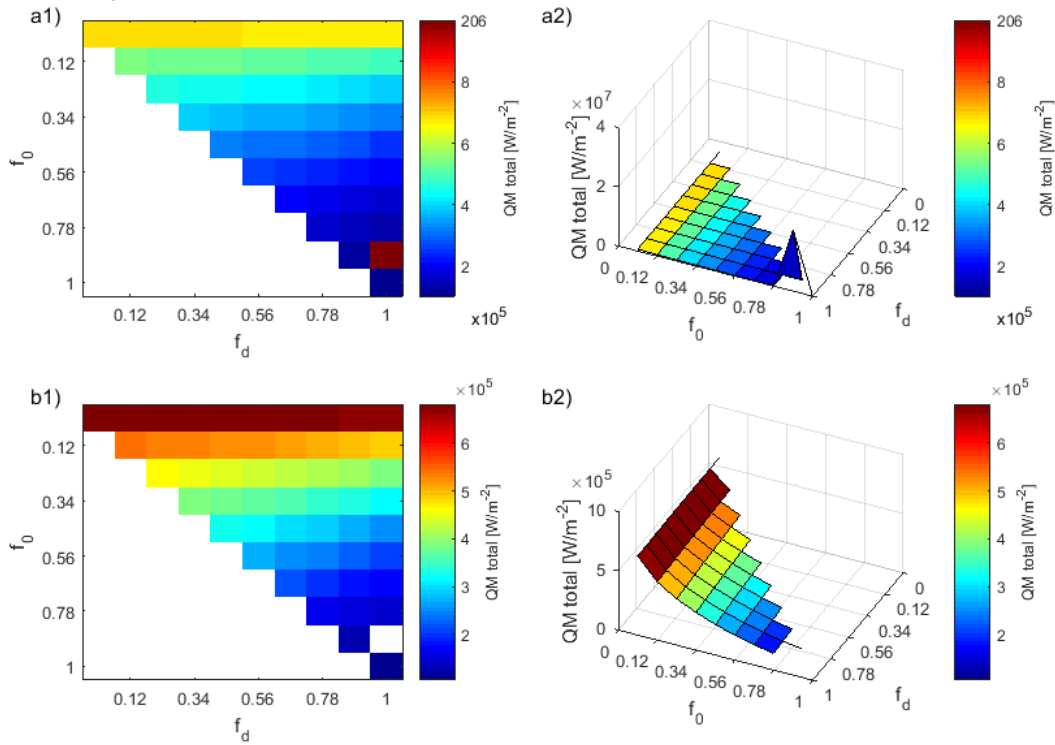


Figura 5.49: Total de energía por derretimiento en EM_2 para distintos f_0 y f_d , para el caso en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$.

La tablas con los valores en detalle se encuentran anexas. BM: tabla B.13. QL: tabla B.14. QS: tabla B.15. BR: tabla B.16. QM: tabla B.17.

5.4.4.4. Comparación entre los casos I, II y III

A modo de corolario, se puede decir que los resultados tienen una sensibilidad mucho mayor a f_0 que a f_d en los tres casos, lo que se explica por la forma en que los flujos turbulentos son calculados. También la tendencia es que a mayor f_0 y f_d , menor QL (mayores pérdidas), menor QM (menor energía perdida por derretimiento), y mayor QS (mayor input de energía).

El comportamiento del balance de masa según f_0 y f_d es más complejo que el de las otras variables. Para explicar la convexidad de la superficie de los BM se acude entonces al cambio de pendiente del *Bowen Ratio* y a las diferencias de consumo energético de los diferentes mecanismos con los que ocurre la pérdida de masa. A menor f_0 , si bien se pierde menor energía por QL, mediante el derretimiento se tiene un uso más eficiente de ella, se sabe que la energía requerida para fundir a 0°C es entre 7 a 8 veces menor que la necesaria para sublimar agua, lo que implica que con la misma cantidad de energía se puede perder más masa; conforme aumenta f_0 empieza a aumentar la sublimación, ya que vemos que el derretimiento (QM) disminuye, es decir el mecanismo se empieza a reemplazar; ahora con más sublimación, la cantidad de masa perdida va disminuyendo hasta cierto punto donde se alcanza el *peak* del BM, pero luego la energía que se pierde es de tal magnitud que aun sublimando las pérdidas de masa vuelven a aumentar.

Comparando los resultados del BM para los tres casos, se observa que no hay una tendencia clara, se tiene que $BM(I) > BM(II)$ para $f_0 \leq 0,34$ y para los pares con $f_0 = 0,45$ y $f_d \leq 0,67$; para el resto de los pares se cumple que $BM(I) < BM(II)$, dejando de lado los pares $(f_0, f_d) = (0.9, 1)$ y $(1, 1)$ que presentaban problemas. Comparando el caso II con el III, se tiene que $BM(II) > BM(III)$ para $f_0 \leq 0,56$ y para los pares con $f_0 = 0,67$ y $f_d \leq 0,78$, para el resto ocurre lo contrario.

En cuanto al calor latente se tiene que el comportamiento es: $QL(I) < QL(II) < QL(III)$ excepto para los pares $(f_0, f_d) = (0.9, 1)$ y $(1, 1)$, a medida que z_{0h} y z_{0v} disminuyen más con respecto a z_{0m} , el QL aumenta, es decir, se pierde menos energía por QL.

La relación entre los QS obtenidos es: $QS(I) > QS(II) > QS(III)$ para valores de f_0 mayores a 0.01, ya que para este valor el comportamiento es el contrario, para lo anterior claramente tampoco se consideran los pares $(f_0, f_d) = (0.9, 1)$ y $(1, 1)$.

El QM sigue el siguiente patrón $QM(I) < QM(II) < QM(III)$ excepto para los pares $(f_0, f_d) = (0.9, 1)$ y $(1, 1)$, lo que quiere decir que, a medida que z_{0h} y z_{0v} disminuyen más con respecto a z_{0m} , la energía perdida por derretimiento aumenta.

5.4.4.5. Optimización

Los resultados de la calibración para los tres casos en estudio se presentan en la Tabla 5.2. Se puede ver que el caso que presenta un mejor ajuste es el caso en el que z_h , z_v y z_m son iguales.

En la figura 5.50, se pueden ver los balances de masa óptimos para cada uno de los casos y

Caso	f_0 óptimo	f_d óptimo	RMSE	cm.w.e
I. $z_{0h} = z_{0m} = z_{0v}$	0.45	0.45	37.349	
II. $z_{0h} = z_{0v} = z_{0m}/10$	0.67	0.67	40.467	
III. $z_{0h} = z_{0v} = z_{0m}/100$	0.78	0.78	53.348	

Tabla 5.2: Valores optimizados de rugosidades para diferentes relaciones entre z_{0h} y z_{0v} de acuerdo al RMSE entre los balances de masa resultantes para EM_2 .

en ella se observa que hasta aproximadamente febrero, los balances presentan una pendiente similar a lo medido en el arco de ablación 4, pero luego no se simula bien el cambio de pendiente, resultando finalmente que la diferencia al término del periodo, en el mejor de los casos, es de 80 [cm.a.e.] aproximadamente. Se observa además que no existe una diferencia sustancial entre los casos I y II.

En los tres casos los valores para f_0 y f_d resultan ser iguales, es decir quedan en el límite de la superficie, por lo que no corresponden a mínimos absolutos. A medida que la diferencia se incrementa entre los parámetros de rugosidad, los factores f_0 y f_d óptimos aumentan.

El caso que presenta un mejor RMSE es el I, pero presenta un f_0 bastante alto, que indica que la rugosidad es casi la mitad que la altura de los penitentes. Garratt (1992) propone un valor para f_0 de 0,1, que dista bastante del resultado obtenido y para f_d propone 0,67, lo que se acerca mas al resultado de la calibración, sin embargo, concuerda mas con el f_d obtenido en el caso II.

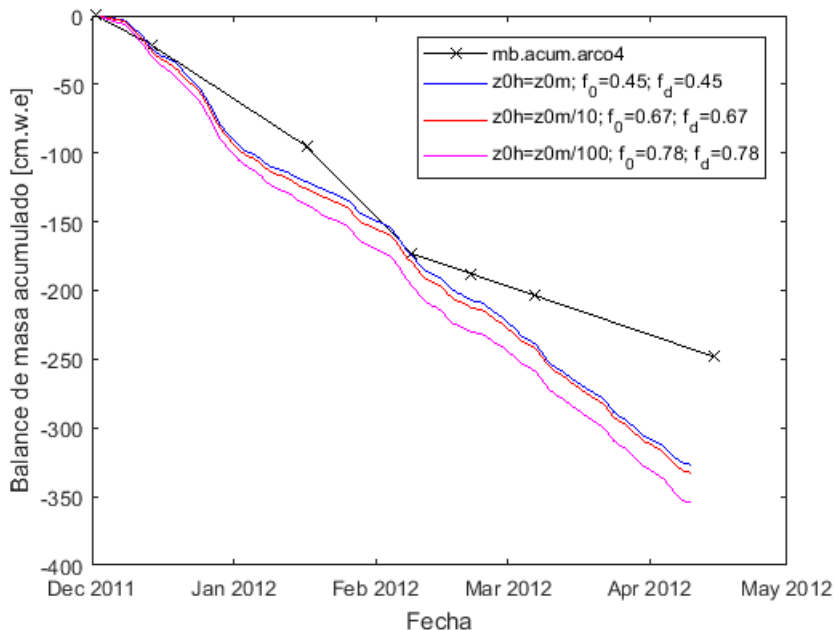


Figura 5.50: Balances de masa simulados en EM_2 para los casos en que $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$, $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$ y $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$, con sus valores de f_0 y f_d optimizados.

Si le otorgamos la libertad a los valores de cubrir un rango mas amplio sin imponer $f_d \geq f_0$, para analizar el comportamiento del modelo, los resultados de la calibración son los que se

muestran en la tabla 5.3, se puede ver que el caso cuyo óptimo reporta un menor RMSE, sería el II. En los tres casos el modelo trata de compensar los flujos radiativos aumentando los flujos turbulentos, al aumentar f_0 y disminuir f_d , creando así una interfaz mayor en la que ocurran estos flujos y con ello, aumentando la sublimación. Por lo anterior se puede inferir que probablemente se están sobrestimando los flujos radiativos en los pasos previos.

Caso	f_0 óptimo	f_d óptimo	RMSE [cm.w.e]
I. $z_{0h} = z_{0m} = z_{0v}$	0.56	0.01	31.5340
II. $z_{0h} = z_{0v} = z_{0m}/10$	1	0.01	30.940
III. $z_{0h} = z_{0v} = z_{0m}/100$	1	0.34	45.123

Tabla 5.3: Valores optimizados de rugosidades para diferentes relaciones entre z_{0h} y z_{0v} de acuerdo al RMSE entre los balances de masa resultantes para EM_2 .

Grimmond (1998); Grimmond and Oke (1999); Schaudt (1998) indican que debido a la alta heterogeneidad y sensibilidad de los análisis a pequeños errores, a menudo los resultados de las parametrizaciones de rugosidad llevan a resultados irreales, que posiblemente es lo que ocurre en este caso. En particular el método Rt utilizado no considera los efectos de empaquetamiento de los elementos debido a la densidad numérica de ellos, lo que trae problemas para la obtención de los parámetros de rugosidad, específicamente, z_{0m} se sobrestima para densidades muy bajas o altas (Grimmond and Oke, 1999) y debido a observaciones de los penitentes se sabe que son numerosos.

