



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

CARACTERIZACIÓN DE LA NIEVE DE DISTINTAS LOCALIDADES
DE CHILE MEDIANTE EL USO DEL MODELO SNOWPACK

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

SEBASTIÁN ANDRÉS MENGUAL HENRÍQUEZ

PROFESOR GUÍA:
JAMES McPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SHELLEY MACDONELL
XIMENA VARGAS MESA

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Ingeniero Civil
POR: Sebastián Andrés Mengual Henríquez
FECHA: Marzo 2017
PROF. GUÍA: James McPhee Torres

CARACTERIZACIÓN DE LA NIEVE DE DISTINTAS LOCALIDADES DE CHILE MEDIANTE EL USO DEL MODELO SNOWPACK

El conocimiento existente de las características de la nieve en Chile es escaso, por lo que es difícil determinar y predecir su comportamiento con exactitud. Esta representa un porcentaje importante de los recursos hídricos existentes, pero su incidencia sobre la cantidad de agua disponible no ha sido completamente determinada. Es por esto que se busca avanzar en el conocimiento de las características de la nieve chilena mediante el uso de herramientas que utilicen como datos de entrada mediciones de datos meteorológicos fácilmente recopilables, con el fin de simular la dinámica que gobierna los procesos físicos involucrados en la metamorfosis y acumulación de nieve.

SNOWPACK es un modelo numérico que fue desarrollado para caracterizar la nieve con una singularidad por sobre otras herramientas: El modelo hace especial énfasis en representar de manera exhaustiva la microestructura de la nieve (forma y tamaño de granos, su distribución y características) debido a que afecta de manera significativa las propiedades macroscópicas de la cubierta nival (transferencia de calor y agua dentro de la cubierta, gradientes de temperatura, estabilidad mecánica, entre otras.). Estas propiedades afectan en los procesos de depositación, derretimiento y desplazamiento de nieve. Se utilizó el modelo para caracterizar la nieve de tres zonas de Chile: La cordillera del Norte Chico (Región de Coquimbo), la zona central (Región Metropolitana) y en la cordillera templada del centro-sur (Región del Bío Bío). En estas localidades se recopiló información meteorológica y se simuló series de tiempo de distintas propiedades del manto, siendo las más relevantes la temperatura, densidad, tipo de grano y el equivalente agua-nieve (SWE). Posteriormente, con estos resultados se estimó el contenido de frío, el cual es una medida de la energía almacenada en el manto de nieve, por lo que sus variaciones en el tiempo responden a la acción de flujos energéticos, tales como la radiación y los flujos turbulentos de calor latente y sensible entre otros efectos, los que controlan la acumulación de energía en el manto.

Con los resultados de las simulaciones (temperatura, densidad y tipo de granos dentro del manto, entre otros.) se pudo caracterizar las diferencias de la nieve en los sitios de estudio, incluyendo el régimen térmico dentro del manto, formación de granos, acumulación de agua (SWE) y el desarrollo del perfil de densidades. Se obtuvo que en los mantos más someros los flujos turbulentos de energía controlan el derretimiento de nieve, como en Tascadero el año 2014, donde los flujos turbulentos corresponden a un 50.6% del balance energético, y en los mantos más profundos los flujos radiativos son más importantes, como en Tascadero el 2013 y 2015, en Valle Nevado y en Valle Hermoso el año 2015, donde los flujos radiativos corresponden al 76.9%, 66.1%, 79.9 % y 83.4 % del balance energético, respectivamente.

Dedicado con cariño a mi madre y hermanos.

Agradecimientos

Culminar esta etapa universitaria me llena de orgullo y felicidad, por eso es que quiero agradecer a todos los que fueron parte de este proceso. En primer lugar quiero agradecer a mi madre Ana, por ser un pilar fundamental en mi vida y ser un apoyo constante en los sueños y metas que me propuse, enseñándome que la responsabilidad y el trabajo duro son el camino a seguir en si se quieren lograr los sueños. También agradezco a mis hermanos Francisca, Consuelo y Luis Felipe, por el apoyo, las risas, las peleas y el amor que me entregaron en estos años y que fueron fundamentales para llegar a este momento.

Agradezco al profesor James McPhee por haber depositado su confianza en mí para desarrollar este trabajo, guiándome y apoyándome durante todo este tiempo con paciencia y dedicación. A las profesoras Shelley y Ximena por haber sido parte de mi comisión, brindándome apoyo siempre en lo que necesité y respondiendo mis dudas con entusiasmo y celeridad. Además agradecer al Advanced Mining Technology Center por su apoyo tanto económico como logístico en la realización de esta memoria.

Quiero agradecer también al “Team McPhee” Enzo, Michelle, Lucho y Marlene por el ánimo y el apoyo que me brindaron, facilitándome información relevante y además por los momentos compartidos, como los terrenos a Chillán y Valle Nevado, experiencias que ayudaron enriquecer el desarrollo de este trabajo.

Quiero también agradecer a Constanza, que gracias al apoyo y amor incondicional que me entrega (traducido en regalones, comilonas y risas) hicieron más llevaderos los momentos difíciles en este camino. A los “ciBilis” Ramiro, Jones, Gato, Zorro, Orregod, Jaleb, Fabbone e Isaiah por compartir las pichangas, asados, chelas (piola) y demases (OJO) que fueron un relajo necesario para poder ganarle a la Universidad. Mención honrosa a los hidráulicos de este gran grupo: Javier, Jaque y Poto, con los que compartimos las alegrías y las penas que nos entregó el entrar a esta hermosa carrera, estudiando juntos con la pera y después celebrando a fin de semestre (y todos los viernes que destapamos una), además, el vivir juntos los beneficios de pertenecer a la 339 (sacadas de vuelta, guitarreos y el famoso stoned soccer). También quiero agradecer al resto de mis amigos hidráulicos: Perro Vega, Pauli, Javi, Caro, Yisus, Ulloa, Sereno, Tomás, Soto y Caichá, por haber compartido mil y una celebraciones juntos. Finalmente quiero agradecer al resto de la división RHMA, en especial a la Jacqui y al resto de los profes, por su apoyo, por todo lo que aprendí y por el gusto que me inculcaron por la ingeniería hidráulica.

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Motivación	1
1.2	Objetivos	2
1.2.1	Principal	2
1.2.2	Específicos	2
1.3	Contenidos del Informe	3
2	Revisión de antecedentes	4
2.1	Modelo SNOWPACK	4
2.1.1	Introducción y generalidades	4
2.1.2	Modelación de la cubierta nival	5
2.2	Clasificación de la cubierta nival	14
2.2.1	Fundamentos de una nueva clasificación global de nieve	14
2.2.2	Identificación de los distintos tipos de nieve	16
2.3	Contenido de frío	17
3	Metodología	18
3.1	Sitios y datos adquiridos	18
3.1.1	Norte Chico - Estación Tascadero	18
3.1.2	Valle Nevado	21
3.1.3	Chillán - Valle hermoso	22
3.2	Estimación de variables	24
3.2.1	Estación Tascadero	24
3.2.2	Valle Nevado	25
3.2.3	Valle Hermoso	26
3.3	Clasificación de Sturm	27
3.4	Contenido de frío	29
4	Resultados y análisis	30
4.1	Validación del modelo	30
4.1.1	Altura observada vs altura simulada	31
4.1.2	Calicatas Disponibles	34
4.2	Simulaciones	37
4.2.1	Estación Tascadero	37
4.2.2	Valle Nevado	43
4.2.3	Chillán - Valle Hermoso	46
4.3	Clasificación de la nieve	48

4.3.1	Estación Tascadero	48
4.3.2	Valle Nevado	50
4.3.3	Chillán - Valle Hermoso	50
4.4	Contenido de frío	52
4.4.1	Estación Tascadero	52
4.4.2	Valle Nevado	56
4.4.3	Valle Hermoso	57
5	Comentarios y conclusiones	60
5.1	Conclusiones	60
5.2	Trabajo futuro	61
	Bibliografía	61
	Anexo	64
A	Uso del modelo SNOWPACK	65
B	Series de tiempo completadas	71
B.1	Tascadero	71
B.2	Valle Nevado	82
B.3	Valle Hermoso	85
C	Flujos Energéticos	88
D	Análisis de sensibilidad	94
E	Albedo observado	97
F	Tipo de granos	98

Índice de Tablas

2.1	Descripción de las clases de nieve. Fuente: Sturm et al. (1995).	15
3.1	Intervalos de intensidad de precipitación con su rango de duración respectivo - Estación Tascadero.	24
3.2	Intervalos de intensidad de precipitación con su rango de duración respectivo - Valle Hermoso.	27
4.1	Parámetros del modelo utilizados en las distintas localidades.	31
4.2	Resumen de la clasificación de la nieve - Estación Tascadero	50
C.1	Aporte porcentual de los flujos en el balance energético para los sitios de estudio.	93
D.1	Cambios realizados en el análisis de sensibilidad.	94
D.2	Análisis de sensibilidad - Tascadero	95
D.3	Análisis de sensibilidad - Valle Nevado	95
D.4	Análisis de sensibilidad - Valle Hermoso	95

Índice de Figuras

2.1	Representación de la microestructura de la nieve, las uniones se destacan con color gris. Fuente: Lehning and Bartelt (2002).	6
2.2	Caracterización geométrica de las uniones entre granos. Fuente: Lehning and Bartelt (2002).	7
2.3	Esquema de los procesos físicos involucrados en la modelación de la cobertura nival. Fuente: Lehning and Bartelt (2002)	8
2.4	Tipos de conducción de calor considerados en SNOWPACK. Fuente: Lehning and Bartelt (2002)	10
2.5	Clasificación de la cubierta nival representada como diagrama de flujo.	16
3.1	Ubicación estación Tascadero	19
3.2	Estación Tascadero. Fuente: CEAZA	19
3.3	Correlación de temperaturas Tascadero - Vega Negra.	20
3.4	Ubicación estación Valle Nevado	21
3.5	Estación Valle Nevado	22
3.6	Ubicación estación Valle Hermoso	23
3.7	Estación Valle Hermoso - Nodo 1	23
3.8	Snow water equivalent utilizado para estimar H_s	26
4.1	Altura observada vs simulada - Tascadero 2013.	31
4.2	Altura observada vs simulada - Tascadero 2014.	32
4.3	Altura observada vs simulada - Tascadero 2015.	32
4.4	Altura observada vs simulada - Valle Nevado 2015.	33
4.5	Altura observada vs simulada - Valle Hermoso 2015.	33
4.6	Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Nevado.	34
4.7	Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Nevado.	35
4.8	Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Hermoso.	35
4.9	Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Hermoso.	36
4.10	Tipos de grano del manto para el año 2013 - Tascadero.	37
4.11	Distribución de temperatura en el manto para el año 2013 - Tascadero.	37
4.12	Evolución de la densidad del manto para el año 2013 - Tascadero.	38
4.13	SWE calculado para el año 2013 - Tascadero.	38
4.14	Tipos de grano del manto para año 2014 - Tascadero.	39
4.15	Distribución de temperatura en el manto para el año 2014 - Tascadero.	39
4.16	Evolución de la densidad del manto para el año 2014 - Tascadero.	40
4.17	SWE calculado para el año 2014 - Tascadero.	40
4.18	Tipos de grano del manto para el año 2015 - Tascadero.	41
4.19	Distribución de temperatura en el manto para el año 2015 - Tascadero.	41

4.20	Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Tascadero.	42
4.21	SWE calculado para el año 2015 - Tascadero.	42
4.22	Tipos de grano del manto en para el año 2015 - Valle Nevado.	43
4.23	Distribución de temperatura en el manto en para el año 2015 - Valle Nevado.	44
4.24	Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Valle Nevado.	44
4.25	SWE calculado para el año 2015 - Valle Nevado.	45
4.26	Tipos de grano del manto para el año 2015 - Valle Hermoso.	46
4.27	Distribución de temperatura en el manto para el año 2015 - Valle Hermoso.	46
4.28	Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Valle Hermoso.	47
4.29	SWE calculado para el año 2015 - Valle Hermoso.	47
4.30	Contenido de frío temporada 2013 - Estación Tascadero.	52
4.31	Flujos acumulados de calor - Tascadero 2013.	53
4.32	Contenido de frío temporada 2014 - Estación Tascadero.	53
4.33	Flujos acumulados de calor - Tascadero 2014.	54
4.34	Contenido de frío temporada 2015 - Estación Tascadero.	54
4.35	Flujos acumulados de calor - Tascadero 2015.	55
4.36	Contenido de frío temporada 2015 - Valle Nevado.	56
4.37	Flujos acumulados de calor - Valle Nevado 2015.	56
4.38	Contenido de frío temporada 2015 - Valle Hermoso.	57
4.39	Flujos acumulados de calor - Valle Hermoso 2015.	58
A.1	Archivo <i>SMET</i> incluido en los ejemplos del modelo.	66
A.2	Interfaz de INIshell.	67
A.3	Interfaz de SNgui.	70
B.1	Temperatura atmosférica - Tascadero 2013.	71
B.2	Humedad relativa - Tascadero 2013.	72
B.3	Velocidad del viento - Tascadero 2013.	72
B.4	Dirección del viento - Tascadero 2013.	73
B.5	Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2013.	73
B.6	Intensidad de precipitación - Tascadero 2013.	74
B.7	Altura de nieve observada - Tascadero 2013.	74
B.8	Temperatura atmosférica - Tascadero 2014.	75
B.9	Humedad relativa - Tascadero 2014.	75
B.10	Velocidad del viento - Tascadero 2014.	76
B.11	Dirección del viento - Tascadero 2014.	76
B.12	Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2014.	77
B.13	Intensidad de precipitación - Tascadero 2014.	77
B.14	Altura de nieve observada - Tascadero 2014.	78
B.15	Temperatura atmosférica - Tascadero 2015.	78
B.16	Humedad relativa - Tascadero 2015.	79
B.17	Velocidad del viento - Tascadero 2015.	79
B.18	Dirección del viento - Tascadero 2015.	80

B.19 Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2015.	80
B.20 Intensidad de precipitación - Tascadero 2015.	81
B.21 Altura de nieve observada - Tascadero 2015.	81
B.22 Temperatura atmosférica - Valle Nevado 2015.	82
B.23 Humedad relativa - Valle Nevado 2015.	82
B.24 Velocidad del viento - Valle Nevado 2015.	83
B.25 Radiación de onda corta incidente - Valle Nevado 2015.	83
B.26 Intensidad de precipitación - Valle Nevado 2015.	84
B.27 Altura de nieve observada - Valle Nevado 2015.	84
B.28 Temperatura atmosférica - Valle Hermoso 2015.	85
B.29 Humedad relativa - Valle Hermoso 2015.	85
B.30 Velocidad del viento - Valle Hermoso 2015.	86
B.31 Radiación de onda corta incidente - Valle Hermoso 2015.	86
B.32 Intensidad de precipitación - Valle Hermoso 2015.	87
B.33 Altura de nieve observada - Valle Hermoso 2015.	87
C.1 Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2013.	88
C.2 Flujos radiativos - Tascadero 2013.	89
C.3 Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2014.	89
C.4 Flujos radiativos - Tascadero 2014.	90
C.5 Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2015.	90
C.6 Flujos radiativos - Tascadero 2015.	91
C.7 Flujos turbulentos de calor - Valle Nevado 2015.	91
C.8 Flujos radiativos - Valle Nevado 2015.	92
C.9 Flujos turbulentos de calor - Valle Hermoso 2015.	92
C.10 Flujos radiativos - Valle Hermoso 2015.	93
E.1 Albedo observado y modelado - Valle Nevado.	97
F.1 Simbología utilizada para diferenciar los tipos de grano. Fuente: Instituto SLF	98

Capítulo 1

Introducción

1.1 Motivación

El estudio de la nieve en Chile es de gran importancia, en primer lugar por que es una fuente vital de agua sobre la cual no se cuenta con tanta información detallada como la que se posee sobre otras fuentes de recursos hídricos como ríos y lagos. Es por esta razón que existe un conocimiento incompleto sobre las propiedades de la nieve existente en Chile, lo cual es un problema al momento de hacer proyecciones de disponibilidad de agua de manera completa y al hacer estudios integrados de cuencas, debido a que su real aporte no es correctamente determinado. Además, no se tiene un servicio oficial de prevención e información sobre avalanchas, las cuales pueden causar serios daños en caminos, actividades productivas, y más importante aún, causar la muerte de personas que se encuentren en zonas vulnerables a este tipo de catástrofes. Algunas compañías mineras, debido a la ubicación de sus faenas han desarrollado modelos y sistemas de prevención y defensa de avalanchas de forma privada, como también así algunos centros de ski de la zona central de Chile (Ramírez y Mery (2007)).

El modelo numérico SNOWPACK, desarrollado por Lehning and Bartelt (2002) fue desarrollado con el fin de predecir las avalanchas que puedan ocurrir en un sitio específico mediante la modelación de los procesos físicos que afectan en este fenómeno, como lo son la transferencia de calor entre la cobertura nival y la atmósfera, la transferencia de energía entre las mismas capas dentro del manto, el transporte de agua líquida que ocurre dentro de las capas, el transporte de vapor y la deformación mecánica que sufre la matriz sólida, entre otros procesos. Es por esto que SNOWPACK modela de forma acertada las características de la nieve en la zona de estudio donde se aplica (Lehning and Bartelt (2002)), debido a que se rige por la caracterización física de la depositación, densificación y derretimiento de la cubierta nival.

La motivación de este trabajo es el de caracterizar las propiedades y régimen energético de la nieve en distintos contextos climáticos de la cordillera de los andes de Chile central, donde se tiene información apropiada para este propósito.