Elegir cuál condición es la mas adecuada es difícil debido a lo anterior y al poco consenso sobre el tema que se halla en la literatura, tal como menciona Mölg and Hardy (2004), existen autores que indican que $z_{0m} \neq z_{0h} \neq z_{0v}$, siendo entre 1 a 3 ordenes mayor el valor de z_{0m} que los otros (e.g. Andreas (1987), Greuell and Smeets (2001)), como también los hay quienes justifican la igualdad o similitud entre los valores de estos parámetros, tal cómo Sharan et al. (2003) quien sugiere la utilización de valores similares si se desconoce la diferencia entre ellos.

Se eligen finalmente los valores dados por Garratt (1992) ya que tienen un mayor sentido físico, y la condición en la que las tres rugosidades son las mismas, para así proseguir con el estudio.

5.5. Balance de energía y masa distribuido del glaciar Tapado

Considerando los resultados de las calibraciones anteriores, el resultado del balance de masa distribuido del glaciar Tapado, incorporando el MNT de SVF_{micro} , para el periodo entre el 03 de diciembre y el 12 de abril, se presenta en la figura 5.51. Se puede observar que en todo el glaciar se producen perdidas y que éstas aumentan predominantemente hacia la parte terminal del glaciar, concentradas principalmente en esta especie de lóbulo, donde se encuentra un valor máximo de $-5,376[m.a.e.]$.

Particularmente, en la cumbre se observa un aumento local en las perdidas que debe de responder a la forma del MNT de altura de nieve inicial ingresado, ya que en aquella zona el

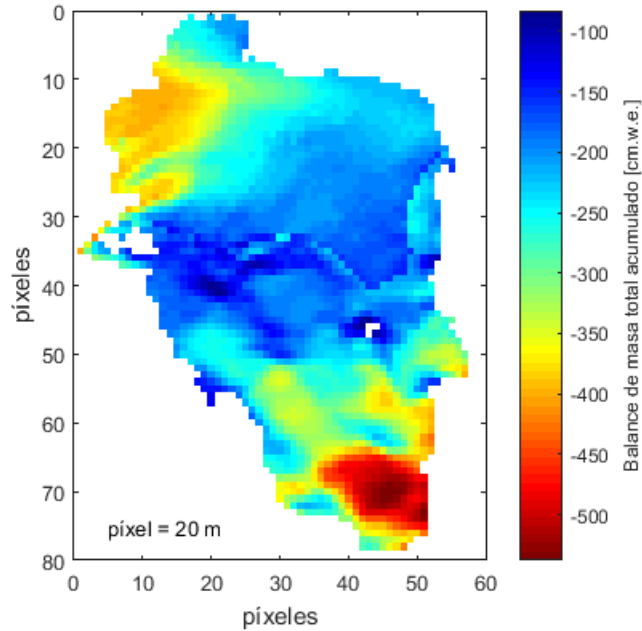


Figura 5.51: Balance de masa distribuido del glaciar Tapado acumulado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012.

valor de esta es 0 o cercano a ese valor, del que sabemos, además, que posee una incertidumbre importante. Sumado a lo anterior, en la misma zona es dónde el SVF tiene un mayor valor, es decir, es la zona que recibe mayor radiación de onda corta.

En la tabla 5.4 se presentan los promedios mensuales de los principales flujos de energía para todo el glaciar, estos se presentan también en la figura 5.52, en ellas se puede ver que el *input* energético está dominado por la radiación de onda corta, cuyo valor máximo se alcanza en enero con $251,4 [W/m^2]$, bastante similar a lo modelado para diciembre, de aquí en adelante los valores disminuyen, lo que se relaciona de buena manera con la forma de la radiación de onda corta medida, pero esta disminución es compensada con la disminución progresiva del albedo de acuerdo a la presencia de los penitentes. Se aprecia además que las pérdidas por radiación de onda larga están amortiguadas por la reincidencia de la LW emitida por las superficies adyacentes, es decir, por los mismos penitentes (SVF_{micro} ingresado).

En cuanto a los flujos de calor turbulentos, gracias a la altura de cero desplazamiento ingresada, los valores de estos no se disparan, se puede observar que durante diciembre y enero se perdió energía por un flujo de calor sensible desde el glaciar hacia la atmósfera, cuya máxima pérdida fue en enero con $3,821 [W/m^2]$, durante los meses restantes el flujo promedio cambió de dirección y aportó energía al glaciar con un máximo de $13 [W/m^2]$ en marzo. Por su lado, el flujo de calor latente fue causa de pérdidas durante todo el periodo en estudio, siendo el mes de marzo el mes en que las pérdidas fueron mayores alcanzando $106,8 [W/m^2]$ perdidos en promedio. Se observa que las pérdidas por QL aumentan desde diciembre hasta marzo —no se considera para esto los datos del mes de abril, ya que no se tienen datos para el mes completo— lo cual se puede correlacionar con el aumento de la rugosidad por el crecimiento de los penitentes.

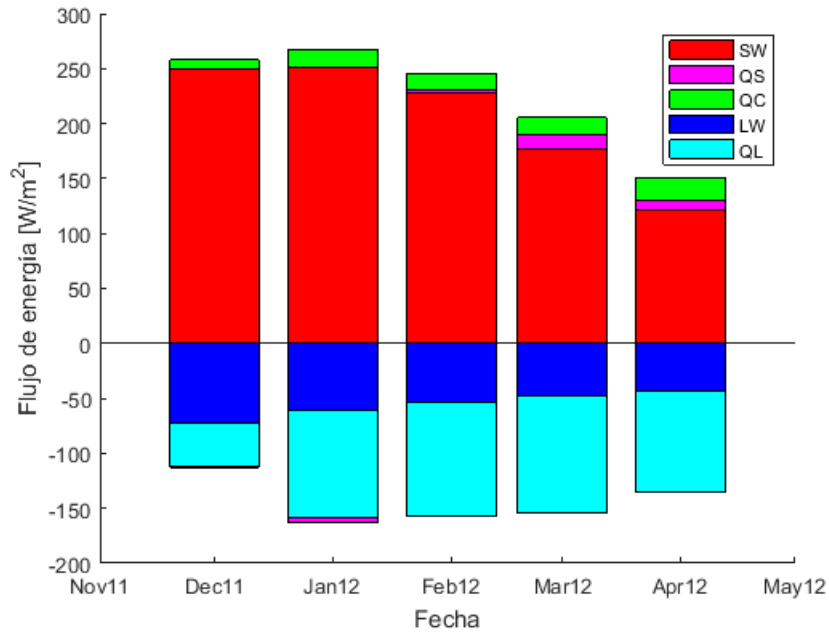


Figura 5.52: Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012.

Mes	SW [W/m^2]	LW [W/m^2]	QS [W/m^2]	QL [W/m^2]	QG [W/m^2]
Dic 2011(*)	250.113	-73.018	-1.231	-38.586	7.924
Ene 2012	251.367	-60.622	-3.821	-98.262	16.235
Feb 2012	228.525	-53.380	2.181	-103.872	15.348
Mar 2012	177.237	-47.909	13.000	-106.811	15.243
Abr 2012(**)	120.923	-43.148	9.142	-91.967	20.595

Tabla 5.4: Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.

En la tabla 5.5 se presenta la totalidad de los cambios de masa mensuales en el glaciar debido a distintos procesos y se presentan de manera gráfica en la figura 5.53, en ellas se puede observar que las pérdidas están dominadas por el derretimiento, este representa un 86,26% de la ablación bruta, en tanto el 13,74% restante corresponde al porcentaje de pérdidas por sublimación. Además se observa que conforme transcurre el tiempo y crecen los penitentes —no considerando el mes de abril debido a los pocos días que se tienen— se observa que el derretimiento tiende a disminuir y la sublimación a aumentar, es decir. Esto último se relaciona de buena manera con lo modelado por Kull and Grosjean (2000); Kull et al. (2002) quien indica que en el pie del glaciar la sublimación es mayor que en la cumbre. El recongelamiento representa el 62,564% del aporte de masa al glaciar, mientras que la precipitación sólida sólo un 37,136%, pero en términos cuantitativos su aporte es bastante bajo; aquí cabe mencionar nuevamente que no se considera en el modelo la redistribución de nieve ni por viento, ni por otros mecanismos.

Comparando los resultados con lo medido en las estacas (ver figura A.2) se puede ver que

Mes	Derretimiento [cm.a.e]	Sublimación [cm.a.e]	Recongelamiento [cm.a.e]	Nevada [cm.a.e]
Dic 2011(*)	$2,41 * 10^6$	$0,941 * 10^5$	$6,2 * 10^4$	$0,536 * 10^4$
Ene 2012	$1,543 * 10^6$	$2,494 * 10^5$	4,508	$1,185 * 10^4$
Feb 2012	$1,214 * 10^6$	$2,459 * 10^5$	9,786	$1,381 * 10^4$
Mar 2012	$0,619 * 10^6$	$2,666 * 10^5$	0,242	$0,365 * 10^4$
Abr 2012(**)	$0,0464 * 10^6$	$0,73 * 10^5$	0,086	$0,196 * 10^4$

Tabla 5.5: Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.

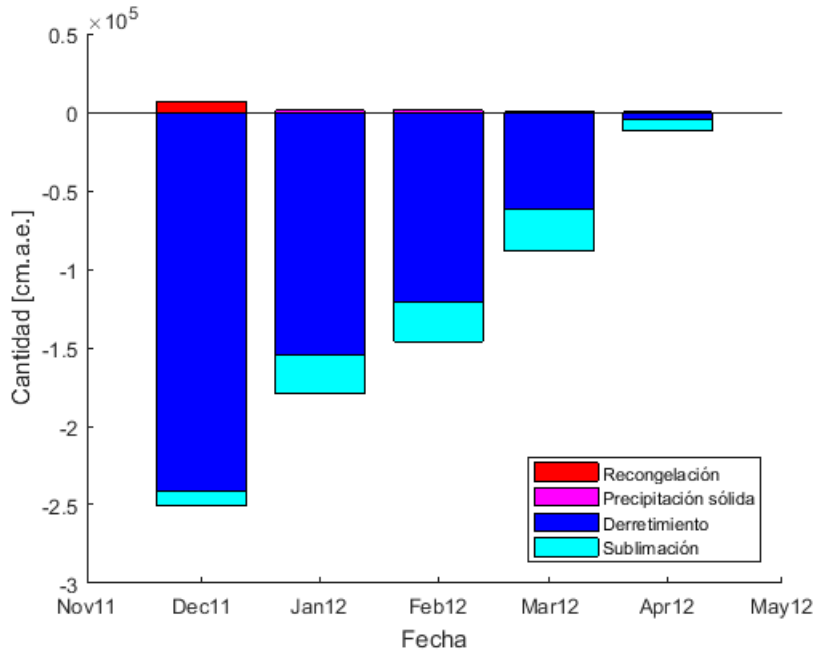


Figura 5.53: Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.

los resultados obtenidos son bastante mayores en los 5 puntos, al igual que la comparación con lo obtenido con los análisis químicos en el testigo de hielo de Kull and Grosjean (2000) y Kull et al. (2002) (ver sección 2.4). Lo anterior indica que en la simulación se sobrestima la ablación en todo el glaciar, a favor se tiene que para este estudio se consideran mas dos dimensiones, no así los balances de masas con los que se compara, por lo que no han de ser iguales los valores finales, pero igualmente se estima que los valores resultantes son demasiado superiores, esto invalida de alguna manera la representatividad de los resultados obtenidos.

Posiblemente esta sobrestimación es el resultado de una sumatoria de diversos factores, en primer lugar no se tienen datos de precipitación en el mismo glaciar, posiblemente los datos de precipitación extraídos de EM_3 no representan lo que ocurre en el glaciar, ya que a pesar de que se considera que la precipitación esta relacionada a eventos convectivos, pueden existir variaciones espaciales. Lo anterior influye en la parametrización y calibración del albedo, en la que, tal como se vio, no se lograba representar de buena manera las subidas de albedo, que influye a su vez en la radiación de onda corta neta.

La calibración y parametrización del albedo particularmente es posiblemente una de las principales fuentes de errores, tanto por el corto periodo disponible para su calibración, como por los demás datos: precipitación, altura de nieve, atenuaciones, etc...

Se le suma la complejidad de parametrizar el efecto de los penitentes sobre las diversas partes analizadas: radiación de onda larga, albedo y flujos turbulentos, principalmente debido a su heterogeneidad espacial y temporal que es difícil aproximar y simplificar, tal como se explico en cada una de estas por separado, además de los pocos estudios de los impactos de este tipo de morfologías sobre estas variables.

Adicionalmente se presentan los resultados de un balance de masa ejecutado sin considerar la presencia de penitentes, para esto se considera que el glaciar posee una superficie lisa y suave, de esta forma no se incluye el SVF_{micro} , se utiliza la parametrización para el albedo dada por Oerlemans and Knap (1998), con los valores calibrados en la sección 5.4.3 con mayor permisividad para los valores de albedo; para el cálculo de los flujos turbulentos se considera que las rugosidades z_{0m} , z_{0v} y z_{0h} son iguales y de un valor de $0,1 [mm]$ de acuerdo a Lewis et al. (1999). El modulo de radiación solar se mantiene igual.

Los resultados se presentan en la figura 5.54, donde se puede ver que se pierde un poco menos de masa que en la simulación previa, pero aun así, comparando con lo medido en los arcos, se puede decir que se están sobrestimando las pérdidas, el máximo de pérdidas se encuentra cercano a la EM_2 , al igual que en el caso anterior, pero esta vez alcanza los $-4,159 [m.a.e.]$. La distribución espacial también cambia, podemos ver que tanto en la cumbre como en el *plateau* adyacente se tienen pérdidas entre los 2,30 a 3,30 $[m.a.e.]$ predominantemente, lo cual se puede adjudicar al mayor SVF y a la calibración del albedo, ya que sabemos que se calibró en EM_2 y no se aplicó algún gradiente de albedo.

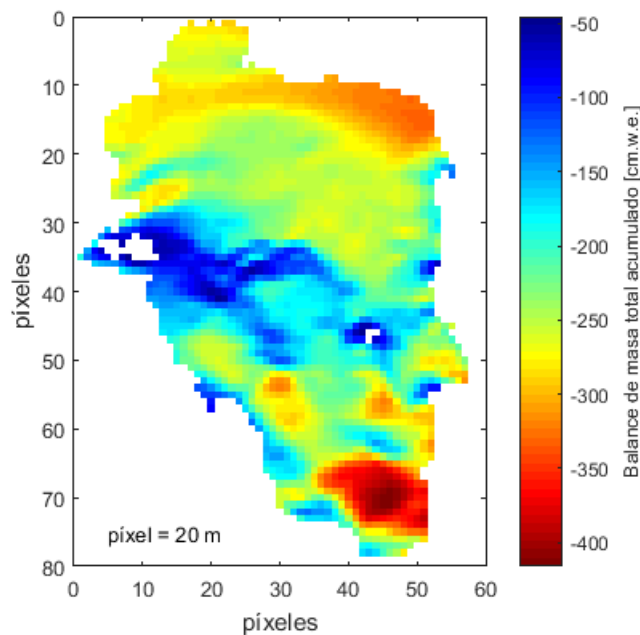


Figura 5.54: Balance de masa distribuido del glaciar Tapado acumulado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie plana y suave.

En la tabla 5.6 y la figura 5.55 se presentan los promedios mensuales de los flujos del balance de energía para todo el glaciar para este caso plano. Se puede ver que el *input* energético también está dominado por la radiación de onda corta, cuyo valor máximo se alcanza en enero con $253,5 [W/m^2]$, y prácticamente no existe diferencia sustancial en esta variable, ni en el comportamiento descendente en el transcurso de los meses, ni en sus valores, lo cuál quiere decir que no existe una diferencia sustancial en los resultados de las parametrizaciones del albedo, pero hay que considerar que esta comparación no analiza la distribución espacial de la SW, sino que el promedio de la SW en todo el glaciar, se sabe que dada las diferentes formas de las parametrizaciones han de existir una diferencia importante en la simulación del albedo distribuido. Las pérdidas por radiación de onda larga, son bastante constantes y sus valores se mueven entre los 90 y los $100 [W/m^2]$, mayores que en el caso previo donde se incorporaba el SVF_{micro} .

Mes	SW [W/m^2]	LW [W/m^2]	QS [W/m^2]	QL [W/m^2]	QC [W/m^2]
Dic 2011(*)	243.23	-95.507	-6.134	-40.267	8.171
Ene 2012	253.534	-97.942	-8.047	-47.054	14.714
Feb 2012	227.208	-97.859	-3.263	-39.735	13.632
Mar 2012	174.974	-98.352	2.338	-40.931	14.319
Abr 2012(**)	119.043	-92.817	-0.556	-32.839	19.863

Tabla 5.6: Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado, considerándolo como una superficie lisa y suave. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.

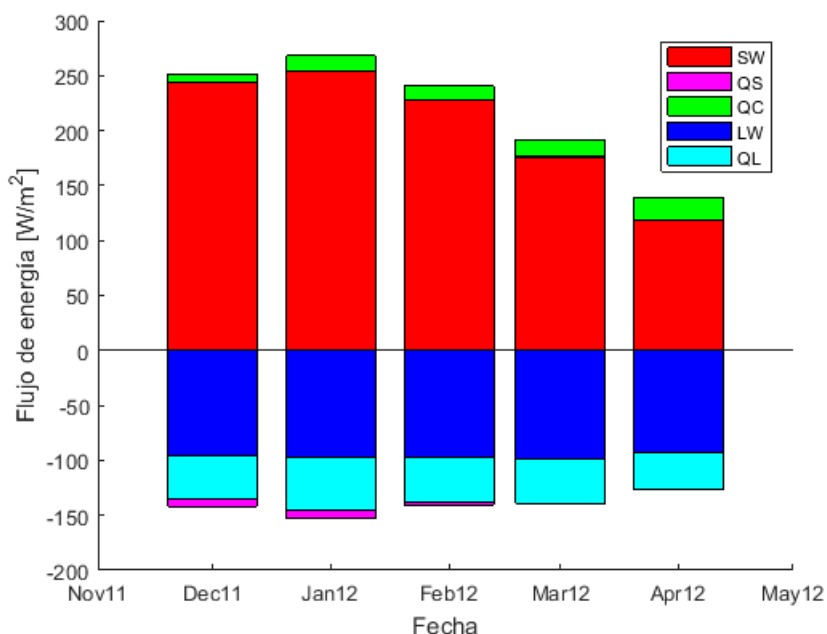


Figura 5.55: Promedios mensuales de los principales flujos de energía en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie lisa y suave.

Analizando los flujos de calor turbulentos, se tiene que durante diciembre, enero, marzo

y abril se perdió energía por QS desde el glaciar hacia la atmósfera y la mayor pérdida fue en enero con $8,047 [W/m^2]$, solamente durante marzo se ganó energía y el promedio del QS fue de $2,338 [W/m^2]$. La mayor diferencia ocurre en el flujo de calor latente, este fue causa de pérdidas en todo el periodo de estudio, al igual que en el caso previo, pero fue en enero donde las pérdidas alcanzaron su *peak* con $47,054 [W/m^2]$. Las pérdidas por QL son bastante menores en este caso, se mueven entre 30 a 50 $[W/m^2]$ aproximadamente, lo que también indica que son bastante más constantes, ya que la rugosidad no varia.

En la tabla 5.7 y la figura 5.56 se presentan cambios de masa mensuales debido a distintos procesos obtenidos con estas nuevas consideraciones. Se puede observar que las perdidas están dominadas por el derretimiento, este representa un 92,74% de la ablación bruta, en tanto el 7,26% restante corresponde al porcentaje de pérdidas por sublimación, mas y menos, respectivamente, que en la simulación con penitentes. También a diferencia de la simulación anterior, se observa que, si bien el derretimiento sigue disminuyendo con el transcurso del tiempo, la sublimación no aumenta. El recongelamiento representa el 78,136% del aporte de masa al glaciar, mas que en el caso con penitentes, mientras que la precipitación solida sólo un 21,864%, en términos cuantitativos el aporte de estos dos sigue siendo bastante bajo.

Mes	Derretimiento [cm.a.e]	Sublimación [cm.a.e]	Recongelamiento [cm.a.e]	Nevada [cm.a.e]
Dic 2011(*)	$1,857 * 10^6$	$0,983 * 10^5$	$12,986 * 10^4$	$0,537 * 10^4$
Ene 2012	$1,748 * 10^6$	$1,216 * 10^5$	$0,103 * 10^4$	$1,185 * 10^4$
Feb 2012	$1,411 * 10^6$	$0,96 * 10^5$	19,627	$1,381 * 10^4$
Mar 2012	$0,65 * 10^6$	$1,036 * 10^5$	0,168	$0,365 * 10^4$
Abr 2012(**)	$0,03 * 10^6$	$0,263 * 10^5$	0,015	$0,196 * 10^4$

Tabla 5.7: Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado, considerándolo como una superficie lisa y suave. (*) Desde el 03 de Dic. (**) Hasta el 12 de Abr.

Se puede decir entonces que la mayor diferencia entre los resultados de estas dos simulaciones recae en la variación de los flujos turbulentos y principalmente en el flujo de calor latente, debido a la diferencia de la rugosidad. Dado que las dos simulaciones del balance de masa entregan valores menores (mayores pérdidas) que lo medido en las estacas, se puede corroborar que es en el modulo de albedo donde se tienen los principales problemas para la sobrestimación de la radiación de onda corta neta.