1.2 Objetivos

1.2.1 Principal

El objetivo principal de esta memoria consiste caracterizar las propiedades de la nieve de distintas localidades de Chile a partir un set de datos que contienen información meteorológica y mediciones en terreno, mediante la aplicación del modelo SNOWPACK, con el fin de validarlo, además de encontrar relaciones entre las propiedades en las distintas zonas de estudio.

1.2.2 Específicos

Los objetivos específicos de esta memoria son:

1. Evaluar la disponibilidad y calidad de información existente para la aplicación del modelo SNOWPACK.
2. Aplicar la clasificación de Sturm et al. (1995) para identificar a priori si es que la nieve en las zonas de estudio calza con alguna de las clases propuestas, o si se trata de un nuevo tipo de nieve. Además de ver si las diferencias o similitudes en la clasificación tienen algún impacto en la elección de parámetros o esquemas de modelamiento:
 - Norte chico.
 - Zona central (Valle Nevado)
 - Zona centro sur (Chillán)
3. Calcular y comparar parámetros relevantes de la nieve en cada sitio, poniendo énfasis en el equivalente agua-nieve (SWE) y al contenido de frío, para determinar cuáles son los flujos energéticos que controlan el derretimiento de nieve en cada zona de estudio, con el fin de saber a qué flujos hay que poner un mayor énfasis al momento de modelar o hacer mediciones pensando en trabajos a futuro.

1.3 Contenidos del Informe

Los contenidos de esta memoria fueron divididos en 5 capítulos, que se describen a continuación:

- I **Capítulo 1 “Introducción”**: En este capítulo se expone la motivación de la memoria y los objetivos principales de la investigación llevada a cabo.

- II **Capítulo 2 “Revisión de antecedentes”**: En este capítulo se presentan los conceptos relevantes que deben ser considerados para el desarrollo del trabajo, como el funcionamiento de SNOWPACK y sus características, los fundamentos de la clasificación de Sturm et al. (1995) y cómo se aplica. Finalmente se explica el concepto de contenido de frío y la manera de calcularlo.

- III **Capítulo 3 “Metodología”**: En este capítulo se presenta la metodología utilizada, una caracterización de los sitios de estudio, además de una breve explicación de la forma de realizar la clasificación del tipo de nieve de Sturm et al. (1995) y la cómo se calcula el contenido de frío cuando el manto se encuentra estratificado.

- IV **Capítulo 4 “Resultados y análisis”**: En este capítulo se presentan los resultados de las simulaciones realizadas, la caracterización de la nieve de los sitios de estudio y finalmente el resultado del cálculo del contenido de frío para los mismos. Se incluye una sección de validación del modelo, que contiene una comparación entre la altura simulada del manto y la observada en las zonas de estudio, además de calicatas disponibles en algunos de los lugares de interés. Finalmente se agrega un análisis de los resultados obtenidos a medida que se van presentando.

- V **Capítulo 5 “Comentarios y conclusiones”**: En este capítulo presentan las conclusiones deducidas a partir de los resultados presentados en el capítulo anterior, además del trabajo futuro que se propone a partir de este estudio y un análisis del desempeño del modelo SNOWPACK como herramienta para la modelación de las propiedades de la nieve.

Capítulo 2

Revisión de antecedentes

2.1 Modelo SNOWPACK

2.1.1 Introducción y generalidades

SNOWPACK es un modelo numérico que tiene como objetivo modelar el comportamiento de la nieve en el tiempo con dos fines principales, predecir la ocurrencia de eventos extremos como avalanchas y la caracterización hidrológica de la nieve (determinar el contenido de agua existente en el manto). El modelo resuelve las ecuaciones diferenciales 1-D que representan la conservación de masa, momentum y energía al interior de la cubierta nival, las cuales rigen los procesos de depositación, derretimiento y desplazamiento de la nieve. Estos procesos no quedan totalmente caracterizados por las ecuaciones mencionadas anteriormente, debido a que la microestructura de la cobertura nival juega también un rol importante al momento de definir cada una de las capas de la misma y en procesos como la transferencia de calor y la viscosidad de la nieve, por nombrar algunos.

El modelo privilegia la descripción físicamente realista del manto y sus características, aún a expensas de aumentar la complejidad computacional del código. En primer lugar, se escogió un sistema de coordenadas lagrangiano para modelar de manera correcta el comportamiento de la microestructura de la nieve, debido a que es altamente dependiente de su historia previa y de esta forma se logran ventajas sobre la formulación Euleriana, como por ejemplo:

- Si el campo de desplazamientos de la nieve es continuo (lo que ocurre en un modelo de elementos finitos), se satisface la Ecuación de continuidad de la fase sólida (hielo) automáticamente.
- Con esta formulación se permiten discontinuidades de densidad entre capas debido a que sólo se requiere la continuidad del campo de desplazamientos, por lo que es posible representar la estratificación de la cubierta nival.
- La posición de la parte superior de la cubierta nival es conocida de manera exacta, así el tratamiento las condiciones de borde térmicas y de masa (nieve que se deposita o se desplaza) se simplifica de manera significativa con respecto a otros modelos que no utilizan dicha formulación.

SNOWPACK describe la nieve como una unidad multicomponente, compuesta de una fracción volumétrica sólida, una líquida y una en forma de vapor (θ_i , θ_w y θ_a ,

respectivamente), lo que permite definir intercambios de energía y masa conservativos entre fases, con el fin describir el comportamiento de la cubierta nival. Por definición las fracciones volumétricas tienen un valor que varía entre 0 y 1 y se cumple la relación:

$$\theta_i + \theta_w + \theta_a = 1 \quad (2.1)$$

Se supone que el peso propio de la cubierta nival es soportado solamente por la matriz sólida de hielo. La tensión de la nieve $\sigma_s(z, t)$ se define como la tensión media que siente la cubierta nival como un todo (nivel macro), la cual puede variar significativamente con respecto a la tensión que sienten los granos de nieve al contacto con otros granos (nivel micro) $\sigma_b(z, t)$. Como se consideró que la fase líquida y gaseosa no son capaces de resistir el peso propio, se requiere una Ecuación de conservación de momentum para la fase sólida solamente, aunque esto no significa que el contenido de agua y de aire no tengan influencia sobre la deformación de la nieve, sino que son tratados de otra forma, agregando su efecto en la elasticidad y viscosidad de la cubierta nival.

Otra particularidad de SNOWPACK es que automáticamente agrega elementos a la malla creada para representar la nieve nueva que se agrega al sistema y remueve elementos para representar la salida de nieve de la superficie, debido a la acción del viento o al derretimiento superficial. Con esto se modela de mejor manera los procesos de derretimiento y depositación de nieve.

2.1.2 Modelación de la cubierta nival

Microestructura de la nieve

La microestructura de la nieve juega un rol determinante en las propiedades globales de la cubierta nival, como por ejemplo en el albedo, viscosidad, conductividad térmica, difusividad, entre otros. Se define como la geometría que determina el tamaño y forma de los granos de hielo y de los poros, además de la naturaleza de la unión intergranular (Figura 2.1).

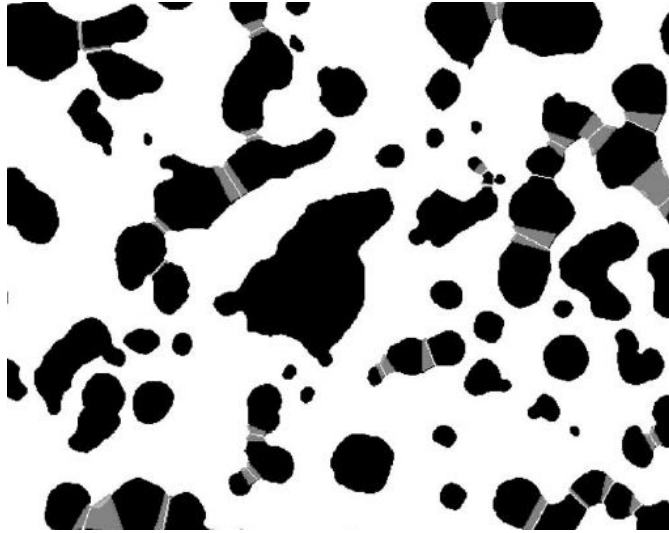


Figura 2.1: Representación de la microestructura de la nieve, las uniones se destacan con color gris. Fuente: Lehning and Bartelt (2002).

SNOWPACK utiliza cuatro parámetros independientes (primarios) para definir la microestructura: Esfericidad, dendricidad, tamaño de grano y tamaño de la unión entre granos (cuellos). Todos los otros parámetros de la microestructura que SNOWPACK maneja pueden ser derivados de estos cuatro parámetros fundamentales. Los cuellos son las regiones acotadas que conectan granos de hielo los cuales influyen de manera determinante las propiedades mecánicas de la nieve. La Figura 2.2 ilustra la geometría que se considera en el modelo: el radio de la unión r_b va desde el eje de simetría del cuello hasta el final de la unión. l_n es la longitud del cuello, que es la distancia entre ambas bases del cuello que se encuentran en cada uno de los granos.

El cuello es un factor crítico al momento de definir las propiedades mecánicas y físicas de la nieve. Las tensiones dentro de la cubierta alcanzan valores máximos en los cuellos, debido a que ellos transfieren toda la carga entre los granos de hielo. Los que, debido a su mayor rigidez estructural y mayor masa, pueden transferir las cargas hacia los cuellos sin sufrir deformaciones importantes. Los cuellos, por el lado contrario, experimentan tensiones mayores y por consiguiente entran en fluencia y comienzan a deformarse más fácilmente que los granos. Estudios anteriores indican que las tensiones en los cuellos son 5 a 50 veces más grandes que las tensiones que ocurren en los granos (Bartelt and von Moos (2000)).

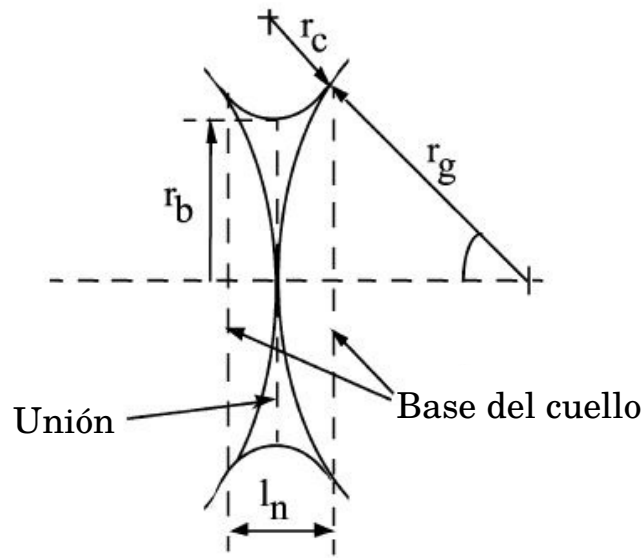


Figura 2.2: Caracterización geométrica de las uniones entre granos. Fuente: Lehning and Bartelt (2002).

Modelo conceptual

En la Figura 2.3 se presenta un esquema de una cubierta nival estratificada y los procesos físicos que son considerados en SNOWPACK para modelar los procesos que ocurren en la nieve. El eje z tiene su origen en la interfaz suelo-nieve, y la superficie se encuentra en $z = h$. Como el modelo es unidimensional se supone que las velocidades perpendiculares al eje z (movimiento de agua o desplazamiento lateral de nieve) son nulas, al igual que los gradientes laterales de temperatura y presión de vapor. También se supone que en un tiempo t , a una altura z , los tres componentes (hielo, agua y aire) se encuentran a la misma temperatura, definida como la temperatura de la nieve (*snow/bulk temperature* $T_s(z, t)$). Teóricamente es posible hacer un análisis del intercambio energético de cada una de las fases, pero en terreno es casi imposible verificar dicho intercambio de cada fase por separado.

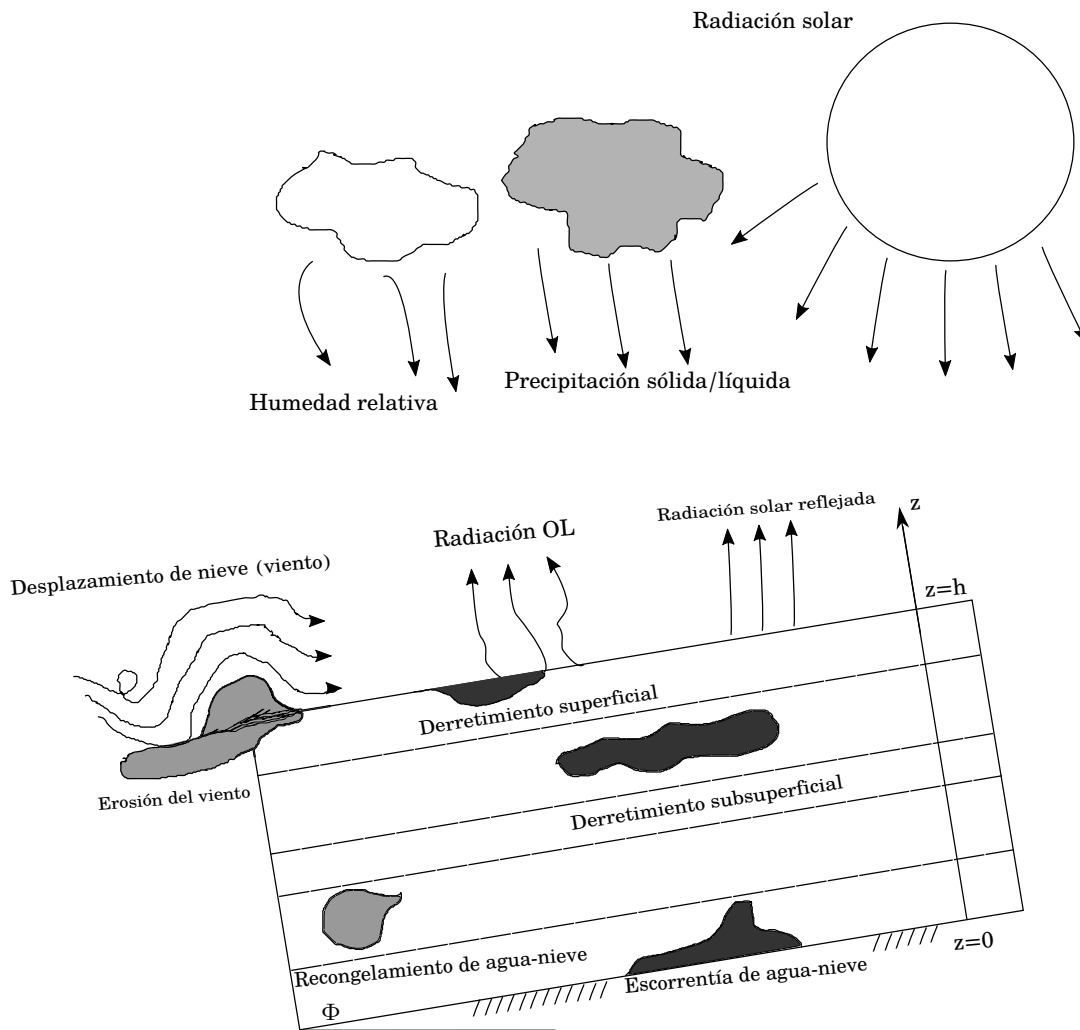


Figura 2.3: Esquema de los procesos físicos involucrados en la modelación de la cobertura nival. Fuente: Lehning and Bartelt (2002)

Para representar de manera completa los procesos que ocurren dentro de la cubierta nival y entre sus fases, es necesario contar con un sistema de nueve ecuaciones diferenciales que engloban los principios de conservación de masa, energía y momentum de cada fase por separado aunque por los supuestos y consideraciones mencionadas anteriormente sólo son necesarias cuatro:

- Como se considera que las tres fases constituyentes se encuentran a la misma temperatura $T_s(z, t)$, se requiere una sola Ecuación de conservación de energía, con el cuidado de incorporar una conductividad efectiva, $k_e(z, t)$; que englobe el efecto de todas las fases en la transferencia de calor.
- Una Ecuación de momentum para la fase sólida, la cual gobierna la depositación de nieve debido a que la fase sólida es la que soporta el peso propio de la cubierta, como se mencionó previamente.

- Dos ecuaciones que describan la conservación de masa para la fracción gaseosa y la fracción líquida. Debido al sistema de coordenadas material (lagrangiano) escogido, la Ecuación de conservación de masa para la fase sólida se satisface automáticamente, lo que disminuye el número de ecuaciones y, por ende, el tiempo requerido para la resolución del sistema.

Conservación de energía

Al aplicar el principio de conservación de energía se llega a la siguiente expresión para la Ecuación de temperatura:

$$\rho_s(z, t)c_s(\theta, z, t)\frac{\partial T_s(z, t)}{\partial t} - k_e(\theta, z, t)\frac{\partial^2 T_s(z, t)}{\partial z^2} = Q_{pc}(z, t) + Q_{sw}(z, t) + Q_{mm}(z, t) \quad (2.2)$$

Donde $\rho_s(z, t)$ es la densidad de la nieve y $c_s(\theta, z, t)$ es el calor específico a presión constante, donde θ es la fase (sólida, líquida o gaseosa) a la que se hace referencia. El término $Q_{pc}(z, t)$ es una fuente o sumidero de energía (dependiendo del caso) que da cuenta del derretimiento de la nieve y del recongelamiento de la agua derretida. $Q_{sw}(z, t)$ es un término fuente que representa el ingreso de radiación de onda corta al sistema y $Q_{mm}(z, t)$ es un término fuente o sumidero de la difusión de vapor, que describe la contribución del calor latente a la sublimación del hielo o a la depositación de vapor de agua en la matriz sólida. se cumple la relación:

$$\rho_s c_s = \rho_i c_i \theta_i + \rho_w c_w \theta_w + \rho_a c_a \theta_a \quad (2.3)$$

$k_e(\theta, z, t)$ es la conductividad térmica de la cubierta, la cual se puede escribir de la forma:

$$k_e = k_i \theta_i + k_w \theta_w + k_a \theta_a \quad (2.4)$$

La conductividad térmica debe ser parametrizada incluyendo todos los procesos de transferencia de calor que no han sido explícitamente modelados, como el transporte de vapor a través del espacio de poros, por ejemplo. La nieve se modela como un sistema de granos de hielo en contacto entre sí, entre los cuales existe espacio de poros.