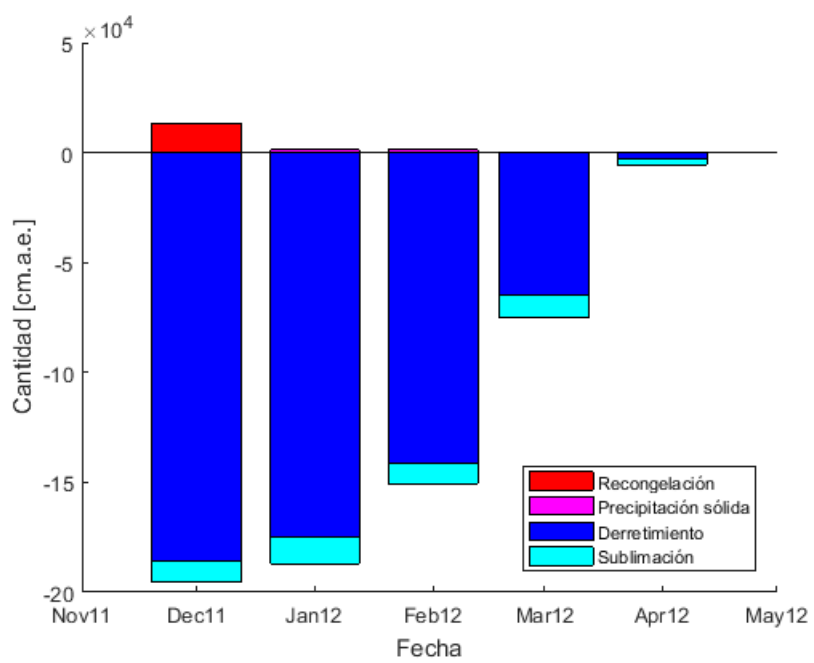


Figura 5.56: Cambios de masa mensuales en el glaciar Tapado entre el 03 de diciembre del 2011 y el 12 de abril del 2012, considerándolo como una superficie lisa y suave.

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones

Se logra establecer una relación lineal en base a observaciones entre la altura de los penitentes (H) y la razón entre su alto y su ancho (HW) (fig. 5.11) y generar en base a esta, ecuaciones para el cálculo del factor de visibilidad aérea por penitentes (SVF_{micro}), el que además depende de la pendiente del glaciar. Dado el gradiente de alturas de penitentes en el glaciar, la tendencia es que este factor aumenta con la altitud y disminuye con el tiempo. Se recomienda analizar la relación entre H y HW con una mayor cantidad de mediciones.

La simulación de G tiene un buen desempeño al comparar con las mediciones de la EM_2 . De su calibración se concluye que en la zona se tiene un alto impacto del *scattering* por aerosoles, lo que explica el alto valor de $K_{dif} = 0,79$, pero en el que también tiene que ver la radiación difusa reflejada en la atmósfera que no se considera explícitamente en las ecuaciones. El alto valor de la constante de nubes ($k = 0,8$), indica que las nubes tienen un alto impacto sobre la radiación solar en la zona.

En cuanto a la parametrización y calibración de la radiación de onda larga, se tiene una alta emisividad atmosférica, un poco mayor a la obtenida en algunos lugares cercanos como lo es el glaciar Guanaco. El desempeño de esta simulación en la EM_3 es bueno, pero no es posible comparar en EM_2 , se recomienda, en el caso de una nueva ejecución, calibrar en un periodo en el que hayan datos disponibles de LW en alguna de las estaciones al interior del glaciar. Tras la calibración se logra introducir en las ecuaciones de LW el SVF_{micro} , aumentando el LW_{in} por la LW emitida por los penitentes adyacentes y reduciéndolo por la menor radiación proveniente desde el cielo.

Se crea una parametrización para el albedo en base a la hecha por Oerlemans and Knap (1998), añadiendo un factor de atenuación por penitentes, lo que le añade una componente temporal y espacial al albedo, además de incorporarle un parámetro que indica el tipo de material que hay bajo las capas superficiales del glaciar (ec. 5.3). Debido al corto periodo de tiempo y escasos datos de calidad disponibles para la calibración del albedo, este modulo es la principal fuente de errores en las simulaciones posteriores. Se recomienda entonces calibrar los parámetros de las ecuaciones en algún periodo de tiempo donde se tengan mas y mejores datos disponibles. Queda propuesto continuar con los análisis y la parametrización del albedo a escala subpíxel (ec. 5.2), incorporando esta vez el cambio de albedo que producen las caídas

de nieve en el píxel entero, ya que no se consideró que los penitentes se cubrían por las nevadas. La posibilidad de la incorporación de mapas de albedo al modelo también queda propuesta. Tras los análisis de los efectos de la rugosidad se concluye que tanto el balance de masa como los flujos de calor turbulento, son mas sensibles a f_0 que a f_d , dada la formula de las ecuaciones del *bulk method*; la energía perdida por derretimiento se comporta de la misma manera. La tendencia es que a medida que aumentan f_0 y f_d , disminuye QL (aumentan las pérdidas), disminuye QM (disminuye la energía perdida por derretimiento), y aumenta QS (aumenta el *input* de energía). El balance de masa aumenta dentro de un cierto rango de f_0 y luego, para los valores mayores de f_0 , disminuye nuevamente. Su comportamiento puede relacionarse con el *bowen ratio* y con los consumos energéticos de la sublimación versus derretimiento, pero es bastante más complejo. Se recomienda una calibración ingresando mediciones de cambios de alturas de los sensores, para forzar la simulación, ya que al corregir por cambios de superficie diferentes para cada par (f_0, f_d) , las diferencias se amplifican. Dada la alta sensibilidad de las ecuaciones a pequeños errores, se recomienda ejecutarlo una vez se haya calibrado de buena manera el albedo.

La simulación del balance de masa distribuido del glaciar Tapado entre el 3 de diciembre del 2011 y el 11 de abril del 2012, incorporando el efecto de los penitentes, sobrestima la ablación comparando con las mediciones en las estacas de ablación y otras mediciones históricas, por lo que la primera hipótesis sobre buen desempeño de la simulación con el modelo, no se puede corroborar, ya que los resultados no son necesariamente problema del modelo. La simulación arroja que el mecanismo de pérdidas que prima es el derretimiento con un 86,26 de la ablación bruta, quedándose la sublimación con el resto del porcentaje, pero no con una menor importancia.

La ejecución del balance de masa distribuido plano también sobrestima la ablación, por lo que se reafirma que la parametrización del albedo es la principal fuente de errores. La simulación con penitentes, simula menores perdidas por radiación de onda larga, mayores flujos turbulentos, principalmente de calor latente, y mayores pérdidas tanto por derretimiento como por sublimación, corroborándose con esto la segunda y tercera hipótesis.

Los penitentes en el glaciar tapado presentan una gran heterogeneidad, tanto espacial como temporal, lo que corresponde a la principal dificultad para parametrizar las diferentes variables del intercambio energético. Pese a lo anterior, se puede decir, a modo de corolario, que los penitentes tienen incidencia en el intercambio radiativo entre la superficie del glaciar y la atmósfera, su forma modifica el albedo efectivo de la superficie, disminuyéndolo, alterando el intercambio de radiación de onda corta; tienen incidencia en la radiación de onda larga, ya que se recibe radiación de onda larga emitida por los mismos penitentes y además altera la rugosidad de la superficie y con ello las rugosidades para el calor, para el momentum y para la presión de vapor, aumentando los flujos turbulentos en esta interfaz y con ello la sublimación.

Como se dijo anteriormente, se recomienda realizar un estudio similar para un periodo en el que estén disponible una mayor cantidad de datos en las dos estaciones que están en el glaciar Tapado, realizando calibraciones en el lugar, las que posiblemente se deban realizar mas de una vez durante el periodo de tiempo, siendo este ultimo mas extenso también.

Bibliografía

- Amstutz, G. C. (1958). On the formation of snow penitentes. *Journal of Glaciology*, 3(24):304–311.
- Andreas, E. L. (1987). A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. *Boundary-Layer Meteorology*, 38(1):159–184.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., and Burlando, P. (2017). Patterns of glacier ablation across north-central chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. *Water Resources Research*, page 5601–5625.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., and Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid andes of central chile. *Hydrological Processes*, 30(22):4036–4058.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J.-L., Videla, Y., Albornoz, A., and Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the andes of chile, south america. *Annals of Glaciology*, page 1–15.
- Bennett, M. M. and Glasser, N. F. (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons.
- Brutsaert, W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11(5):742–744.
- Camino, R. (1979). Cordillera frontal. In *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, volume 1, pages 397–453. Córdoba: Academia Nacional de Ciencias I.
- Cathles, L. M., Abbot, D. S., and MacAyeal, D. R. (2014). Intra-surface radiative transfer limits the geographic extent of snow penitents on horizontal snowfields. *Journal of Glaciology*, 60(219):147–154.
- CEAZA (2010). Informe n°ceaza.czl.2010.02: Balance de masa glaciológico y condiciones regionales de nieve en el norte chico: interacción con el clima y su influencia en el deshielo.
- Claudin, P., Jarry, H., Vignoles, G., Plapp, M., and Andreotti, B. (2015). Physical processes causing the formation of penitentes. *Physical Review E*, 92(3):033015.
- Cogley, J., Hock, R., Rasmussen, L., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, R., Jansson, P.,

- Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., and Zemp, M. (2011). *Glossary of glacier mass balance and related terms*. International Hydrological Programme (IHP) of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO).
- Coira, B. and Koukharsky, M. (1976). Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la cordillera frontal, zona arroyo del tigre, provincia de mendoza, república argentina. *ICongreso Geológico Chileno*, pages 105–124.
- Corripio, J. G. and Purves, R. S. (2005). Surface energy balance of high altitude glaciers in the central andes: The effect of snow penitentes. *Climate and hydrology in mountain areas*, pages 15–27.
- Cuffey, K. M. and Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers*. Academic Press.
- DeWalle, D. R. and Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- DGA (2009). *Estrategia nacional de glaciares*, volume S.I.T. N°205. Ministerio de Obras Públicas, Chile.
- DGA (2012). *Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui, y balance de masa del glaciar Tapado*, volume S.I.T. N°285. Ministerio de Obras Públicas, Chile.
- Falvey, M. and Garreaud, R. D. (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). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., and López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of chile’s norte chico region (26–32 s). *Water Resources Research*, 45(2).
- Fiebig-Wittmaack, M., Astudillo, O., Wheaton, E., Wittrock, V., Perez, C., and Ibacache, A. (2012). Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid andean valley. *Climatic change*, 111(3-4):819–833.
- Fiebig-Wittmaack, M., Pérez, C., Lazo, E., and Cepeda-Pizarro, J. (2009). Aspectos climáticos del valle del elqui. *En Los sistemas naturales de la cuenca del Río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y cambio del clima. ULS-CLEAZAEB. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile*, pages 33–55.
- Garratt, J. (1992). The atmospheric boundary layer. *Cambridge University Press, Cambridge*, 416:444.
- Garreaud, R. (2009). The andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22:3.
- Garreaud, R. (2011). The climate of northern chile: Mean state, variability and trends. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, 41.

- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., and Gäggeler, H. W. (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.
- Greuell, W. and Smeets, P. (2001). Variations with elevation in the surface energy balance on the pasterze (austria). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D23):31717–31727.
- Grimmond, C. (1998). Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 89(1):1–24.
- Grimmond, C. and Oke, T. R. (1999). Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of applied meteorology*, 38(9):1262–1292.
- Hastenrath, S. (1978). Heat-budget measurements on the quelccaya ice cap, peruvian andes. *Journal of Glaciology*, 20(82):85–97.
- Hastenrath, S. (1984). *The glaciers of equatorial East Africa*, volume 2. Springer Science & Business Media.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in physical geography*, 29(3):362–391.
- Howard, A. (2013). Proceeding of 44th lunar and planetary sci. conf. *Universities Space Research Association (USRA), The Woodlands, Texas*.
- Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Nueva York.
- Jansson, P., Hock, R., and Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282(1):116–129.
- Kalthoff, N., Fiebig-Wittmaack, M., Meißner, C., Kohler, M., Uriarte, M., Bischoff-Gauß, I., and Gonzales, E. (2006). The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the andes. *Journal of Arid Environments*, 65(3):420–443.
- Kaser, G., Fountain, A., Jansson, P., et al. (2003). *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*. Unesco Paris.
- Kaser, G., Großhauser, M., and Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(47):20223–20227.
- Kull, C. and Grosjean, M. (2000). Late pleistocene climate conditions in the north chilean andes drawn from a climate–glacier model. *Journal of Glaciology*, 46(155):622–632.
- Kull, C., Grosjean, M., and Veit, H. (2002). Modeling modern and late pleistocene glacio-climatological conditions in the north chilean andes (29–30). *Climatic Change*, 52(3):359–381.

- Lewis, K. J., Fountain, A. G., and Dana, G. L. (1999). How important is terminus cliff melt?: a study of the canada glacier terminus, taylor valley, antarctica. *Global and Planetary Change*, 22(1):105–115.
- Lhermitte, S., Abermann, J., and Kinnard, C. (2014). Albedo over rough snow and ice surfaces. *Cryosphere*, 8(3):1069–1086.
- Lliboutry, L. (1954). The origin of penitents. *Journal of Glaciology*, 2(15):331–338.
- MacDonell, S., Nicholson, L., and Kinnard, C. (2013). Parameterisation of incoming longwave radiation over glacier surfaces in the semiarid andes of chile. *Theoretical and applied climatology*, 111(3-4):513–528.
- Maksaev, V. (1984). Mesozoico a paleógeno de la región de antofagasta. *Seminario Actualización de la Geología de Chile, Apuntes, Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea*, 4:C1–C20.
- Marks, D. and Dozier, J. (1979). A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas. *Theoretical and Applied Climatology*, 27(2):159–187.
- Marks, D. and Dozier, J. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the sierra nevada: 2. snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28(11):3042–3054.
- Mölg, T. (2012). Overview of the physically-based 2-d mass balance model.
- Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G., and Klok, L. (2008). Mass balance of a slope glacier on kilimanjaro and its sensitivity to climate. *International Journal of Climatology*, 28(7):881–892.
- Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Winkler, M., and Kaser, G. (2009a). Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over east africa from glacier shrinkage on kilimanjaro. *Journal of Climate*, 22(15):4162–4181.
- Mölg, T., Cullen, N. J., and Kaser, G. (2009b). Solar radiation, cloudiness and longwave radiation over low-latitude glaciers: implications for mass-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 55(190):292–302.
- Mölg, T. and Hardy, D. R. (2004). Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on kilimanjaro. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D16).
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., and Bossy, W. (2014). Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid chilean andes (cerro tapado, upper elqui valley, 30°08's., 69°55'w.). *Geomorphology*, 207:126–140.
- Moore, J. M., Howard, A. D., Umurhan, O. M., White, O. L., Schenk, P. M., Beyer, R. A., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Singer, K. N., Grundy, W. M., Earle, A. M., Schmitt, B., Protopapa, S., Nimmo, F., Cruikshank, D. P., Hinson, D. P., Young, L. A., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Collins, G., Bertrand, T., Forget, F., and Scipioni,

- F. (2018). Bladed terrain on pluto: Possible origins and evolution. *Icarus*, 300(Supplement C):129 – 144.
- Moore, J. E., Smith, C. L., Toigo, A. D., and Guzewich, S. D. (2017). Penitentes as the origin of the bladed terrain of tartarus dorsa on pluto. *Nature*, 541(7636):188–190.
- MOP (2016). Decreto n°180: Declara zona de escasez a las provincias de choapa y limarí, y a las comunas de la serena, coquimbo, la higuera, paihuano y vicuña, región de coquimbo. <https://www.leychile.cl/N?i=1091650&f=2016-06-16&p=>.
- Mpodozis, M., Cornejo, P., et al. (1988). Hoja pisco elqui: Iv region de coquimbo.
- Nasi, P., Makshev Jurchuc, V., Moscoso, D., et al. (1990). Hoja guanta: Regiones de atacama y coquimbo.
- Nicholson, L. I. (2016). 3-d surface properties of glacier penitentes over an ablation season, measured using a microsoft xbox kinect. *The Cryosphere*, 10(5):1897.
- Niemelä, S., Räisänen, P., and Savijärvi, H. (2001). Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part i: Longwave radiation. *Atmospheric Research*, 58(1):1–18.
- Oerlemans, J. and Knap, W. (1998). A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of morteratschgletscher, switzerland. *Journal of Glaciology*, 44(147):231–238.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., and McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a central andean watershed dominated by glacier-and snowmelt. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 9(10).
- Østrem, G. and Brugman, M. (1991). Mass balance measurement techniques, a manual for field and office work, national hydrological research institute (nhri). *Science Report*, 4.
- Oyarzún, J. and Oyarzún, R. (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.
- Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M., and McPhee, J. (2014). Changes of glaciers in the andes of chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493:1197–1210.
- Ragetti, S., Immerzeel, W. W., and Pellicciotti, F. (2016). Contrasting climate change impact on river flows from high-altitude catchments in the himalayan and andes mountains. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(33):9222–9227.
- Ragetti, S. and Pellicciotti, F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3).
- Reutter, K. (1974). Entwicklung und bauplan der chilenischen hochkordillere im bereich 29 südlicher breite. *Neues Jahrbuch für geologie und Paläontologie*, 146(2):153–178.

- Ribba, L. (1985). Geología regional del cuadrángulo el tránsito, región de atacama, chile. *Memoria de Titulo (inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica.
- Rivera, A. (1989). Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos bío bío y petrohué, su relación con el volcanismo activo: caso volcán lonquimay. *Memoria Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile*. 189p.
- Schaudt, K. (1998). A new method for estimating roughness parameters and evaluating the quality of observations. *Journal of applied meteorology*, 37(5):470–476.
- Sharan, M., Krishna, T. R., et al. (2003). Surface-layer characteristics in the stable boundary layer with strong and weak winds. *Boundary-layer meteorology*, 108(2):257–288.
- Sicart, J.-E., Pomeroy, J., Essery, R., and Bewley, D. (2006). Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in northern environments. *Hydrological processes*, 20(17):3697–3708.
- Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler, H., and Pouyaud, B. (2001). Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D19):22613–22620.
- Thiele, R. (1964). *Reconocimiento Geológico de la Alta Cordillera de Elqui*. Number 27. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Warren, S. G., Brandt, R. E., and O’Rawe Hinton, P. (1998). Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of antarctic snow. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 103(E11):25789–25807.

Apéndice A

Datos DGA (2012)

Nombre	Fecha de instalación	Este (m)	Norte (m)	Altitud (m)	Pendiente (°)	Exposición (°)
Arco 1	01/12/2011	6665128	410249	5529	1	23
Arco 2	01/12/2011	6665313	410524	5463	19	61
Arco 3	17/01/2012	6664382	410953	4926	23	178
Arco 4	02/12/2011	6664169	410945	4770	15	145
Arco 5	15/12/2012	6664064	410963	4784	25	159

Tabla A.1: Características de los arcos de ablación del glaciar Tapado. Tomado de DGA (2012)

Nombre	Norte (m)	Este (m)	Altitud (m)	Altura de nieve (m)	m.a.e. (m)
n 1	6664178	410931	4764	1.19	0.60
n 2	6664199	410945	4785	1.27	0.63
n 3	6664219	410928	4779	0.58	0.29
n 4	6664242	410919	4802	0.98	0.49
n 5	6664286	410917	4811	1.66	0.83
n 6	6664279	410904	4829	1.77	0.88
n 7	6664162	410950	4775	0.93	0.47
n 8	6664135	410962	4769	1.01	0.51
n 9	6664113	410974	4766	0.93	0.47
n 10	6664075	410977	4749	0.95	0.47
calicata 1	6665155	410267	5526	0.30	0.15
calicata 2	6664159	410971	4766	1.65	0.83
arco 2	6665313	410524	5463	0.00	0.00
arco 3	6664382	410953	4926	1.94	0.97

Tabla A.2: Puntos de medición de espesor de nieve entre el 28 de noviembre y el 2 de diciembre del 2011 en el glaciar Tapado. Modificado de DGA (2012)

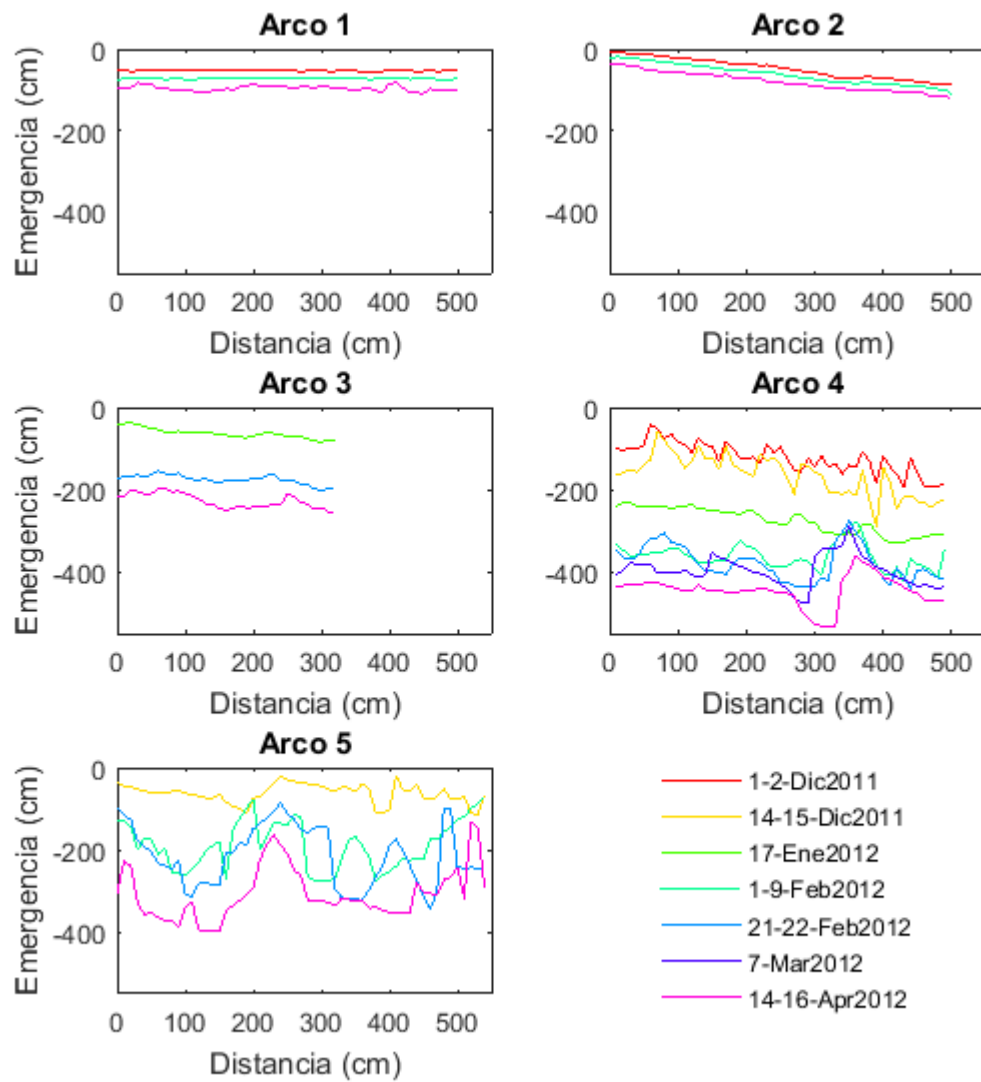


Figura A.1: Cambios topográficos medidos en los arcos de ablación del glaciar Tapado instalados entre el 2 de diciembre del 2011 y el 16 de abril del 2012. Tomado de DGA (2012)