Una fracción de la conducción de calor es a través del hielo, el cual es acotado por el efecto de las uniones entre granos (q_i). Otra porción ocurre desde un grano de hielo a otro, pero pasando por el espacio de poros (q_{ip}). Una tercera fracción de la transferencia de calor ocurre exclusivamente en los poros suficientemente grandes como para que los granos de hielo a su alrededor puedan ser no considerados, aunque estudios de autores anteriores han demostrado que esta porción no es relevante, por lo que no se incluyó en el análisis (q_p). Se supone que el agua líquida llena tanto pequeños poros como también zonas cóncavas que se encuentran en los cuellos de las uniones entre granos, por lo que una cuarta y última fracción de conducción de calor en estos lugares es considerada, la cual comienza en un grano de hielo, luego a través de un poro que está parcialmente cubierto de agua y luego dentro del grano de hielo adyacente (q_{iw}). Los roles e importancia de cada uno de los tipos de conducción de calor mencionados están determinados por la microestructura de la nieve (existencia y forma de uniones entre granos, tamaño de poros, cantidad de agua en los poros,

por nombrar algunos componentes).

Los autores se basan en estudios anteriores para desarrollar un complejo modelo de conductividad termal basado en la microestructura, el cual fue contrastado con datos experimentales de conductividad. Los resultados fueron favorables, debido a que el comportamiento de la conductividad térmica fue representado de manera satisfactoria.

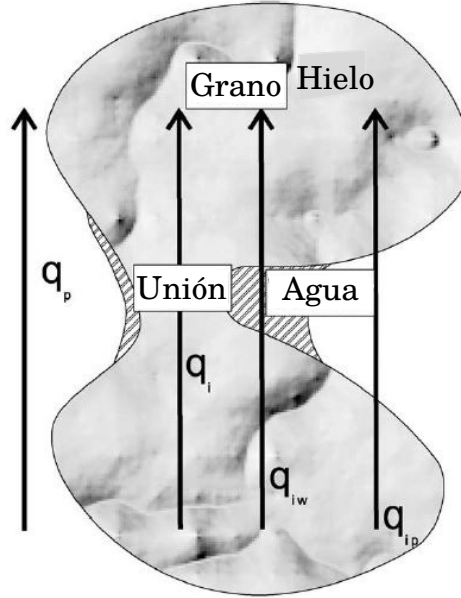


Figura 2.4: Tipos de conducción de calor considerados en SNOWPACK. Fuente: Lehning and Bartelt (2002)

La radiación de onda larga no es incluida directamente en la ecuación 2.2, dado que es agregada en la condición de borde que gobierna el intercambio energético en la superficie del manto. En SNOWPACK, existen dos posibilidades, la primera es una condición de borde de tipo Neumann:

$$k_s \frac{\partial T_s(z = h, t)}{\partial z} = q_{lw} + q_{sh} + q_{lh} + q_{rr} \quad (2.5)$$

Donde k_s es la conductividad térmica de la nieve, q_{lw} es la energía neta proveniente de la radiación de onda larga, q_{sh} es el intercambio de calor sensible, q_{lh} es el intercambio de calor latente y q_{rr} es el flujo de calor proveniente de la lluvia. La otra condición de borde incluye la temperatura medida en la superficie del manto (T_h):

$$T(z = h, t) = T_h(t) \quad (2.6)$$

Conservación de masa de la fase aire

El aire almacenado en los poros se modela como una mezcla de aire seco y vapor de agua. Aplicando la ley de Dalton se puede definir la presión de aire en los poros como:

$$P_a = P_v + P_d \quad (2.7)$$

Donde P_a es la presión de aire en los poros, P_v es la presión parcial de vapor de agua y P_d es la presión parcial de aire seco. Como el aire seco y el vapor de agua se encuentran almacenados en el mismo volumen, una relación similar ocurre con la densidad del aire en los poros:

$$\rho_a = \rho_v + \rho_d \quad (2.8)$$

Se expresa la presión parcial de vapor de agua en el aire en términos de la humedad relativa:

$$rh = \frac{P_v}{P_s} 100 \quad (2.9)$$

Donde P_s es la presión de saturación del vapor de agua, la cual es definida con la aproximación de Clausius-Clapeyron (depende de la temperatura T):

$$P_s(T) = P_{s0} \exp \left(\left[\frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \right) \quad (2.10)$$

Donde R_v es la constante de los gases ideales, L es el calor latente de vaporización del agua y P_{s0} es la presión de vapor de saturación a la temperatura inicial T_0 . Para modelar el flujo de vapor de agua, se utiliza la expresión propuesta por Kestin et al. (1988), la cual es una extensión a la ley de Fick:

$$J_v = -D_e \left(\frac{\partial P_v}{\partial z} - \alpha_{th} \left[\frac{P_v P_d (\mu_v + \mu_d)^2}{(P_v + P_d) \mu_v \mu_d} \frac{1}{T_s} \frac{\partial T_s}{\partial z} \right] \right) \quad (2.11)$$

Donde D_e es el coeficiente de difusión para el gradiente de concentración (Fick), α_{th} es el coeficiente de difusión para el gradiente térmico, μ_v y μ_d son las masas moleculares del vapor y el aire seco respectivamente. La ventaja de esta formulación es que aunque no exista un gradiente de concentración de vapor, la masa de aire gaseoso igual es transportada debido a la diferencia de temperatura.

Al imponer la conservación de masa de la fase aire, reemplazando la expresión descrita para el flujo de vapor, se obtiene:

$$\theta_a \frac{\partial P_v}{\partial t} - \theta_a D_e \frac{\partial^2 P_v}{\partial z^2} + \theta_a D_e \frac{\partial}{\partial z} \left(\alpha_{th} \left[\frac{P_v P_d (\mu_v + \mu_d)^2}{(P_v + P_d) \mu_v \mu_d} \frac{1}{T_s} \frac{\partial T_s}{\partial z} \right] \right) = M_{mm} \quad (2.12)$$

Donde M_{mm} es un término que da cuenta de la sublimación de hielo (sumidero) o de la depositación de vapor de agua en la matriz sólida (fuente).

Conservación de masa de la fase agua

Al aplicar el principio de conservación de masa, obtiene la siguiente expresión general:

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} - \frac{\partial J_w}{\partial z} = M_{pc} \quad (2.13)$$

Donde J_w es la tasa de flujo de agua a través del medio por unidad de área y M_{pc} es un término fuente o sumidero que da cuenta del recongelamiento de agua o del derretimiento que ocurre bajo la superficie de la cubierta nival. La ley de Darcy no es válida en un medio no saturado como lo es la cubierta nival, por lo que fue necesario representar de otra manera el flujo de agua:

$$\frac{\partial J_w}{\partial z} = 0 \quad (2.14)$$

$$\text{si } \theta_w \leq \theta_r$$

$$\frac{\partial J_w}{\partial z} = \dot{\theta}_f \quad (2.15)$$

$$\text{si } \theta_w > \theta_r$$

Donde:

$$\dot{\theta}_f = \frac{\partial(\theta_w - \theta_r)}{\partial t} \quad (2.16)$$

En esta formulación se agrega el término θ_r , definido como el contenido residual de agua, es decir, bajo este contenido volumétrico, el agua existente es atrapada por la matriz de hielo, por lo que no es posible el transporte de agua. Sobre este valor el agua es transportada por los poros hacia las capas adyacentes a una tasa $\dot{\theta}_f$. Agregando esta consideración a la Ecuación 2.13, se llega a la expresión para la conservación de masa de la fracción líquida.

Conservación de momentum de la fase sólida

La Ecuación de depositación de nieve es:

$$\frac{\partial \sigma_s(z, t)}{\partial z} + P_s(z, t)g \cos(\phi) = 0 \quad (2.17)$$

Donde $\sigma_s(z, t)$ es la tensión normal al plano, g es la aceleración de gravedad y ϕ el ángulo que forma el plano con la horizontal.

En una cubierta de nieve con n capas, la tensión en la capa l está dada por:

$$\sigma_s(z) = \left[P_l g(z_l - z) + \sum_{j=l+1}^n P_j g(z_j - z_{j-1}) \right] \quad (2.18)$$

El primer término del lado derecho representa el peso propio de la capa l y el segundo término representa el peso de las capas que se encuentran arriba de l (las capas están

numeradas desde el fondo hacia arriba).

En resumen, este conjunto de ecuaciones describe el comportamiento de la cubierta nival, permitiendo determinar sus características (densidad, viscosidad, temperatura, tamaño y forma de granos, entre otras.).

2.2 Clasificación de la cubierta nival

2.2.1 Fundamentos de una nueva clasificación global de nieve

Tipos de nieve y parámetros a estudiar

La clasificación de tipos de nieve ha sido objeto de estudio de varios autores y desde hace muchos años (algunos sistemas de clasificación son de hace más de 80 años). Sin embargo, han tenido poco éxito o poco alcance, quizás por que no son lo suficientemente genéricos (es decir, no son extrapolables a otras zonas de estudio).

La utilidades de contar con un sistema de clasificación para la nieve son principalmente dos: Primero, permite que información compleja (características físicas del manto) sean compactadas, facilitando el estudio de la nieve. Segundo, permite inferir o extrapolar información pertinente a la nieve en estudio (régimen terminal que produce un tipo específico de grano, por ejemplo).

En el trabajo de Sturm et al. (1995) se propone una nueva clasificación de la nieve, la cual cuenta con seis clases: *Tundra*, *taiga*, *alpina*, *marítima*, *pradera* y *efímera*. Cada una de estas clases está definida por un conjunto único de propiedades, como la secuencia típica de la estratificación de las capas de la cubierta nival, el espesor de cada capa, su densidad, morfología y características granulares de los cristales dentro de cada estrato, entre otros. En algunos casos, la variabilidad lateral de las propiedades de la cubierta y la tasa a la cual cambian sus atributos también son consideradas al momento de definir las clases.

Los autores plantean que es posible discriminar los distintos tipos de nieve si se consideran las diferencias entre las condiciones atmosféricas que producen cada clase. La relación entre el clima y las distintas clases de nieve puede esquematizarse usando un sistema binario simplificado, con la temperatura atmosférica, la precipitación y el viento como variables clave.

Una tarea difícil para los autores fue el clasificar la nieve de regiones montañosas pues estas se caracterizan por una alta variación espacial de sus características. Fuertes ráfagas de viento sobre terrenos empinados y una alta variación en la radiación solar son algunos de los motivos de la alta variabilidad en las propiedades de la nieve que se ubican en regiones montañosas. No es extraño encontrar diferencias substanciales en las propiedades de la nieve que se encuentran en lados opuestos de la cresta de una montaña. Sería posible clasificar la nieve en ambos lados de la cúspide dentro de alguna de las seis clases definidas, si se contara con información suficiente, pero en la práctica esa información raramente se encuentra disponible, por lo que se propone una clase de nieve especial: *Montaña*, la cual puede ser usada para marcar regiones con una variabilidad alta en las propiedades de su cubierta nival.

Tabla 2.1: Descripción de las clases de nieve. Fuente: Sturm et al. (1995).

Clase	Descripción	h [cm]	$\bar{\rho}$ [kg m ⁻³]	N° estratos
<i>Tundra</i>	Cubierta delgada y fría, afectada a la acción del viento. Profundidad máxima 75 [cm] aprox. Consiste en una capa basal de escarcha (<i>depth hoar</i>) con estratos superiores caracterizados por haber sido depositados debido al viento (<i>wind slabs</i>). Estratos en proceso de derretimiento (<i>melt forms</i>) poco comunes.	10-75	380	0-6
<i>Taiga</i>	Cubierta delgada hasta moderadamente profunda. Profundidad máxima: 120 [cm]. Se encuentra generalmente en climas fríos donde el viento, la densidad inicial y la temperatura del aire son bajas. Para el final del invierno consiste entre un 50 % hasta un 80 % de escarcha (<i>depth hoar</i>) cubierta por nieve fresca de baja densidad.	30-120	260	> 15
<i>Alpina</i>	Cubierta profunda, cuya temperatura varía entre intermedia y baja. Profundidad máxima 250 [cm] aprox. Usualmente posee estratos profundos intercalados con estratos delgados. En general se puede encontrar escarcha en la base del manto. La mayoría de las nuevas nevadas son de baja densidad. Existen estratos en derretimiento pero no son significativos.	75-250	-	> 15
<i>Marítima</i>	Manto de nieve cálido y profundo. Profundidad máxima puede exceder los 300 [cm]. Estratos en derretimiento muy comunes. Granos gruesos de nieve debido al efecto del derretimiento y recogelamiento generalizado.	75-500	350	> 15
<i>Efímera</i>	Manto delgado y extremadamente cálido. Rangos de profundidad entre 0 y 50 [cm]. Luego de su depositación, rápidamente comienza el derretimiento, con derretimiento basal observado en la mayoría de los casos. Generalmente consiste en una nevada aislada que se derrite completamente y posteriormente una nueva cubierta nival se forma a la siguiente nevada.	0-50	-	1-3
<i>Pradera</i>	Cubierta delgada (excepto cuando el arrastre del viento tiene un efecto de acumulación) y moderadamente fría. Acción del viento es sustancial. Profundidad máxima 1[m] aprox.	0-50	-	<5
<i>Montaña</i>	Manto extremadamente variable. Depende fuertemente de los efectos de la radiación solar y los patrones locales de viento.	-	-	variable

2.2.2 Identificación de los distintos tipos de nieve

Uso del sistema binario para diferenciar las distintas clases de nieves

Para la clasificación de la nieve utilizando este sistema binario, se debe discernir si el manto existe en condiciones de alto viento, o relativamente calmadas. También si es que hay mucha o poca nieve en el suelo y si la temperatura atmosférica es típicamente alta (cerca a los 0 [°C]) o generalmente baja. Las respuestas a estas preguntas dan como resultado ocho clases de nieve posibles. Sin embargo, en un caso, (clase *marítima*) los atributos físicos de la cubierta están atados solamente a dos de las tres variables climáticas escogidas, y en otros dos casos, las combinaciones son poco comunes. Estas consideraciones hacen que el número de clases se reduzca a 5, pero los autores decidieron agregar una clase más (*efímera*) como un caso especial, definido solamente por la temperatura. Esta clase existe solamente en lugares donde la temperatura promedio es muy alta (cerca o sobre 0 [°C]) y el manto nival no dura más que un par de semanas. En la Figura 2.5 se muestra una representación de la clasificación de la nieve mediante un diagrama de flujo.

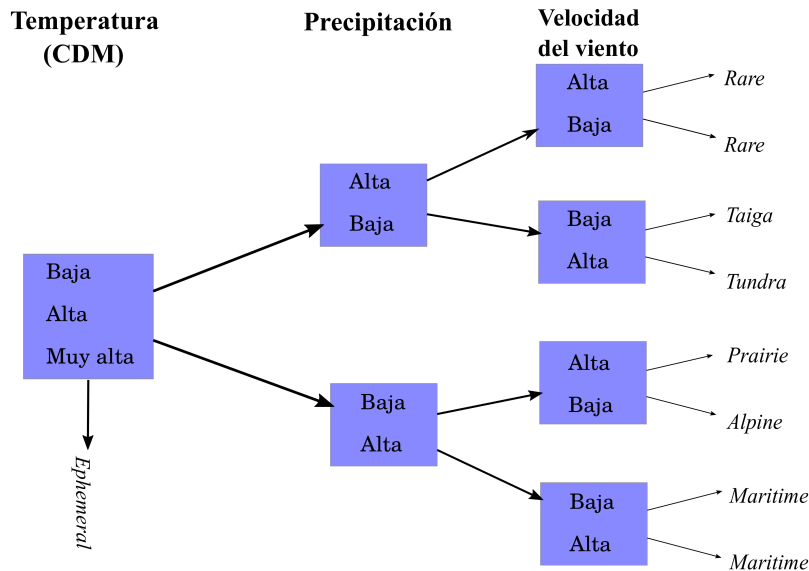


Figura 2.5: Clasificación de la cubierta nival representada como diagrama de flujo.

La forma en que estas tres variables clave afectan las características de la cubierta nival están bien establecidas. El monto de precipitación determina si la cobertura es delgada o profunda y si consiste de muchas capas delgadas o de algunas capas más gruesas. La temperatura atmosférica y la profundidad de nieve afectan en el metamorfismo de la nieve, debido a los gradientes de temperaturas que se generan, pudiéndose formar escarcha (*depth hoar*), lo que se traduce en un manto mecánicamente inestable. La temperatura del aire también controla si es que ocurrirá o no derretimiento, afectando las propiedades del manto. El viento afecta en el tamaño de granos y en la densidad del manto, vientos más fuertes producen granos pulverizados que se agrupan fácilmente, lo que resulta en nieve más densa.

2.3 Contenido de frío

Existen tres fases básicas en el proceso de derretimiento de la cubierta nival:

- Fase de calentamiento: La energía absorbida por el manto aumenta su temperatura promedio, hasta un punto en que se destruye el gradiente vertical existente, quedando la cobertura completa en $0[^\circ C]$.
- Fase de madurez: La energía que se sigue absorbiendo ahora es usada para derretir la nieve, pero esa agua derretida es retenida en los poros de la cubierta nival por la acción de la tensión superficial. Al final de esta fase, el manto no es capaz de retener más agua líquida, y se dice que está “maduro”.
- Fase de salida: La absorción adicional de energía produce la salida del agua, la cual puede ser en forma de derretimiento, infiltración o evaporación.