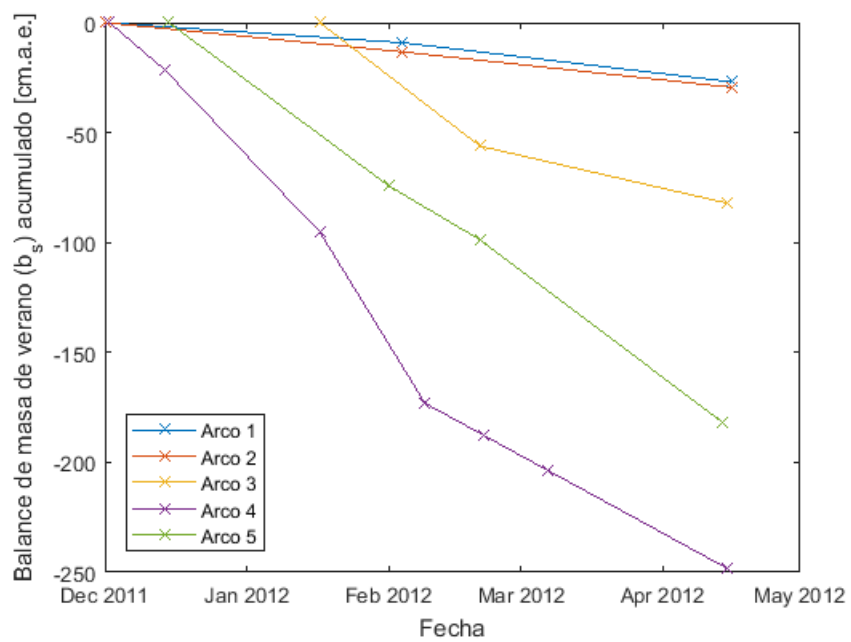


Figura A.2: Balance de masa de verano acumulado para cada uno de los arcos de ablación del glaciar Tapado 2 de diciembre del 2011 y el 16 de abril del 2012. Tomado de DGA (2012)

Apéndice B

Datos y resultados

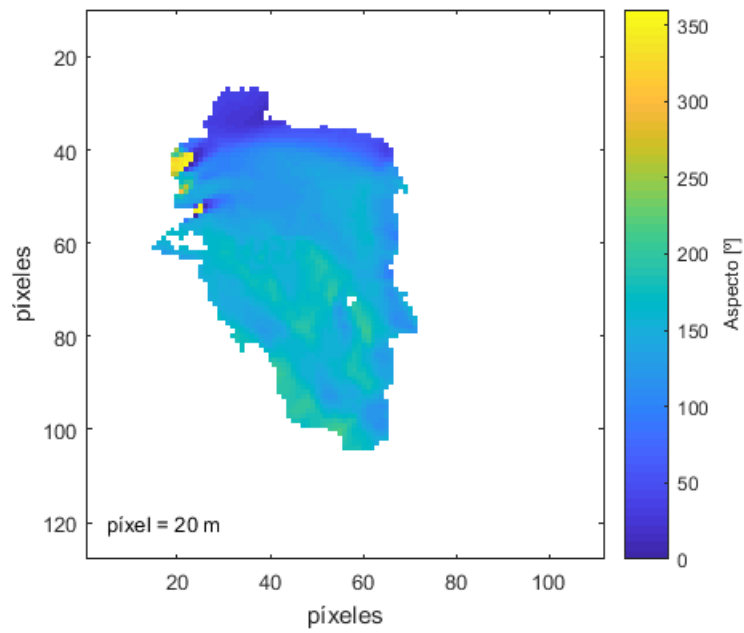


Figura B.1: Aspecto del glaciar Tapado.

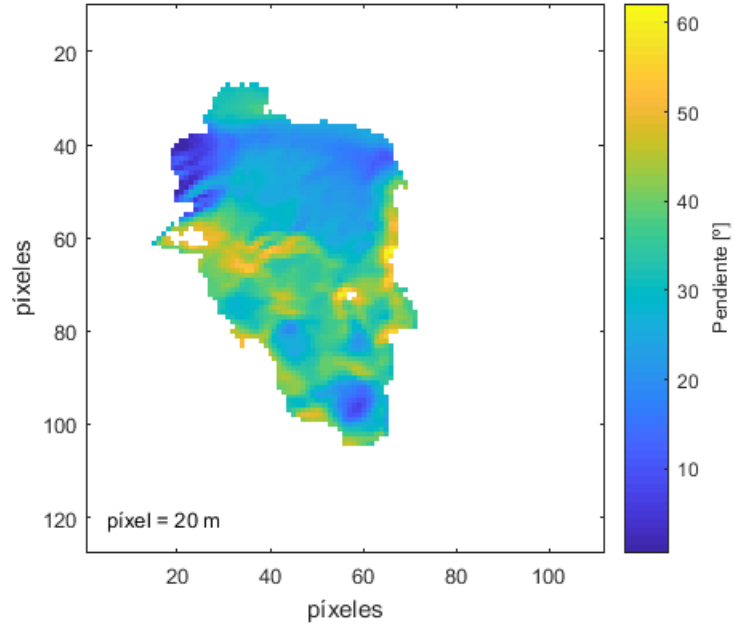


Figura B.2: Pendiente del glaciar Tapado.

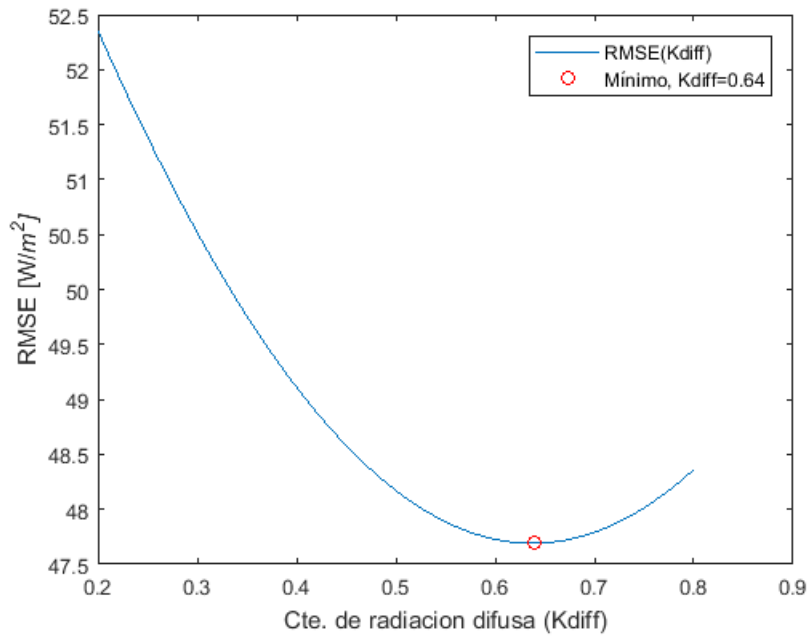


Figura B.3: RMSE horario de radiación global modelada vs cte. de radiación difusa, utilizando 24 horas de datos diarios.

Altura(cm)	<i>Tip width</i> (cm)	<i>Nottom width</i> (cm)	HW <i>top</i>
130	110	80	1.18
100	130	60	0.77
160	80	30	2.00
80	50	25	1.60
85	65	35	1.31
90	55	10	1.64
155	70	20	2.21
100	70	25	1.43
130	80	40	1.63
145	85	15	1.71
145	110	35	1.32
195	70	20	2.79
110	50	25	2.20
70	80	30	0.88
140	100	50	1.40
135	90	30	1.50
135	105	45	1.29
165	70	30	2.36
180	70	20	2.57
110	110	45	1.00
110	90	25	1.22
80	70	50	1.14
210	85	75	2.47
195	75	30	2.60
215	75	20	2.87
185	105	30	1.76
240	120	30	2.00
235	90	20	2.61

Tabla B.1: Características de penitentes medidas en el glaciar Tapado. *tip width*: distancia entre las puntas; *bottom width*: distancia entre las bases; HW *top*: razón entre la altura y el *tip width*.

Tipo de superficie	Recomendado	Mínimo	Máximo
Nieve fresca seca	0.85	0.75	0.98
Nieve vieja, seca y limpia	0.80	0.70	0.85
Nieve vieja, húmeda y limpia	0.60	0.46	0.70
Nieve vieja, seca y rica en detritos	0.50	0.30	0.60
Nieve vieja, húmeda y rica en detritos	0.40	0.30	0.50
Neviza limpia	0.55	0.50	0.65
Neviza rica en detritos	0.30	0.15	0.40
Hielo sobreimpuesto	0.65	0.63	0.66
Hielo azul	0.64	0.60	0.65
Hielo limpio	0.35	0.30	0.46
Hielo rico en detritos	0.20	0.06	0.30

Tabla B.2: Valores característicos de albedo de nieve y hielo de una revisión de literatura por S.J. Marshall (Tomado de Cuffey and Paterson (2010)).

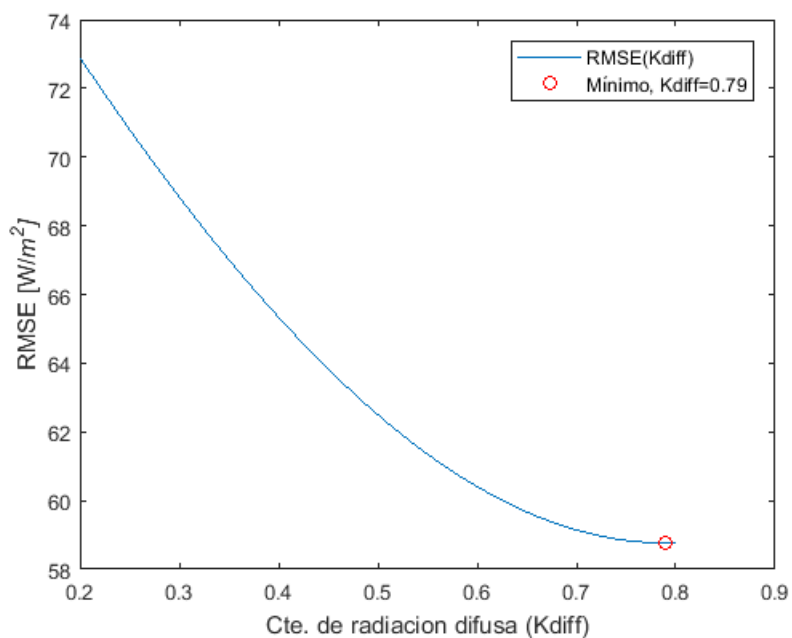


Figura B.4: RMSE horario de radiación global modelada vs cte. de radiación difusa, utilizando datos entre las 9 y las 18 horas.