En la fase de calentamiento, como se mencionó anteriormente, es necesario agregar energía al manto para llevar su temperatura a los $0[^\circ C]$. Esta energía representa el contenido de frío de la nieve. Según DeWalle and Rango (2008), el contenido de frío puede ser descrito como la cantidad de agua líquida, proveniente del derretimiento mismo o de la precipitación líquida, que debe congelarse en un manto nival con temperatura menor a $0[^\circ C]$, para calentarlo desde su temperatura inicial hasta los $0[^\circ C]$. Cabe destacar que esta división de fases es idealizada, y en general no siguen una secuencia definida, si no que ocurren los tres procesos simultáneamente dentro del manto nival, es decir, es posible encontrar paquetes de nieve con temperatura bajo el congelamiento adyacentes a conjuntos de nieve madura, con agua fluyendo en sus intersticios. El contenido de frío tiene unidades de altura de agua, y puede ser calculado como:

$$CC = \frac{\rho_s c_i H_s (T_s - T_m)}{\rho_w L_f} \quad (2.19)$$

En donde ρ_s es la densidad de la nieve y ρ_w es la densidad del agua, ambas en $[\frac{kg}{m^3}]$. c_i es el calor específico del hielo, con unidades de $[\frac{J}{Kg^\circ K}]$, H_s es la altura de nieve en $[m]$, T_s y T_m son la temperatura media de la nieve y la temperatura de derretimiento, respectivamente, ambas en $[^\circ K]$. Finalmente, L_f es el calor latente de fusión, expresado en $[\frac{J}{Kg}]$.

Es posible calcular el contenido de frío para cada una de las capas de la cubierta y luego sumar el resultado de cada una de las mismas para obtener el valor total, cuidando de utilizar las temperaturas y densidades correspondientes.

Es interesante estudiar esta variable y su relación con los flujos turbulentos y radiativos de energía, debido a que son los controlan mayoritariamente el derretimiento de la nieve (Burns et al. (2014)). De esta forma, al estudiar la variación temporal del contenido de frío, es posible determinar cuál de los dos flujos energéticos son los que controlan el derretimiento de nieve.

Capítulo 3

Metodología

En este capítulo se mencionan los antecedentes generales de las zonas de estudio, los datos disponibles y las fuentes de donde se estimaron las variables necesarias para el uso del modelo. Luego se presentan algunas consideraciones previas que deben tomarse en cuenta antes de aplicar el trabajo de Sturm et al. (1995), para luego identificar qué tipo de nieve corresponde en cada uno de los sitios según esta clasificación. Finalmente, se explica la manera de como se calculó el contenido de frío en un manto, considerando que el manto se encuentra estratificado.

3.1 Sitios y datos adquiridos

3.1.1 Norte Chico - Estación Tascadero

La estación Tascadero pertenece a la red hidrometeorológica del Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), entidad dedicada a la investigación científica en las zonas áridas del centro-norte de Chile. La estación se ubica en las cercanías del nacimiento del río Tascadero (próximo a la frontera con Argentina, Figura 3.1), en la comuna de Monte Patria, a 3500 [msnm]. Sus coordenadas son 31.26° latitud sur y 70.54° longitud oeste. La información que se utiliza para la modelación fue la temperatura atmosférica, humedad relativa, radiación solar incidente, velocidad del viento, precipitación y altura de nieve desde el año 2013 hasta fines del 2015.

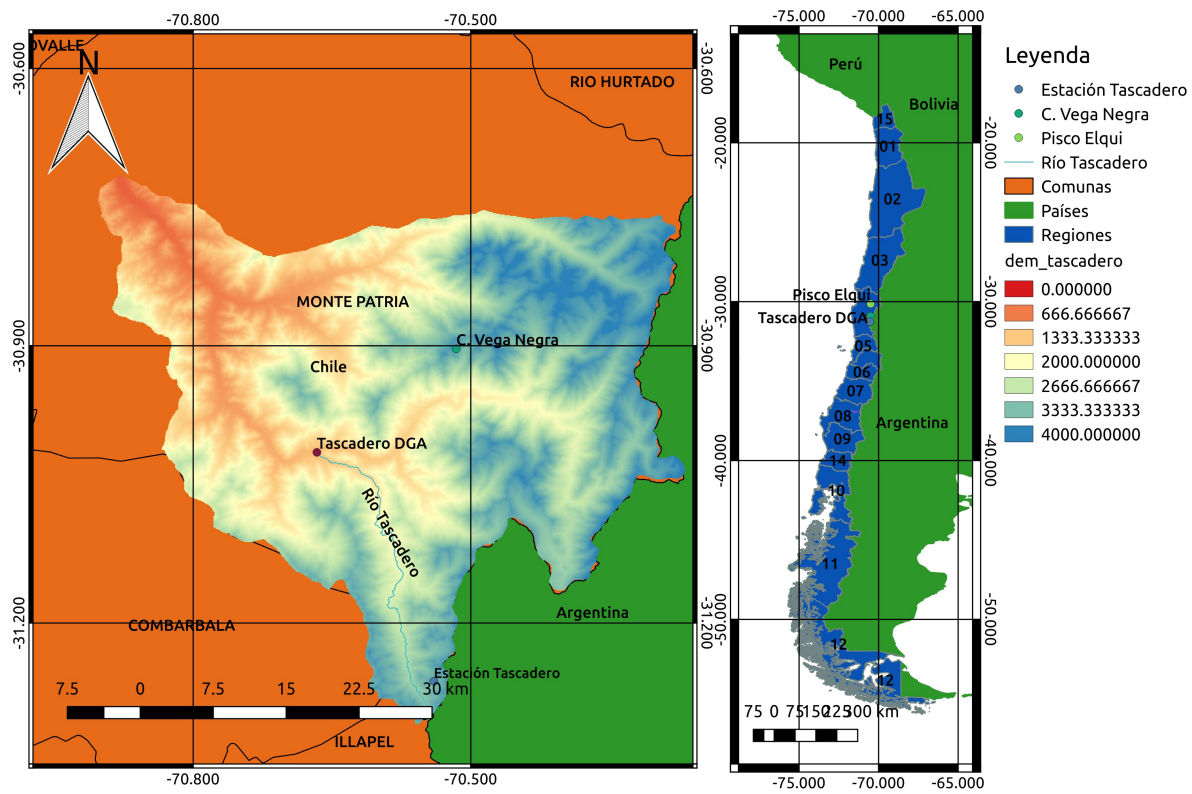


Figura 3.1: Ubicación estación Tascadero



Figura 3.2: Estación Tascadero. Fuente: CEAZA

Debido a distintos problemas propios de la utilización de instrumentos de medición en condiciones naturales y a otras dificultades técnicas, las series de tiempo de las variables adquiridas en las estaciones pueden presentar períodos en los cuales no hay información, por lo que es necesario rellenar los datos faltantes o estimar las series completas si no se cuenta con tal información, para una correcta utilización de SNOWPACK.

Para efectos de relleno de datos, por su cercanía se utilizó la estación Vega Negra, perteneciente a la red hidrometeorológica de la Dirección General de Aguas (DGA), ubicada a una cota de 3600 [msnm] y cuyas coordenadas son 30.90° latitud sur y 70.51° longitud oeste. Los datos que se rellenaron cuando faltaba información fueron la temperatura atmosférica, humedad relativa, radiación incidente y precipitación. La velocidad del viento, dirección del viento y altura de nieve no fueron rellenados debido a que no es información fácilmente extrapolable desde un punto a otro, principalmente por su gran variabilidad espacial.

Para la humedad relativa y radiación incidente, se utilizó la información directamente desde Vega Negra. En cambio, para el relleno de la temperatura se relacionó la temperatura registrada en ambas estaciones (Figura 3.3):

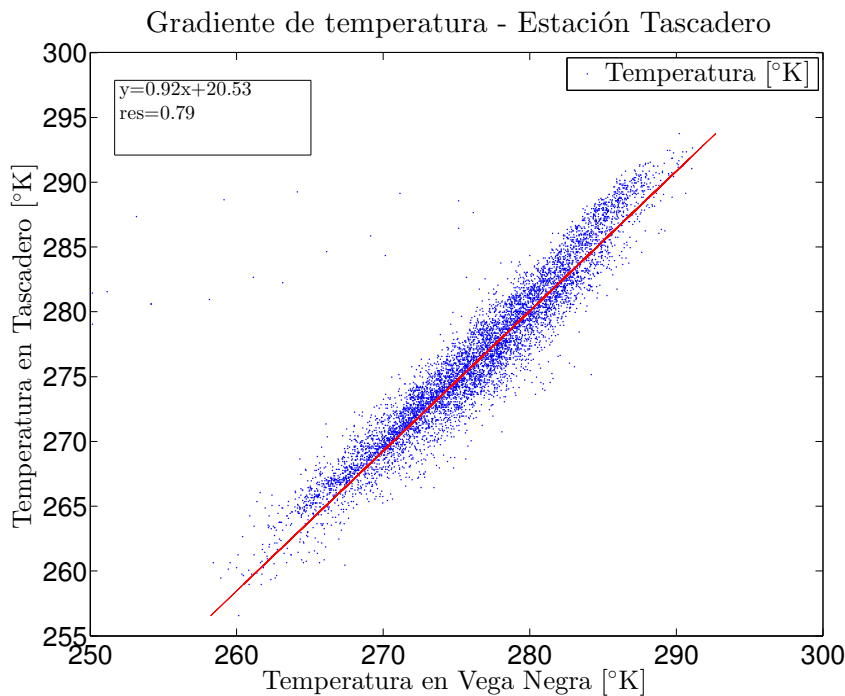


Figura 3.3: Correlación de temperaturas Tascadero - Vega Negra.

3.1.2 Valle Nevado

La Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile ha colocado de una estación que mide distintas variables meteorológicas y de propiedades de la nieve, ubicada en el centro de ski Valle Nevado, en la zona cordillerana de la región Metropolitana. Sus coordenadas son 33.35° latitud sur y 70.23° longitud oeste y se encuentra una altura de 3038 [msnm]. En la Figura 3.5 se observa la disposición de la estación.

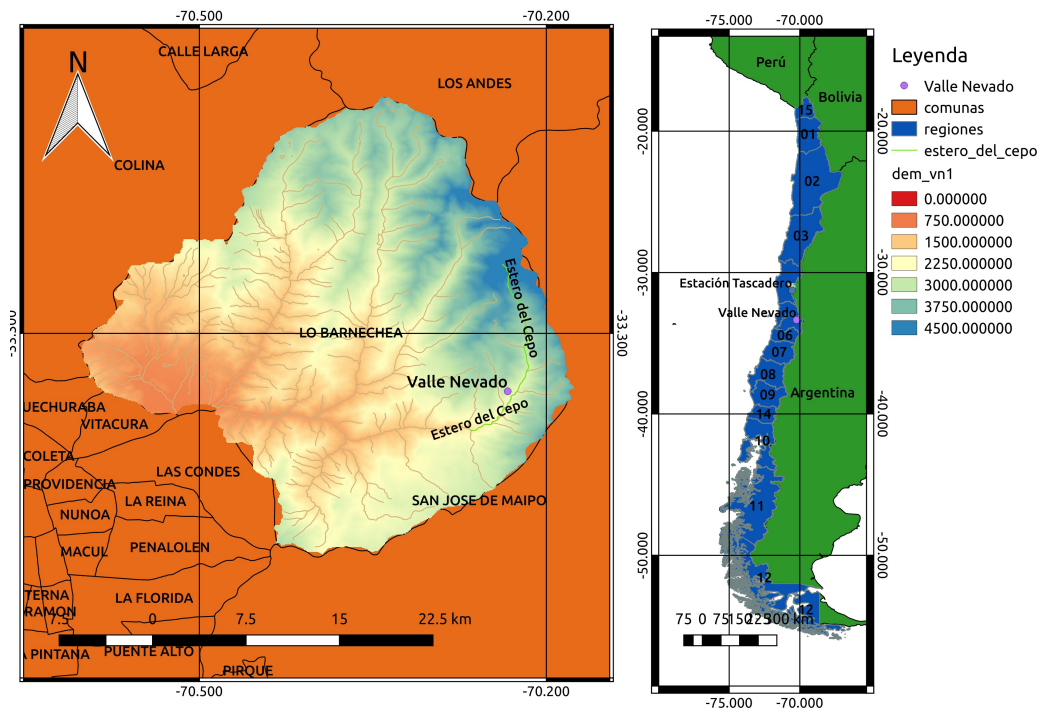


Figura 3.4: Ubicación estación Valle Nevado



Figura 3.5: Estación Valle Nevado

La información de temperatura atmosférica, humedad relativa, radiación incidente, velocidad del viento y precipitación para el año 2015 fueron tomados directamente del trabajo de Comte (2017), en donde se recopila la información de la estación Valle Nevado y se estiman los parámetros que no son medidos para el fin de utilizarlos en la modelación. En el anexo B se puede observar las series de tiempo completadas de las variables que se utilizaron en la modelación.

3.1.3 Chillán - Valle hermoso

La Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile ha dispuesto cuatro nodos o estaciones de medición en la zona de Valle Hermoso, ubicados en las dependencias del centro de ski “Nevados de Chillán”, en la Región del Biobío. En estas estaciones se adquiere información del manto nival y de las condiciones atmosféricas. Los cuatro nodos se encuentran en distintas ubicaciones, teniendo dos en la ladera norte de un cerro y dos en la ladera sur del cerro contiguo. Dos de estos nodos se encuentran cubiertos por vegetación y dos se encuentran descubiertos, buscando detallar las diferencias producidas por el follaje de los árboles en la acumulación y el derretimiento de nieve. Debido a la mejor calidad de los datos, se utilizará el nodo 1 para las simulaciones, cuyas coordenadas son 36.91° latitud sur y 71.41° longitud oeste, ubicada a una cota de 1643 [msnm], el cual es un

nodo descubierto (P1 en la Figura 3.6).

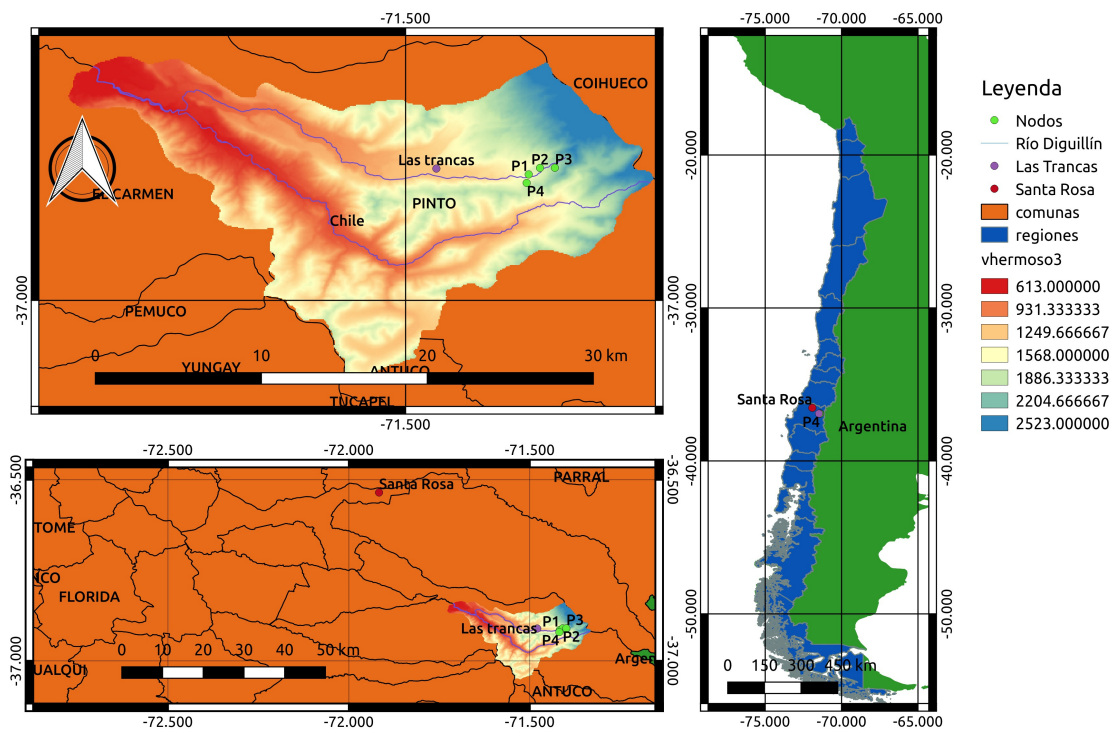


Figura 3.6: Ubicación estación Valle Hermoso



Figura 3.7: Estación Valle Hermoso - Nodo 1

En el último tiempo las estaciones se han ido mejorando, modificándose para poder adquirir más variables atmosféricas como, humedad relativa y humedad del suelo, entre otros. Pero en el horizonte de modelación escogido (año 2015), sólo se cuenta con información de la altura de nieve y de la temperatura atmosférica, por lo que el resto de variables meteorológicas deben ser estimadas para la realización de las simulaciones.

3.2 Estimación de variables

3.2.1 Estación Tascadero

Para la estimación de la precipitación en la zona de estudio, se utilizó la información de la estación Tascadero de la DGA, ubicada en las cercanías de la estación del CEAZA, aguas abajo de ésta. Se encuentra a una cota de 1230 [msnm] y sus coordenadas son 31.01° latitud sur y 70.67° longitud oeste. La información de precipitación disponible es de precipitación diaria, por lo que para poder utilizarla en las simulaciones es necesario desagregarla a nivel horario.

Para este fin se implementó una planilla en Excel que realiza el siguiente procedimiento: En primer lugar, es necesario contar con la precipitación diaria que será desagregada, además de información de la duración e intensidad de las tormentas ocurridas en las cercanías de la estación (en este caso se utilizó la estación Pisco Elqui también perteneciente al CEAZA). Se grafica la intensidad de cada tormenta registrada con su respectiva duración y se realiza una regresión lineal para obtener una Ecuación que relacione cada magnitud de precipitación con su duración específica. A partir de esta información se definieron intervalos de precipitación con su duración máxima y mínima (Tabla 3.1), lo cual será utilizado más adelante para definir las horas de lluvia en la desagregación horaria.

Tabla 3.1: Intervalos de intensidad de precipitación con su rango de duración respectivo - Estación Tascadero.

PP mín [mm]	PP máx [mm]	Duración mín [hrs]	Duración máx [hrs]
0	5	1	3
5	10	2	8
10	20	3	11
20	40	5	16
40	60	8	18
60	80	10	20
80	110	15	24

Para un día en el cual se quiere distribuir temporalmente la precipitación, se define en primer lugar si llueve o no (precipitación diaria no nula). Si es que llueve, el monto de precipitación diario se ubica en uno de los intervalos definidos en la Tabla 3.1 y se le asigna

una duración respectiva acorde al intervalo en el cual se encuentra.

Debido a que no es posible definir a ciencia cierta qué duración le corresponde cada precipitación específica, se le asigna la duración en forma aleatoria dentro del rango de duraciones definido. Luego de establecer la intensidad y duración de la precipitación ocurrida en un día específico, se define la hora de inicio de la tormenta en forma aleatoria cuidando siempre que ésta se desarrolle completamente en el día en que se está desagregando la precipitación. Es posible además de que la tormenta no sea exactamente continua, por lo que se incluye la posibilidad de insertar dentro de la tormenta una hora en la que no llueva (conservando la cantidad de horas de lluvia que se definieron anteriormente).

Con este procedimiento se obtuvo una distribución de precipitación horaria acorde a la información diaria que es ingresada para los tres años de modelación (Figuras B.6, B.13 y B.20). Cabe destacar que por el carácter aleatorio que posee este método, cada desagregación que se realice será distinta de la anterior, pero posteriormente se comprueba que esto no afecta a la modelación debido a que lo relevante es la cantidad de agua caída en un mismo día, las fluctuaciones entre las horas no afectan de manera significativa a las simulaciones.

3.2.2 Valle Nevado

Para estimar la altura de nieve en el horizonte de modelación, se utiliza información del snow water equivalent (SWE) reconstruido en la memoria de Comte (2017) a partir de información recopilada en campañas de medición en dicho año (Figura 3.8). La altura de nieve se puede estimar mediante la siguiente fórmula:

$$h_s = SWE \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (3.1)$$

Donde h_s es la altura de nieve, ρ_w es la densidad del agua, estimada en $1000 \left[\frac{kg}{m^3} \right]$ y ρ_s es la densidad de la nieve, estimada en $250 \left[\frac{kg}{m^3} \right]$, debido a que no se cuenta con tal información. Al momento de realizar la estimación, se tuvo cuidado en respetar los valores de precipitación, identificando los eventos en donde cae precipitación sólida, considerando la temperatura atmosférica al momento en que ocurren las precipitaciones para diferenciar si se trata de precipitación sólida o líquida.

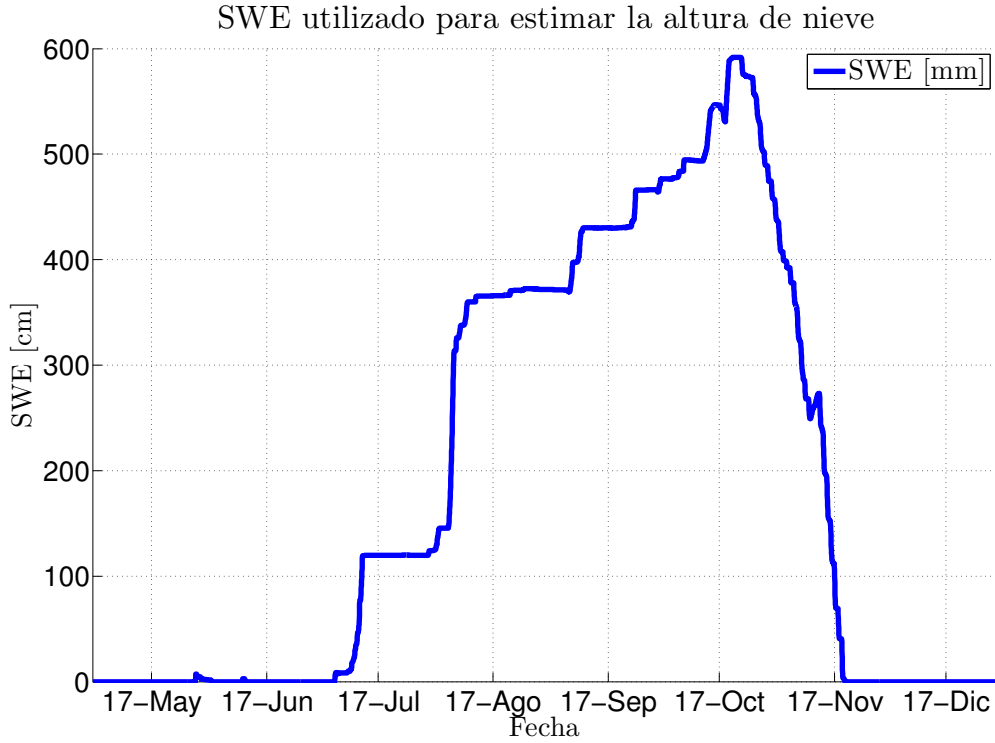


Figura 3.8: Snow water equivalent utilizado para estimar H_s .

3.2.3 Valle Hermoso

Para la estimación de la radiación de onda corta incidente, se utiliza la metodología propuesta en el trabajo de Cornwell et al. (2016): Se considera que la irradiancia global bajo condiciones reales G_{\downarrow} (tomando en cuenta el efecto de la nubosidad), puede obtenerse mediante un valor de irradiancia en condiciones ideales $G_{c\downarrow hourly}$ (sin nubes) para cada hora del día, derivado desde el módulo “*r.sun*” del software de información geográfica GRASS, agregando el efecto de la nubosidad mediante un índice de día despejado k_c , calculado a nivel diario.

$$G_{\downarrow} = k_c G_{c\downarrow hourly} \quad ; \quad k_c = \frac{G_{r\downarrow}}{G_{c\downarrow daily}} \quad (3.2)$$

El índice de nubosidad k_c se obtiene dividiendo la irradiancia global incidente en una superficie horizontal ($G_{r\downarrow}$) obtenido desde el proyecto de la NASA: “*Prediction Worldwide Energy Resource POWER*” (<http://power.larc.nasa.gov/>) por la irradiancia global diaria ($G_{c\downarrow daily}$) derivada también del módulo “*r.sun*”, respectivamente.

Para la precipitación se utiliza la misma metodología ocupada en la estación Tascadero, utilizando la información de precipitación diaria de la estación Las Trancas, perteneciente a la red hidrometeorológica de la DGA, ubicada a una cota de 1242 [msnm] y cuyas coordenadas son 36.91° latitud sur y 71.47° longitud oeste. Para estimar la duración de

las tormentas, se usa la información disponible en la estación Santa Rosa, perteneciente a la red agrometeorológica del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA). Con esta información y con la planilla Excel mencionada en la sección anterior, se construye la serie de precipitación diaria para el año de estudio (Figura B.32). En la Tabla 3.2 se encuentran los intervalos de intensidad de precipitación con los rangos de duración respectivos.

Tabla 3.2: Intervalos de intensidad de precipitación con su rango de duración respectivo - Valle Hermoso.

PP mín [mm]	PP máx [mm]	Duración mín [hrs]	Duración máx [hrs]
0	5	3	10
5	10	4	12
10	20	6	14
20	40	12	16
40	60	13	21
60	80	16	25
80	110	20	33

La humedad relativa en cada hora se puede estimar mediante la siguiente fórmula:

$$HR(h) = \frac{P_{Vsat}(T_d)}{P_{Vsat}(T(h))} \quad (3.3)$$

En donde $P_{Vsat}(T_d)$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura de punto de rocío y $P_{Vsat}(T(h))$ es presión de vapor de saturación a la temperatura registrada en cada hora en el intervalo de tiempo de simulación. Se hace el supuesto de que la temperatura de punto de rocío en cada día es igual a la mínima temperatura registrada en ese día, debido a que no se cuenta con tal información. Para estimar la presión de vapor de saturación como función de la temperatura (T) en grados Celsius, se utiliza la Ecuación propuesta por Tetens en 1930:

$$P_{Vsat}(T) = 0.6108e^{\frac{17.27T}{T+237.3}} \quad (3.4)$$

3.3 Clasificación de Sturm

Para implementar la clasificación propuesta en el trabajo de Sturm et al. (1995), los límites entre alta y baja precipitación, alta y baja velocidad del viento, y alta y baja temperatura deben ser definidos. Para tomar en cuenta el efecto de la influencia de la temperatura invernal y su duración, los autores definen el “grado de enfriamiento mensual” (cooling degree month), el cual se calcula de la siguiente forma:

$$CDM = \begin{cases} \sum_m (T_c - T_a), & \text{si } T_a < T_c \\ 0, & \text{si } T_a \geq T_c \end{cases} \quad (3.5)$$

Donde m es el mes del año, T_a es la temperatura atmosférica promedio de cada mes, y T_c es la temperatura crítica. Para este trabajo se consideró el intervalo comprendido entre mayo y noviembre, dado que en mayo comienza la temporada nival en Tascadero y hacia fines de noviembre se derrite la nieve en Valle Nevado. Los autores utilizan un valor de $T_c = 10[^\circ C]$ para permitir a las coberturas nivales existir en lugares donde la temperatura atmosférica media mensual puede encontrarse sobre el derretimiento, condición típica donde existen mantos de nieve cálidos y húmedos, como lo serían las clases *marítima* o *efúmera*.

Luego de varias campañas de recolección de datos y análisis posteriores, los autores definieron los valores límite para cada toma de decisión:

- CDM: El valor de CDM que diferencia las condiciones de alta y baja temperatura del aire es de $100 [^\circ C]$. El valor que divide las categorías de alta y muy alta temperatura se encuentra alrededor de los $50 [^\circ C]$.
- Viento: El valor límite de magnitud del viento promedio que diferencia entre las condiciones extremas de viento con las condiciones relativamente calmas es de $2 [m s^{-1}]$.
- Precipitación: El monto de precipitación promedio que separa mantos de nieve profundos de los más delgados es de $1.5 [mm día^{-1}]$.

Para poder comparar posteriormente los resultados en las distintas zonas de estudio, se definió un período que comprende desde el mes de mayo hasta noviembre, con el fin de considerar el momento desde que se empieza a acumular nieve en algunas localidades, hasta que se derrite completamente. Se calculan los parámetros mencionados (CDM, viento promedio y precipitación diaria promedio) en el intervalo de tiempo definido, y finalmente se aplica el criterio binario de clasificación, esquematizado en la Figura 2.5.

3.4 Contenido de frío

Luego de la realización de las simulaciones, se utilizan las series de tiempo de densidad, altura y temperatura del manto, con el fin de aplicar la Ecuación 2.19 para calcular el contenido de frío. Debido a la estratificación existente, es necesario agregar el contenido de frío total del manto, como la suma del valor calculado para cada estrato.

Considerando un manto de nieve con n capas, de altura H_i (relativa al fondo del manto, en donde el primer estrato es el que se encuentra en contacto con el suelo), temperatura T_i y densidad ρ_i , la Ecuación 2.19 queda de la siguiente forma:

$$CC = \frac{c_i}{\rho_w L_f} [\rho_1 H_1 (T_1 - T_m) + \rho_2 (H_2 - H_1) (T_2 - T_m) + \dots + \rho_n (H_n - H_{n-1}) (T_n - T_m)] \quad (3.6)$$

Con esta expresión, se obtiene el contenido de frío para cada una de las localidades en estudio.

SNOWPACK es capaz de representar los flujos que afectan el balance energético del manto, entre los cuales destacan el flujo de calor latente (Q_l), el flujo de calor sensible (Q_s), la radiación neta de onda larga absorbida (Q_{nlw}) y la radiación neta de onda corta absorbida por el manto (Q_{nsw}). Se estiman los flujos turbulentos como la suma del flujo de calor latente y sensible:

$$Q_t = Q_l + Q_s \quad (3.7)$$

Luego, el flujo radiativo de calor se estima como la suma de la radiación neta de onda corta y onda larga absorbida:

$$Q_{rad} = Q_{nlw} + Q_{nsw} \quad (3.8)$$

Con las ecuaciones 3.7 y 3.8, se obtienen las series de tiempo de los flujos energéticos que controlan la variación temporal del contenido de frío para su posterior análisis, con el fin de determinar cual de ellos es el que controla la acumulación de energía en cada una de las zonas de estudio.

Capítulo 4

Resultados y análisis

En este capítulo se presenta en primer lugar un resumen de las configuraciones de parámetros utilizada en las simulaciones en cada una de las zonas de estudio. Posteriormente, se presentan los resultados de las modelaciones realizadas con SNOWPACK, en donde se muestra el tipo de grano, la temperatura, densidad del manto y el SWE para cada localidad en el horizonte de modelación, acompañados de un análisis de cada uno de éstos. A continuación, se muestra una comparación entre la altura observada y simulada en cada sitio y el cotejo entre calicatas disponibles y los perfiles modelados para un mismo instante de tiempo. Luego se presentan los resultados de la clasificación de Sturm et al. (1995) para cada sitio. Finalmente se presenta el contenido de frío calculado con la Ecuación 3.6 y los flujos radiativos y turbulentos estimados por el modelo.

4.1 Validación del modelo

Como se menciona en el anexo A, es posible configurar una serie de parámetros de cada simulación mediante la herramienta INIshell:

- El paso temporal usado.
- La forma en la que es entregada la radiación incidente.
- El modelo de estabilidad atmosférica que se utilizará.
- Utilizar o no la altura de nieve observada para forzar el modelo.
- El modelo escogido para parametrizar el albedo.
- El valor umbral de temperatura que distingue la precipitación sólida de la líquida.

Para la forma en que la radiación es incluida en el modelo, se tienen tres opciones: “*INCOMING*”, “*REFLECTED*” Y “*BOTH*”. Las cuales se refieren a si la radiación de onda corta entregada es la incidente, la reflejada o ambas, respectivamente. Para la estabilidad atmosférica, se tienen las siguientes opciones: “*RICHARDSON*”, “*NEUTRAL*”, “*MO_LOG_LINEAR*” y “*MO_HOLTSLAG*”, estos son distintos modelos de estabilidad (ver anexo A). El parámetro “*ENFORCE_SNOW_HEIGHT*” le indica al modelo si se deben utilizar las mediciones de altura de nieve para forzar el modelo o no. Para parametrizar el albedo se tienen varios modelos: “*LEHNING_0*”, “*LEHNING_1*”, “*LEHNING_2*”,

“SCHMUCKI” y “FIXED”, detallados en el anexo A. Otro parámetro importante es el “THRESHOLD_RAIN”, que le indica al modelo la temperatura umbral desde la cual la precipitación cambia de sólida a líquida. Luego de varias realizaciones de las simulaciones, se escogieron las siguientes configuraciones de parámetros para los tres sitios en estudio, por su mejor ajuste comparado con otras combinaciones:

Tabla 4.1: Parámetros del modelo utilizados en las distintas localidades.

Parámetro	Tascadero	Valle Nevado	Valle Hermoso
Paso Temporal	60 min	60 min	60 min
Radiación	<i>Incoming</i>	<i>Incoming</i>	<i>Incoming</i>
Estabilidad Atmosférica	Richardson	Richardson	Richardson
<i>Enforce snow height</i>	No	Sí	Sí
Albedo	<i>Lehning 0</i>	<i>Lehning 0</i>	<i>Lehning 0</i>
<i>Threshold rain</i>	1.2	1.2	1.0

4.1.1 Altura observada vs altura simulada

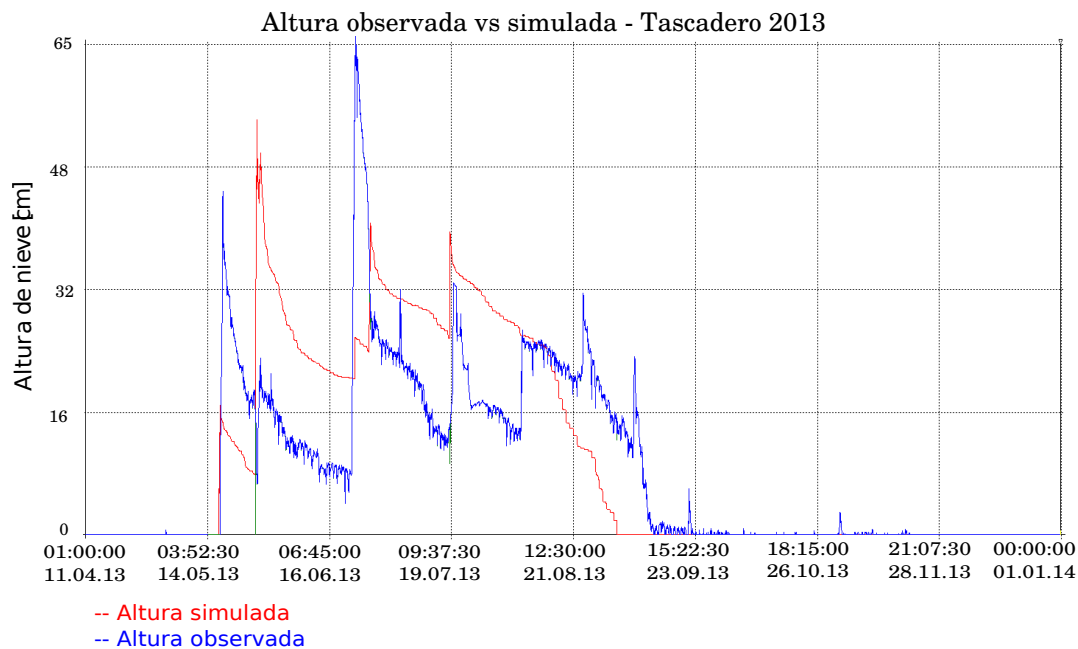


Figura 4.1: Altura observada vs simulada - Tascadero 2013.