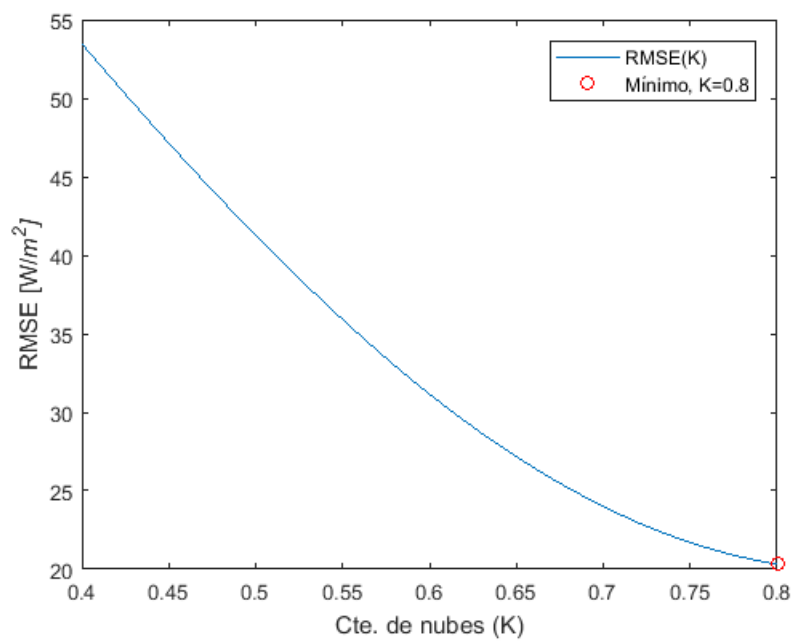


Figura B.5: RMSE horario de radiación global modelada ($k=0.8$) vs cte. de nubes.

Tabla B.3: Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

$f_0 \backslash f_d$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-7,726E+03	-7,699E+03	-7,694E+03	-7,669E+03	-7,631E+03	-7,613E+03	-7,569E+03	-7,532E+03	-7,484E+03	-7,451E+03
0,12		-5,396E+03	-5,343E+03	-5,255E+03	-5,185E+03	-5,101E+03	-4,989E+03	-4,864E+03	-4,729E+03	-4,620E+03
0,23			-4,170E+03	-4,087E+03	-4,002E+03	-3,895E+03	-3,806E+03	-3,743E+03	-3,668E+03	-3,635E+03
0,34				-3,427E+03	-3,385E+03	-3,373E+03	-3,370E+03	-3,401E+03	-3,508E+03	-3,689E+03
0,45					-3,276E+03	-3,379E+03	-3,510E+03	-3,715E+03	-4,250E+03	-5,106E+03
0,56						-3,900E+03	-4,356E+03	-5,055E+03	-6,496E+03	-9,574E+03
0,67							-6,223E+03	-8,202E+03	-1,260E+04	-2,644E+04
0,78								-1,651E+04	-3,580E+04	-2,850E+05
0,89									-3,693E+05	3,119E+09
1										2,418E+09

Tabla B.4: Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-2,436E+04	-2,619E+04	-2,620E+04	-2,755E+04	-2,976E+04	-3,267E+04	-3,726E+04	-4,054E+04	-4,460E+04	-4,790E+04
0,12		-3,029E+05	-3,144E+05	-3,272E+05	-3,415E+05	-3,586E+05	-3,814E+05	-4,069E+05	-4,389E+05	-4,760E+05
0,23			-5,619E+05	-5,939E+05	-6,305E+05	-6,736E+05	-7,252E+05	-7,871E+05	-8,662E+05	-9,715E+05
0,34				-9,074E+05	-9,745E+05	-1,056E+06	-1,159E+06	-1,289E+06	-1,458E+06	-1,695E+06
0,45					-1,408E+06	-1,548E+06	-1,723E+06	-1,953E+06	-2,372E+06	-3,054E+06
0,56						-2,209E+06	-2,596E+06	-3,151E+06	-4,181E+06	-6,333E+06
0,67							-4,087E+06	-5,482E+06	-8,570E+06	-1,817E+07
0,78								-1,132E+07	-2,470E+07	-1,968E+08
0,89									-2,551E+08	2,485E+12
1										1,923E+12

Tabla B.5: Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-3,057E+02	-4,333E+02	-4,222E+02	-4,424E+02	-5,056E+02	-6,446E+02	-8,187E+02	-8,623E+02	-1,101E+03	-1,230E+03
0,12		2,040E+04	2,462E+04	2,948E+04	3,530E+04	4,245E+04	5,106E+04	6,226E+04	7,593E+04	9,640E+04
0,23			1,256E+05	1,439E+05	1,662E+05	1,940E+05	2,293E+05	2,759E+05	3,385E+05	4,282E+05
0,34				3,488E+05	4,037E+05	4,735E+05	5,644E+05	6,826E+05	8,433E+05	1,035E+06
0,45					7,755E+05	9,116E+05	1,062E+06	1,260E+06	1,552E+06	2,020E+06
0,56						1,490E+06	1,757E+06	2,139E+06	2,652E+06	4,020E+06
0,67							2,726E+06	3,721E+06	5,529E+06	1,002E+07
0,78								7,203E+06	1,289E+07	5,565E+07
0,89									7,404E+07	2,680E+13
1										1,322E+13

Tabla B.6: *Bowen ratios* simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	1,255E-02	1,654E-02	1,612E-02	1,606E-02	1,699E-02	1,973E-02	2,197E-02	2,127E-02	2,468E-02	2,568E-02
0,12		-6,735E-02	-7,831E-02	-9,008E-02	-1,034E-01	-1,184E-01	-1,339E-01	-1,530E-01	-1,730E-01	-2,025E-01
0,23			-2,235E-01	-2,422E-01	-2,636E-01	-2,880E-01	-3,162E-01	-3,505E-01	-3,908E-01	-4,408E-01
0,34				-3,844E-01	-4,142E-01	-4,483E-01	-4,870E-01	-5,296E-01	-5,784E-01	-6,107E-01
0,45					-5,507E-01	-5,890E-01	-6,166E-01	-6,454E-01	-6,543E-01	-6,616E-01
0,56						-6,745E-01	-6,768E-01	-6,788E-01	-6,343E-01	-6,348E-01
0,67							-6,670E-01	-6,786E-01	-6,451E-01	-5,517E-01
0,78								-6,363E-01	-5,218E-01	-2,827E-01
0,89									-2,903E-01	1,078E+01
1										6,874E+00

Tabla B.7: Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_a para el caso I: $z_{0m} = z_{0h} = z_{0v}$

$f_0 \backslash f_a$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	1,255E-02	1,654E-02	1,612E-02	1,606E-02	1,699E-02	1,973E-02	2,197E-02	2,127E-02	2,468E-02	2,568E-02
0,12		-6,735E-02	-7,831E-02	-9,008E-02	-1,034E-01	-1,184E-01	-1,339E-01	-1,530E-01	-1,730E-01	-2,025E-01
0,23			-2,235E-01	-2,422E-01	-2,636E-01	-2,880E-01	-3,162E-01	-3,505E-01	-3,908E-01	-4,408E-01
0,34				-3,844E-01	-4,142E-01	-4,483E-01	-4,870E-01	-5,296E-01	-5,784E-01	-6,107E-01
0,45					-5,507E-01	-5,890E-01	-6,166E-01	-6,454E-01	-6,543E-01	-6,616E-01
0,56						-6,745E-01	-6,768E-01	-6,788E-01	-6,343E-01	-6,348E-01
0,67							-6,670E-01	-6,786E-01	-6,451E-01	-5,517E-01
0,78								-6,363E-01	-5,218E-01	-2,827E-01
0,89									-2,903E-01	1,078E+01
1										6,874E+00

Tabla B.8: Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-7,759E+03	-7,746E+03	-7,745E+03	-7,735E+03	-7,716E+03	-7,703E+03	-7,663E+03	-7,643E+03	-7,594E+03	-7,564E+03
0,12		-5,950E+03	-5,912E+03	-5,846E+03	-5,789E+03	-5,742E+03	-5,669E+03	-5,596E+03	-5,467E+03	-5,382E+03
0,23			-4,973E+03	-4,875E+03	-4,798E+03	-4,717E+03	-4,615E+03	-4,521E+03	-4,419E+03	-4,332E+03
0,34				-4,227E+03	-4,154E+03	-4,091E+03	-3,983E+03	-3,892E+03	-3,805E+03	-3,740E+03
0,45					-3,661E+03	-3,584E+03	-3,529E+03	-3,489E+03	-3,463E+03	-3,488E+03
0,56						-3,347E+03	-3,340E+03	-3,383E+03	-3,473E+03	-3,670E+03
0,67							-3,333E+03	-3,478E+03	-3,766E+03	-4,531E+03
0,78								-3,960E+03	-4,883E+03	-9,386E+03
0,89									-1,038E+04	-3,928E+05
1										-4,530E+04

Tabla B.9: Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-1,922E+04	-2,046E+04	-2,057E+04	-2,151E+04	-2,399E+04	-2,603E+04	-2,968E+04	-3,121E+04	-3,693E+04	-4,033E+04
0,12		-2,243E+05	-2,311E+05	-2,399E+05	-2,502E+05	-2,602E+05	-2,732E+05	-2,873E+05	-3,065E+05	-3,267E+05
0,23			-3,803E+05	-3,969E+05	-4,155E+05	-4,370E+05	-4,626E+05	-4,913E+05	-5,261E+05	-5,679E+05
0,34				-5,535E+05	-5,817E+05	-6,146E+05	-6,553E+05	-7,028E+05	-7,623E+05	-8,387E+05
0,45					-7,572E+05	-8,068E+05	-8,668E+05	-9,415E+05	-1,039E+06	-1,174E+06
0,56						-1,022E+06	-1,113E+06	-1,231E+06	-1,397E+06	-1,641E+06
0,67							-1,420E+06	-1,608E+06	-1,894E+06	-2,492E+06
0,78								-2,148E+06	-2,849E+06	-6,025E+06
0,89									-6,798E+06	3,682E+07
1										-3,352E+07

Tabla B.10: Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-2,480E+02	-3,257E+02	-3,125E+02	-3,468E+02	-3,921E+02	-5,269E+02	-6,649E+02	-6,913E+02	-9,084E+02	-1,042E+03
0,12		4,967E+03	7,257E+03	8,956E+03	1,174E+04	1,483E+04	1,856E+04	2,324E+04	2,823E+04	3,619E+04
0,23			4,687E+04	5,371E+04	6,172E+04	7,145E+04	8,295E+04	9,800E+04	1,172E+05	1,430E+05
0,34				1,212E+05	1,376E+05	1,576E+05	1,828E+05	2,150E+05	2,575E+05	3,164E+05
0,45					2,413E+05	2,771E+05	3,227E+05	3,829E+05	4,654E+05	5,861E+05
0,56						4,384E+05	5,164E+05	6,230E+05	7,785E+05	1,012E+06
0,67							7,865E+05	9,663E+05	1,247E+06	1,796E+06
0,78								1,499E+06	2,084E+06	3,706E+06
0,89									4,285E+06	1,830E+08
1										-1,187E+08