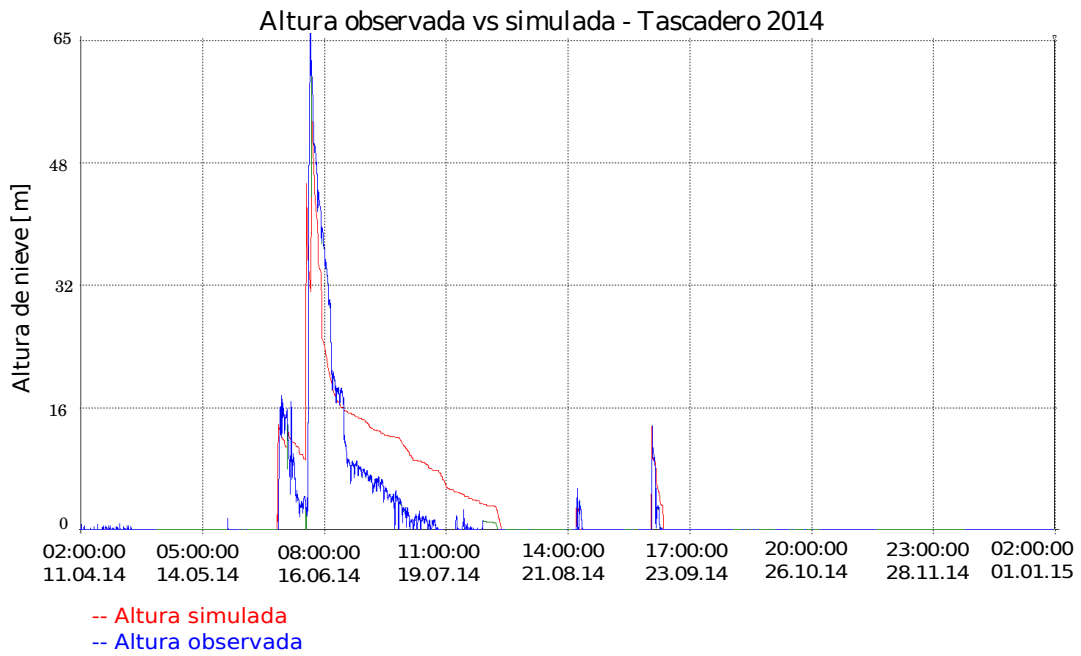


Figura 4.2: Altura observada vs simulada - Tascadero 2014.

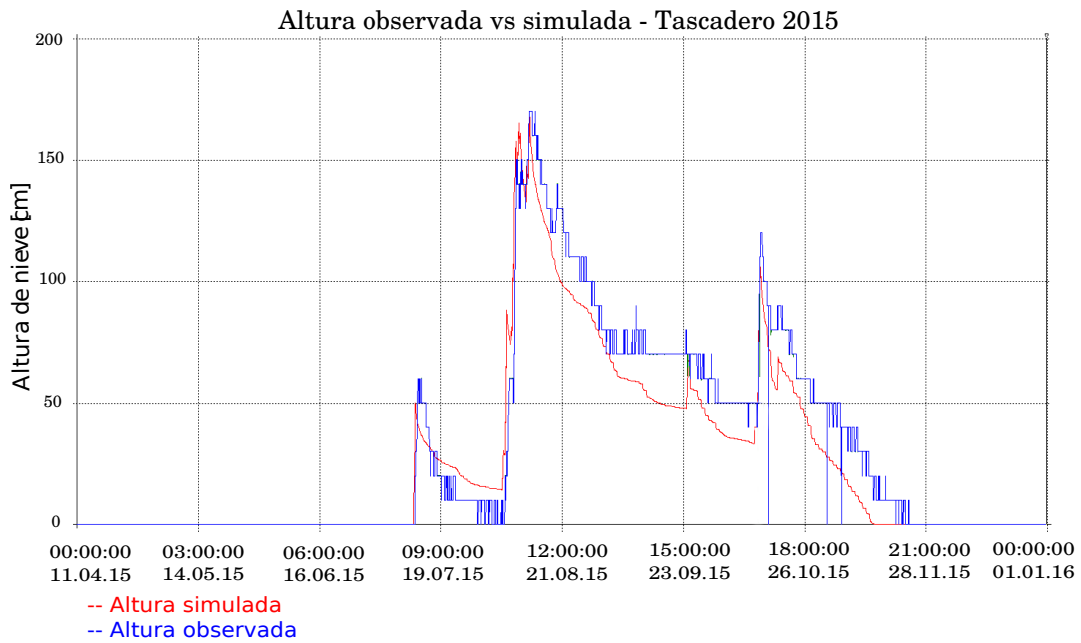


Figura 4.3: Altura observada vs simulada - Tascadero 2015.

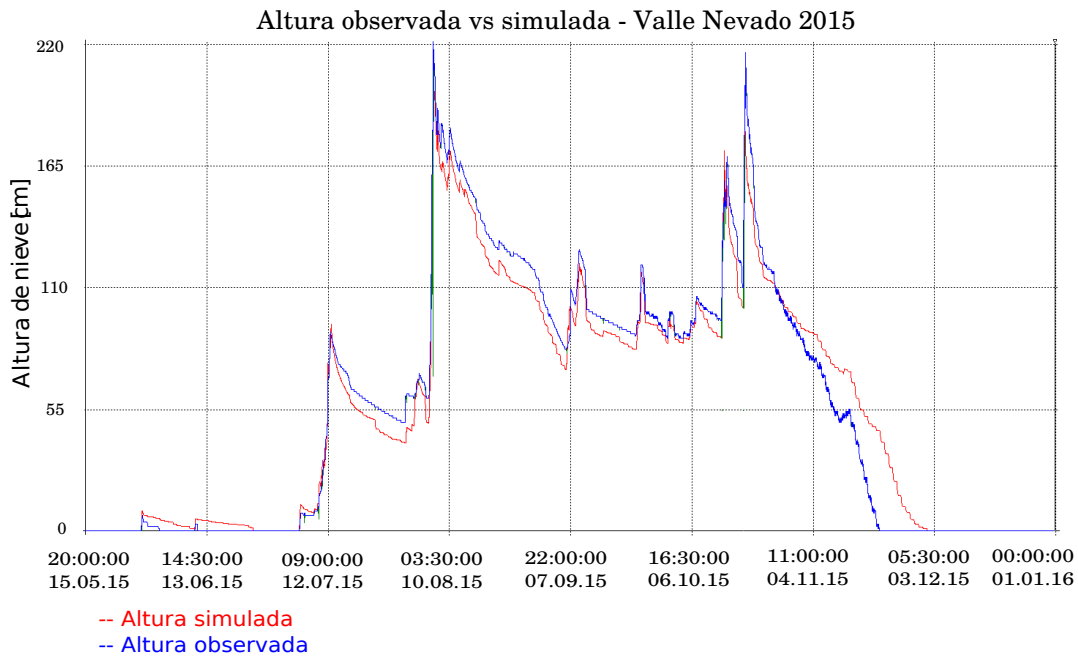


Figura 4.4: Altura observada vs simulada - Valle Nevado 2015.

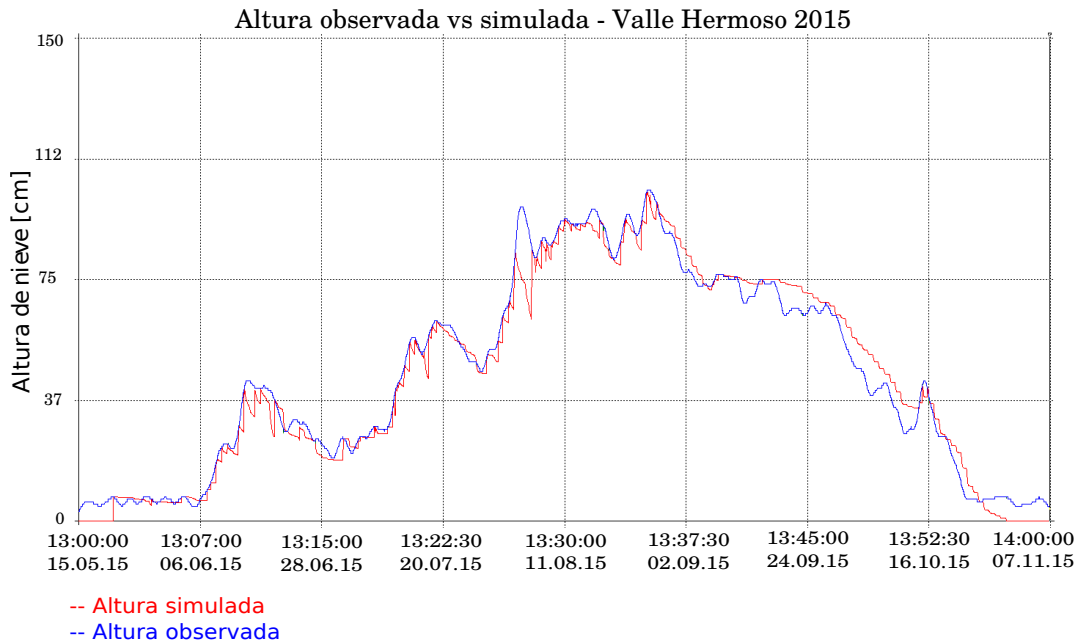


Figura 4.5: Altura observada vs simulada - Valle Hermoso 2015.

En cuanto a la validación del modelo, se puede observar que, cuando el parámetro *enforce snow height* está siendo utilizado, la altura observada en terreno es representada de mejor manera (Figuras 4.4 y 4.5), a diferencia de los resultados en Tascadero, donde no se utilizó este parámetro, debido a que los sensores de altura de nieve se encontraban defectuosos (Figuras

4.1, 4.2 y 4.3). Hacia el final de la temporada nival en Valle Nevado, es posible observar que el derretimiento simulado posee un desfase con el derretimiento real, principalmente por el albedo, cuyas mediciones en terreno no pudieron ser incluidas, debido a que SNOWPACK no está habilitado para recibir datos medidos de esta variable. En Tascadero en 2013, es posible observar un leve desfase temporal en la ocurrencia de los *peaks* de altura ocasionados por la precipitación, y un desfase hacia el final de la temporada nival. En el año 2014, los *peaks* de altura de nieve coinciden en magnitud y en el momento de ocurrencia, aunque se observa un desfase en el derretimiento. En Valle Hermoso, la altura simulada es muy similar a la observada, hasta aproximadamente el 2 de Septiembre. Luego se observa una diferencia mayor causada también por la imposibilidad de agregar el albedo observado a la modelación, lo que afecta en la magnitud y duración del período de derretimiento de nieve.

4.1.2 Calicatas Disponibles

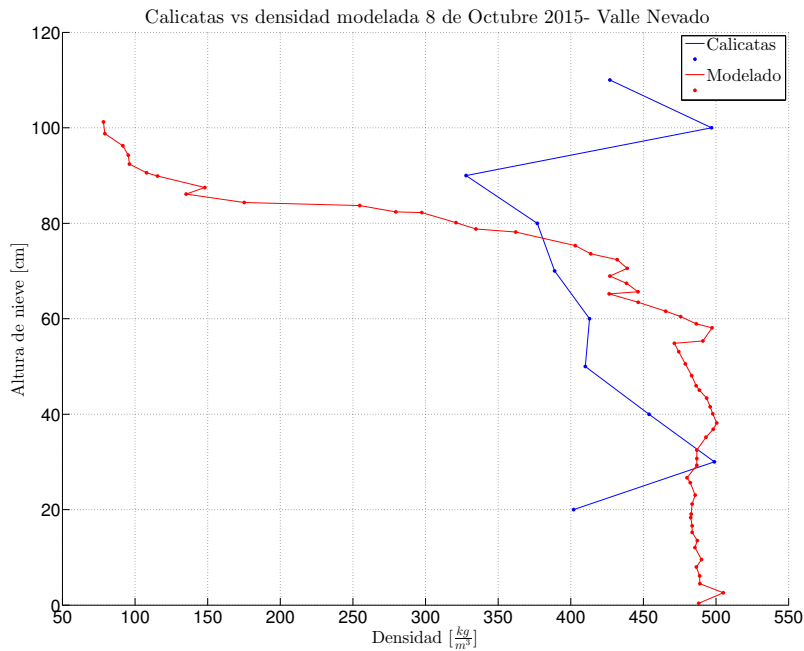


Figura 4.6: Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Nevado.

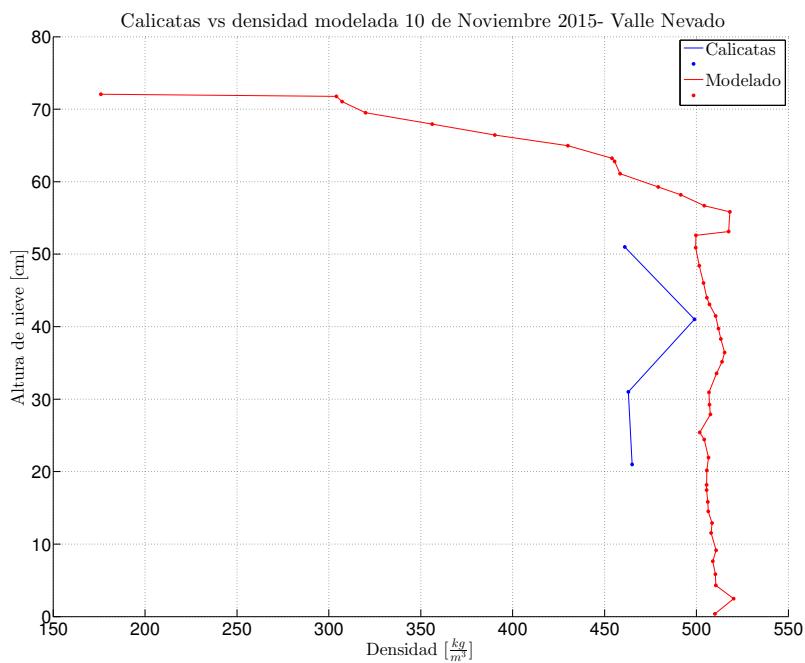


Figura 4.7: Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Nevado.

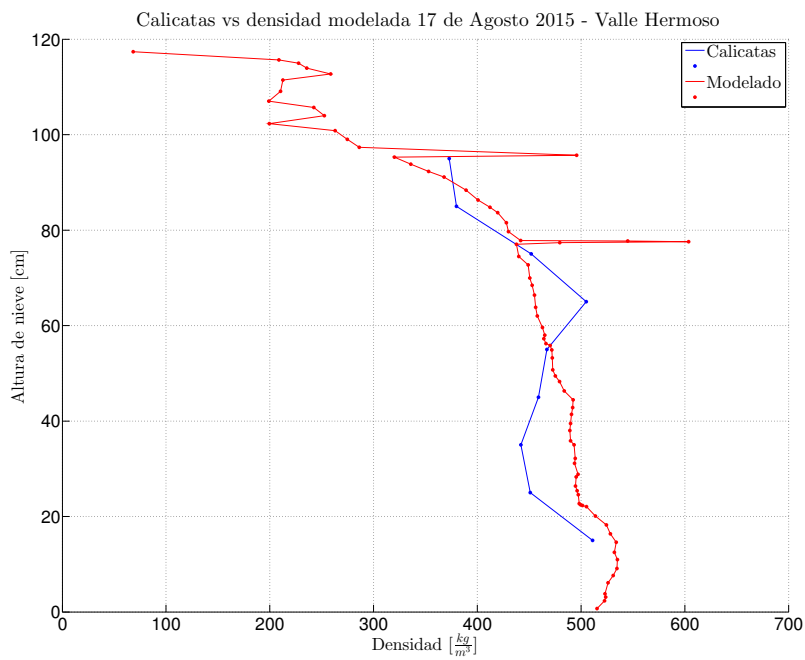


Figura 4.8: Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Hermoso.

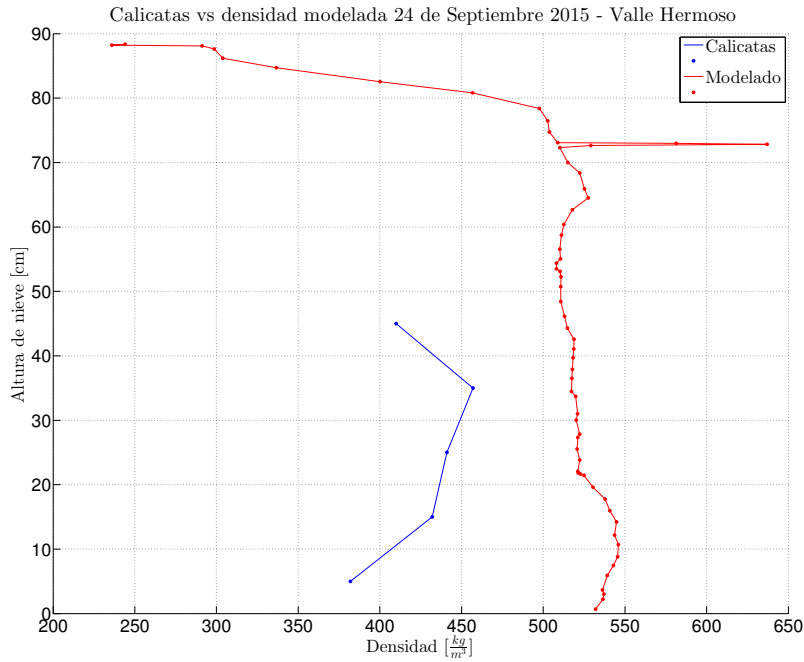


Figura 4.9: Comparación entre calicata y valores simulados - Valle Hermoso.

Al observar los resultados de las calicatas disponibles en Valle Nevado, en las Figuras 4.6 y 4.7 se ve una diferencia en el perfil de densidades observado y simulado. En la calicata de octubre, aunque las diferencias de densidad son notorias, la profundidad registrada en las calicatas es parecida a la simulada. En cambio, en la Figura 4.7, se observa, además de una clara sobreestimación de la densidad, una diferencia significativa en la profundidad medida y la simulada. En la Figura 4.8 puede observarse una similitud en el perfil de densidades observadas el 17 de agosto en terreno con las simuladas, no así en septiembre (Figura 4.9), en donde se ve una clara sobreestimación de la densidad por el modelo. Lo desconcertante de las Figuras de Valle Hermoso es la diferencia en la profundidad de nieve entre las calicatas y las simulaciones, dado que se utiliza el parámetro que fuerza al modelo a conservar la altura observada en las simulaciones, por lo que hay diferencias entre los datos adquiridos por los sensores y las calicatas realizadas en distintas fechas.

4.2 Simulaciones

4.2.1 Estación Tascadero

Año 2013

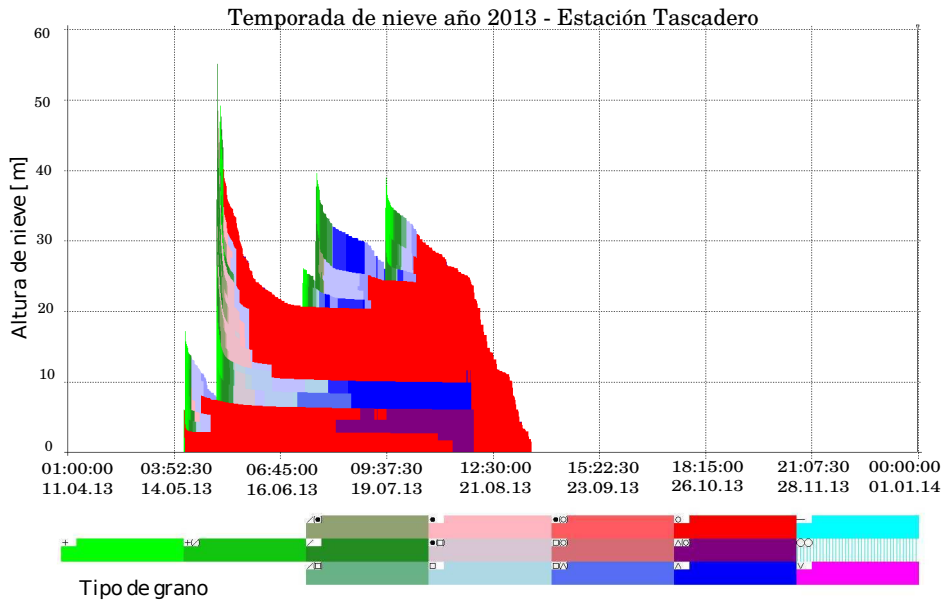


Figura 4.10: Tipos de grano del manto para el año 2013 - Tascadero.

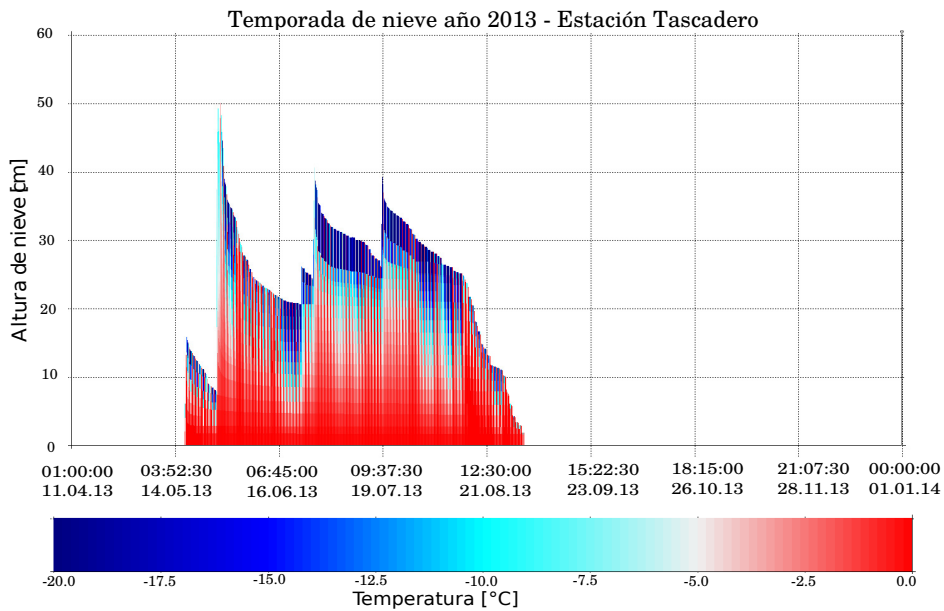


Figura 4.11: Distribución de temperatura en el manto para el año 2013 - Tascadero.

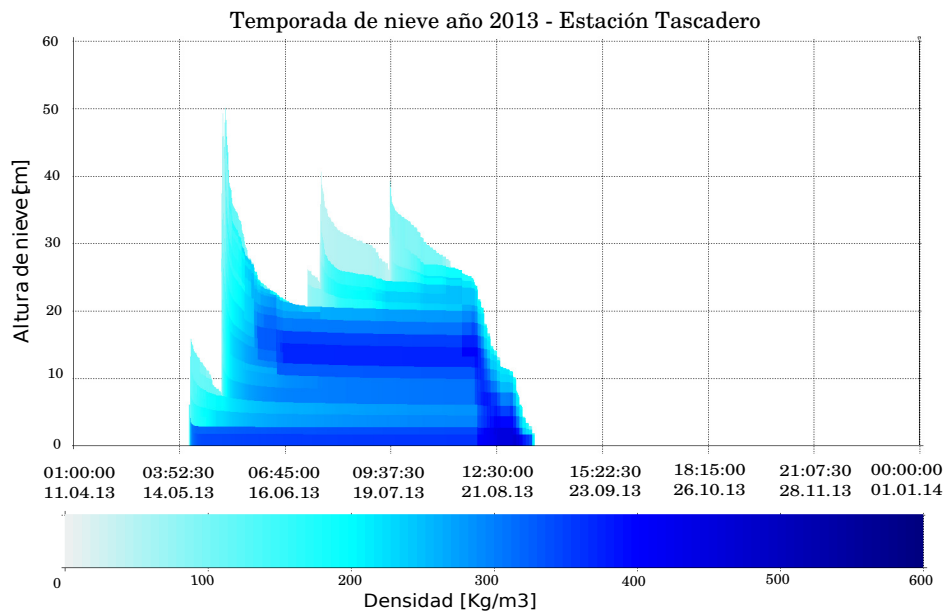


Figura 4.12: Evolución de la densidad del manto para el año 2013 - Tascadero.

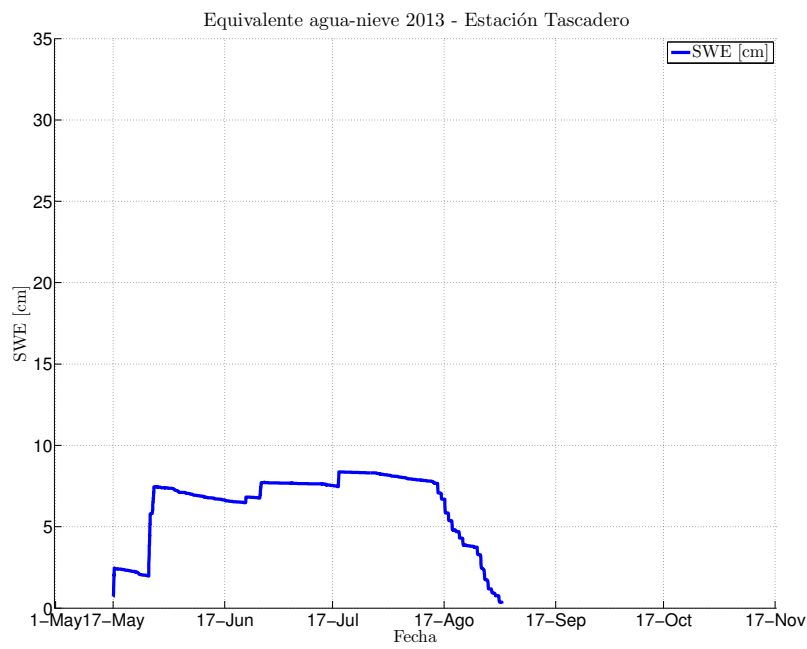


Figura 4.13: SWE calculado para el año 2013 - Tascadero.

Año 2014

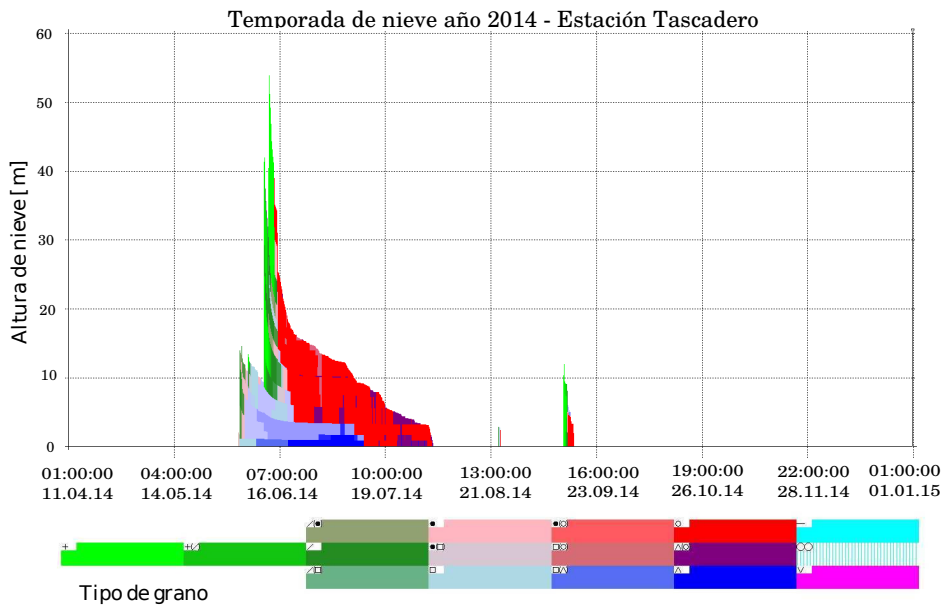


Figura 4.14: Tipos de grano del manto para año 2014 - Tascadero.

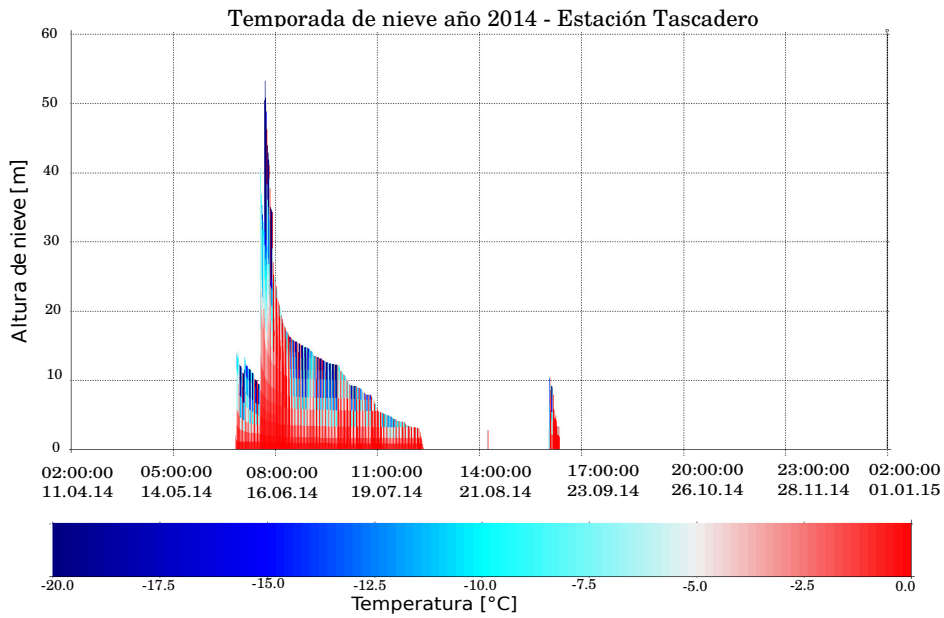


Figura 4.15: Distribución de temperatura en el manto para el año 2014 - Tascadero.

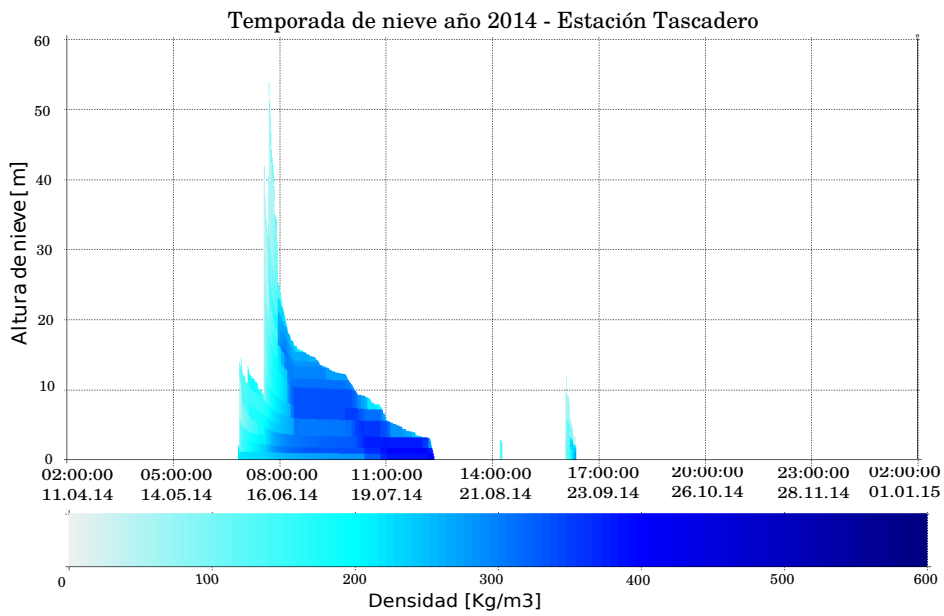


Figura 4.16: Evolución de la densidad del manto para el año 2014 - Tascadero.

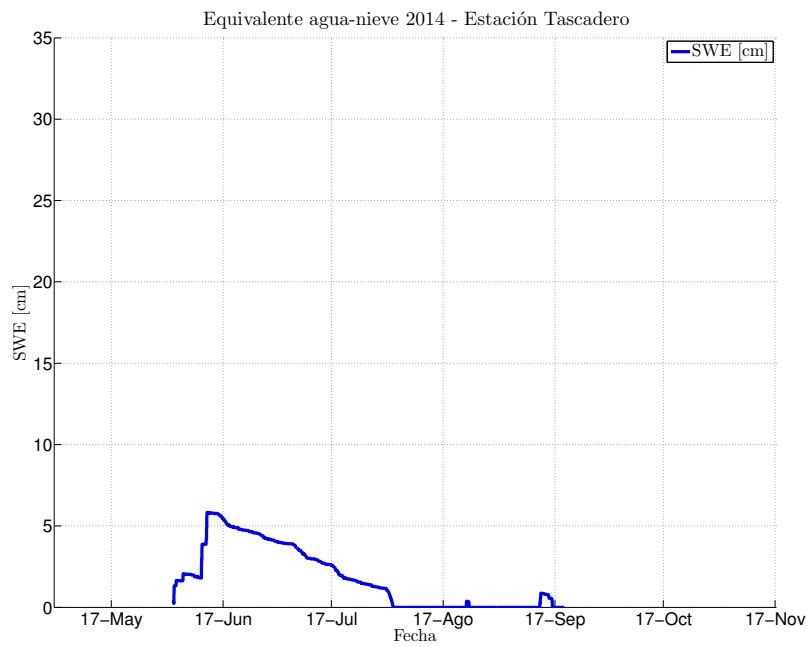


Figura 4.17: SWE calculado para el año 2014 - Tascadero.