Tabla B.11: *Bowen ratios* simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_a para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_a \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	1,290E-02	1,592E-02	1,519E-02	1,613E-02	1,634E-02	2,024E-02	2,240E-02	2,215E-02	2,459E-02	2,584E-02
0,12		-2,214E-02	-3,141E-02	-3,734E-02	-4,692E-02	-5,700E-02	-6,794E-02	-8,091E-02	-9,210E-02	-1,108E-01
0,23			-1,232E-01	-1,353E-01	-1,485E-01	-1,635E-01	-1,793E-01	-1,995E-01	-2,228E-01	-2,519E-01
0,34				-2,189E-01	-2,365E-01	-2,564E-01	-2,790E-01	-3,059E-01	-3,378E-01	-3,773E-01
0,45					-3,186E-01	-3,434E-01	-3,723E-01	-4,067E-01	-4,479E-01	-4,992E-01
0,56						-4,290E-01	-4,640E-01	-5,061E-01	-5,573E-01	-6,167E-01
0,67							-5,540E-01	-6,008E-01	-6,586E-01	-7,207E-01
0,78								-6,981E-01	-7,316E-01	-6,151E-01
0,89									-6,304E-01	4,970E+00
1										3,541E+00

Tabla B.12: Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso II: $z_{0m}/10 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	6,792E+05	6,779E+05	6,779E+05	6,771E+05	6,753E+05	6,742E+05	6,702E+05	6,682E+05	6,638E+05	6,610E+05
0,12		5,073E+05	5,034E+05	4,966E+05	4,908E+05	4,857E+05	4,780E+05	4,701E+05	4,565E+05	4,467E+05
0,23			4,057E+05	3,952E+05	3,861E+05	3,765E+05	3,644E+05	3,527E+05	3,397E+05	3,270E+05
0,34				3,203E+05	3,106E+05	3,011E+05	2,867E+05	2,731E+05	2,586E+05	2,441E+05
0,45					2,468E+05	2,342E+05	2,224E+05	2,103E+05	1,969E+05	1,839E+05
0,56						1,887E+05	1,779E+05	1,683E+05	1,575E+05	1,458E+05
0,67							1,426E+05	1,335E+05	1,240E+05	1,155E+05
0,78								1,101E+05	1,020E+05	9,355E+04
0,89									8,329E+04	4,115E+07
1										7,189E+04

Tabla B.13: Balances de masa simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-7,785E+03	-7,773E+03	-7,776E+03	-7,772E+03	-7,751E+03	-7,739E+03	-7,721E+03	-7,711E+03	-7,659E+03	-7,641E+03
0,12		-6,277E+03	-6,227E+03	-6,163E+03	-6,118E+03	-6,072E+03	-6,011E+03	-5,950E+03	-5,871E+03	-5,800E+03
0,23			-5,493E+03	-5,431E+03	-5,314E+03	-5,259E+03	-5,179E+03	-5,063E+03	-4,962E+03	-4,872E+03
0,34				-4,811E+03	-4,735E+03	-4,663E+03	-4,568E+03	-4,467E+03	-4,368E+03	-4,277E+03
0,45					-4,275E+03	-4,193E+03	-4,105E+03	-4,023E+03	-3,920E+03	-3,848E+03
0,56						-3,853E+03	-3,774E+03	-3,704E+03	-3,664E+03	-3,679E+03
0,67							-3,535E+03	-3,507E+03	-3,569E+03	-3,813E+03
0,78								-3,553E+03	-3,863E+03	-5,997E+03
0,89									-6,458E+03	-1,970E+05
1										-2,356E+04

Tabla B.14: Flujos de calor latente simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-1,477E+04	-1,595E+04	-1,581E+04	-1,670E+04	-1,872E+04	-2,036E+04	-2,251E+04	-2,356E+04	-2,746E+04	-3,021E+04
0,12		-1,796E+05	-1,864E+05	-1,932E+05	-2,002E+05	-2,085E+05	-2,187E+05	-2,295E+05	-2,428E+05	-2,572E+05
0,23			-2,974E+05	-3,083E+05	-3,227E+05	-3,371E+05	-3,538E+05	-3,735E+05	-3,961E+05	-4,240E+05
0,34				-4,178E+05	-4,372E+05	-4,589E+05	-4,856E+05	-5,162E+05	-5,536E+05	-6,013E+05
0,45					-5,542E+05	-5,859E+05	-6,237E+05	-6,694E+05	-7,284E+05	-8,083E+05
0,56						-7,211E+05	-7,760E+05	-8,467E+05	-9,414E+05	-1,083E+06
0,67							-9,589E+05	-1,070E+06	-1,237E+06	-1,535E+06
0,78								-1,385E+06	-1,714E+06	-3,286E+06
0,89									-3,699E+06	1,811E+07
1										-1,696E+07

Tabla B.15: Flujos de calor sensible simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	-1,831E+02	-2,498E+02	-2,385E+02	-2,501E+02	-2,941E+02	-3,830E+02	-4,670E+02	-4,614E+02	-6,524E+02	-7,925E+02
0,12		2,757E+02	9,859E+02	2,450E+03	4,067E+03	5,932E+03	7,834E+03	1,018E+04	1,312E+04	1,758E+04
0,23			2,335E+04	2,720E+04	3,124E+04	3,657E+04	4,295E+04	5,102E+04	6,149E+04	7,531E+04
0,34				6,321E+04	7,209E+04	8,257E+04	9,577E+04	1,125E+05	1,344E+05	1,646E+05
0,45					1,260E+05	1,444E+05	1,678E+05	1,983E+05	2,398E+05	3,008E+05
0,56						2,261E+05	2,655E+05	3,194E+05	3,975E+05	5,219E+05
0,67							4,011E+05	4,959E+05	6,478E+05	9,336E+05
0,78								7,763E+05	1,112E+06	2,053E+06
0,89									2,338E+06	9,164E+07
1										-5,918E+07

Tabla B.16: *Bowen ratios* simulados en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	1,240E-02	1,566E-02	1,509E-02	1,498E-02	1,571E-02	1,881E-02	2,074E-02	1,959E-02	2,375E-02	2,623E-02
0,12		-1,534E-03	-5,289E-03	-1,268E-02	-2,031E-02	-2,845E-02	-3,582E-02	-4,435E-02	-5,404E-02	-6,835E-02
0,23			-7,853E-02	-8,821E-02	-9,682E-02	-1,085E-01	-1,214E-01	-1,366E-01	-1,552E-01	-1,776E-01
0,34				-1,513E-01	-1,649E-01	-1,800E-01	-1,972E-01	-2,179E-01	-2,428E-01	-2,738E-01
0,45					-2,273E-01	-2,465E-01	-2,691E-01	-2,962E-01	-3,292E-01	-3,722E-01
0,56						-3,136E-01	-3,421E-01	-3,772E-01	-4,222E-01	-4,820E-01
0,67							-4,183E-01	-4,635E-01	-5,238E-01	-6,083E-01
0,78								-5,607E-01	-6,485E-01	-6,247E-01
0,89									-6,322E-01	5,061E+00
1										3,490E+00

Tabla B.17: Energía perdida por derretimiento simulada en EM_2 para distintos f_0 y f_d para el caso III: $z_{0m}/100 = z_{0h} = z_{0v}$

$f_d \backslash f_0$	0,01	0,12	0,23	0,34	0,45	0,56	0,67	0,78	0,89	1
0,01	6,818E+05	6,805E+05	6,808E+05	6,805E+05	6,786E+05	6,775E+05	6,757E+05	6,747E+05	6,699E+05	6,682E+05
0,12		5,400E+05	5,350E+05	5,286E+05	5,241E+05	5,193E+05	5,132E+05	5,067E+05	4,985E+05	4,908E+05
0,23			4,604E+05	4,536E+05	4,419E+05	4,354E+05	4,263E+05	4,137E+05	4,020E+05	3,908E+05
0,34				3,868E+05	3,779E+05	3,690E+05	3,575E+05	3,449E+05	3,317E+05	3,182E+05
0,45					3,243E+05	3,134E+05	3,011E+05	2,886E+05	2,727E+05	2,572E+05
0,56						2,676E+05	2,543E+05	2,400E+05	2,257E+05	2,108E+05
0,67							2,123E+05	1,970E+05	1,838E+05	1,706E+05
0,78								1,657E+05	1,531E+05	1,407E+05
0,89									1,289E+05	2,060E+07
1										1,037E+05

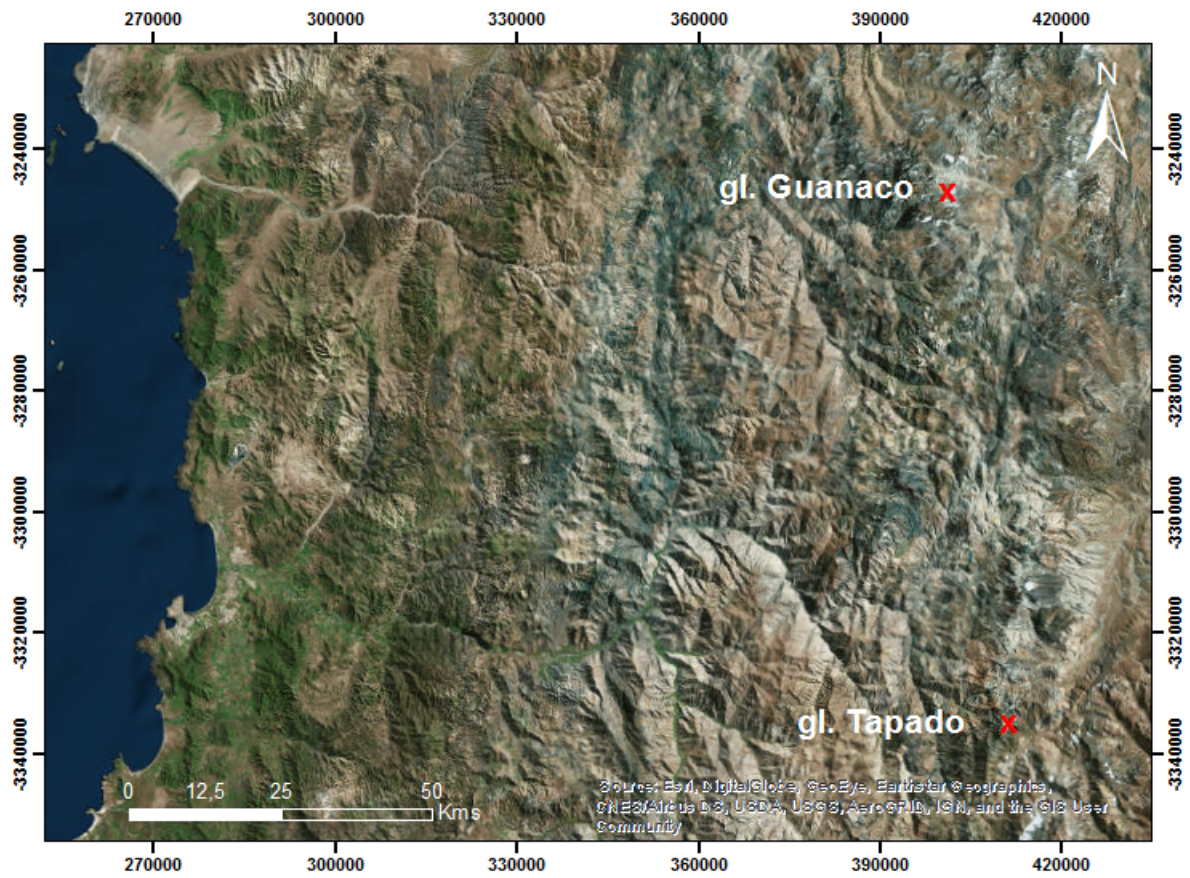


Figura B.6: Ubicación de los glaciares Guanaco y Tapado.