Año 2015

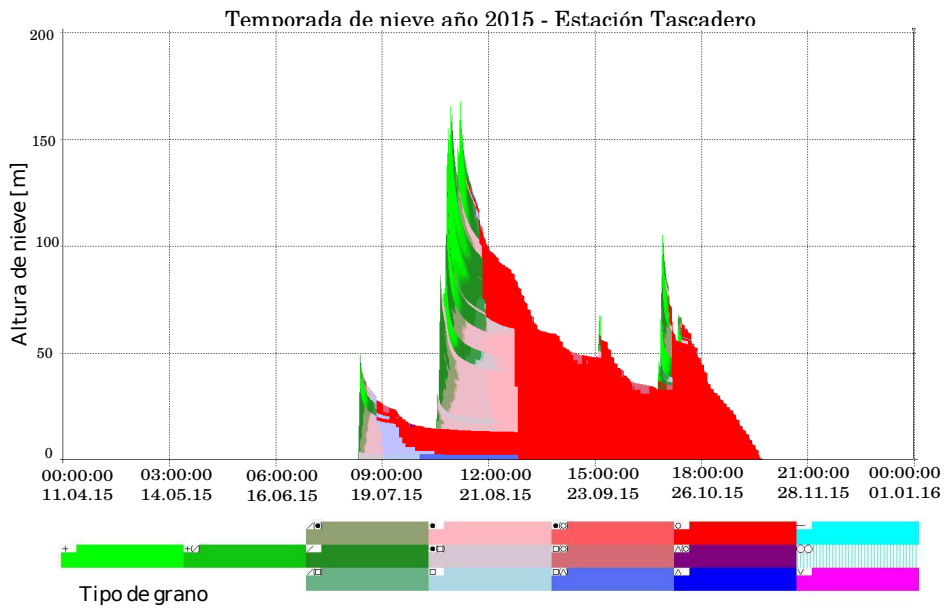


Figura 4.18: Tipos de grano del manto para el año 2015 - Tascadero.

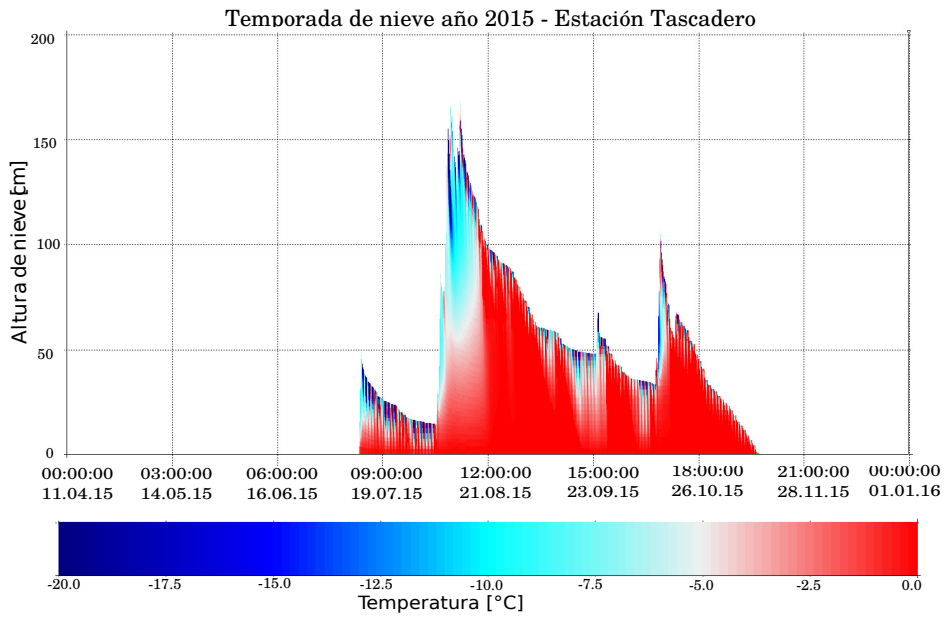


Figura 4.19: Distribución de temperatura en el manto para el año 2015 - Tascadero.

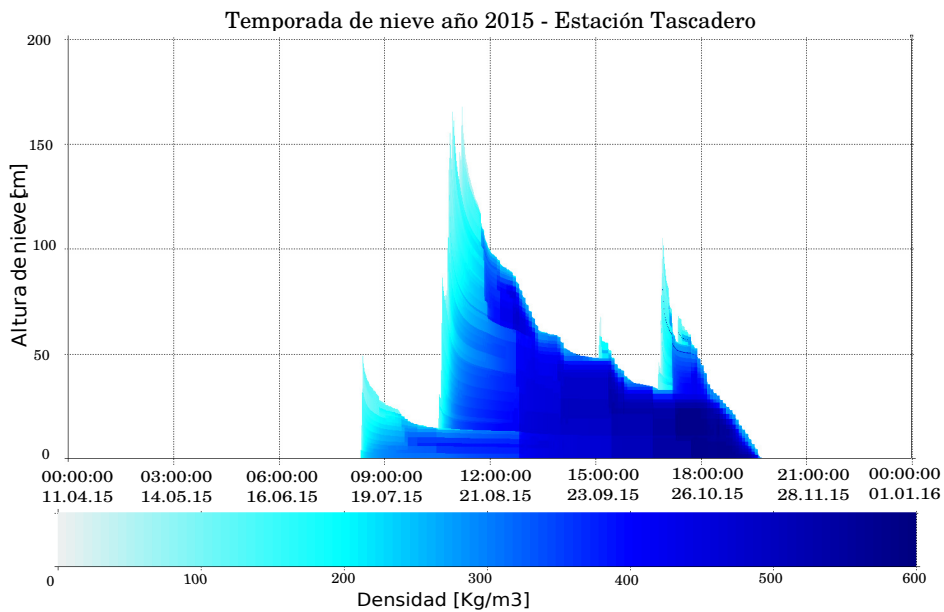


Figura 4.20: Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Tascadero.

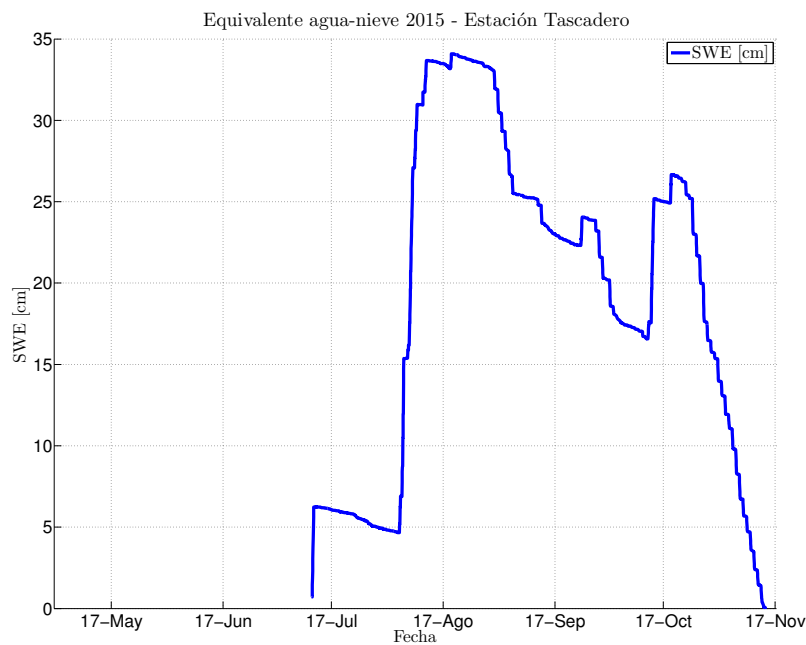


Figura 4.21: SWE calculado para el año 2015 - Tascadero.

Al observar la distribución de temperatura para los tres años, se ve que para el 2015 (Figura 4.19), a pesar de ser el año con mayor altura de nieve debido a la mayor precipitación que ocurre, el manto se encuentra mucho más cálido que en los años anteriores (Figuras 4.11 y 4.15), lo cual repercute en sus propiedades, como son la densidad, los tipos de granos y

estratos que se generan, entre otras. Debido a la alta temperatura de la nieve y su escasa variabilidad en la vertical en el año 2015, la nieve se encuentra en un proceso de derretimiento en la mayoría de la temporada (*melt forms*¹, Figura 4.18), aunque al principio se pueden observar estratos estables con granos redondeados (color rosado). En los años anteriores se observa que la cubierta de nieve posee un gradiente de temperatura mayor, siendo mantos más fríos y sensibles a la acción de las diferencias entre la temperatura diurna y nocturna. Esto favorece la formación de cristales de nieve angulares (*faceted crystals*, Figuras 4.10 y 4.14), representados por el color celeste y de escarcha (*depth hoar*), representada por el color azul, con sus variaciones intermedias. El efecto de la sequía (precipitaciones disímiles) se refleja en la diferencia del equivalente agua-nieve en los tres años de modelación. Para el año 2013 y 2014 (Figuras 4.13 y 4.17) el SWE acumulado en la temporada es escaso, siendo el año 2014 el más crítico, con un SWE máximo de 5.8[cm] y una duración aproximada de 65 días (tasa de derretimiento: 0.077 [cm día⁻¹]) y en el 2013 se tiene SWE máximo de 8.4 [cm] (tasa de derretimiento: 0.095 [cm día⁻¹]) y una duración de 108 días aproximadamente. En cambio, en el año 2015 se observa un máximo de 34.08 [cm] aproximadamente, y una duración cercana a los 125 días (tasa de derretimiento: 0.27 [cm día⁻¹]).

4.2.2 Valle Nevado

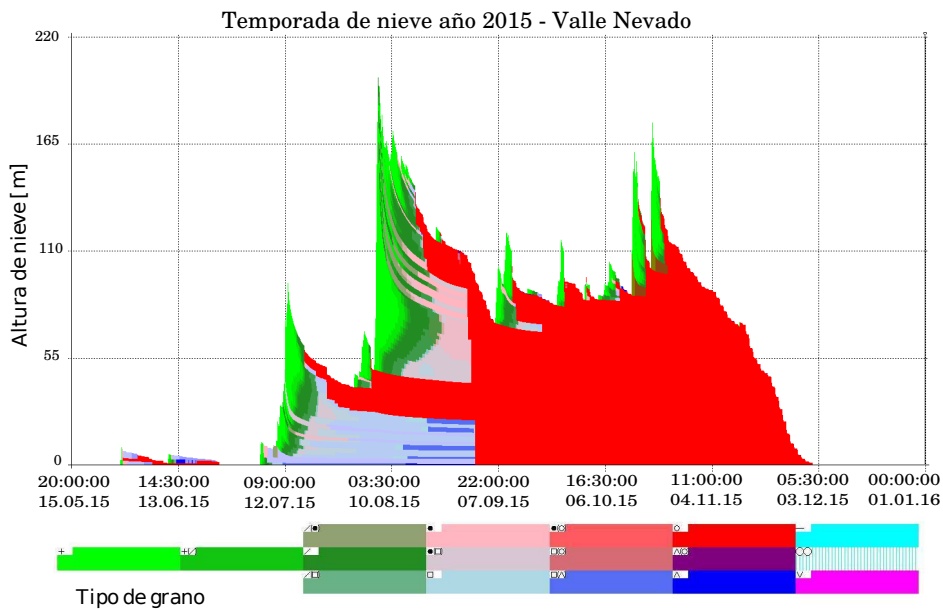


Figura 4.22: Tipos de grano del manto en para el año 2015 - Valle Nevado.

¹La descripción y simbología de los tipos de grano se encuentra en el anexo F.

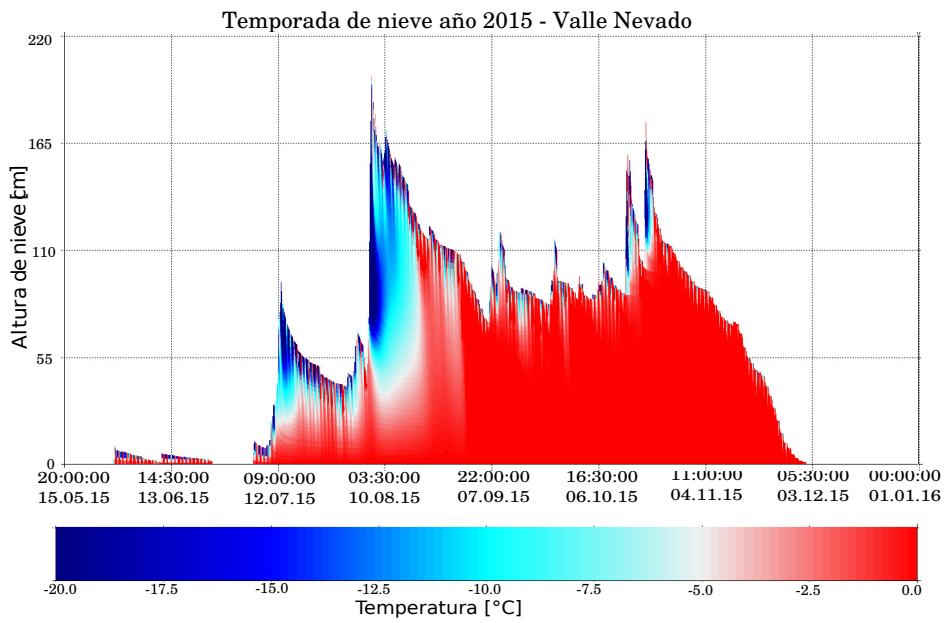


Figura 4.23: Distribución de temperatura en el manto en para el año 2015 - Valle Nevado.

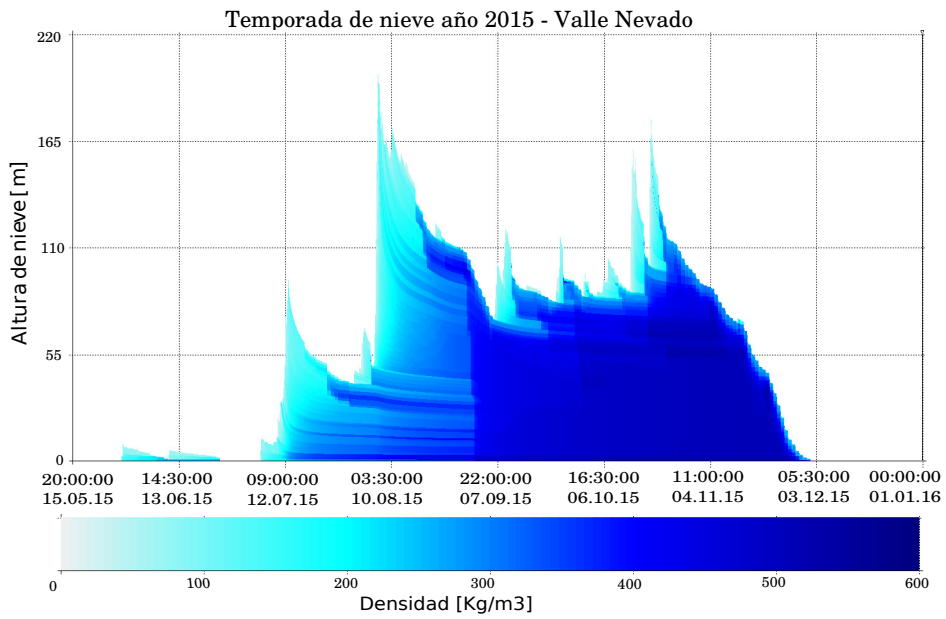


Figura 4.24: Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Valle Nevado.

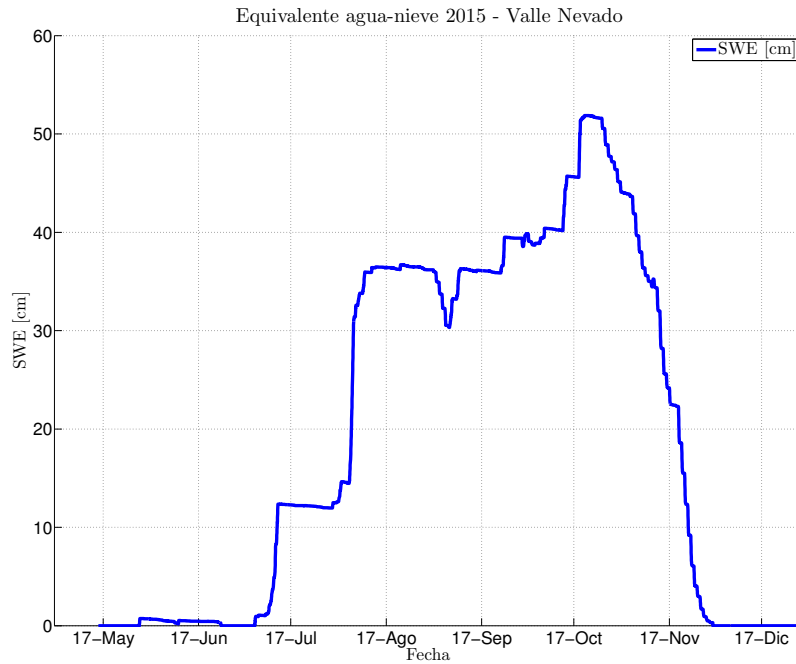


Figura 4.25: SWE calculado para el año 2015 - Valle Nevado.

Al principio de la temporada nival, se observa una penetración importante de bajas temperaturas en el manto (Figura 4.23), asociadas a eventos de precipitación. Hacia finales de Agosto se puede observar un cambio en la distribución de temperaturas, donde el manto pasa a estar más cálido, afectado levemente por las variaciones diarias de temperatura. En la Figura 4.22, se puede observar la precipitación caída (*precipitation particles*, color verde) en forma de copos, con baja densidad (Figura 4.24), los cuales van transformándose principalmente en cristales angulares (*faceted crystals*, color celeste) hacia el fondo del manto, y en granos redondeados (*rounded grains*, color rosado claro). Al avanzar en la temporada, se observa que el manto entra en un proceso de derretimiento (*melt forms*, color rojo) y densificación, alimentado por varios eventos más pequeños de precipitación sólida, hasta que, a finales de Noviembre el manto se derrite completamente. El SWE máximo es de 51.8 [cm], con una duración aproximada de 175 días (tasa de derretimiento: 0.29 [cm día⁻¹]).

4.2.3 Chillán - Valle Hermoso

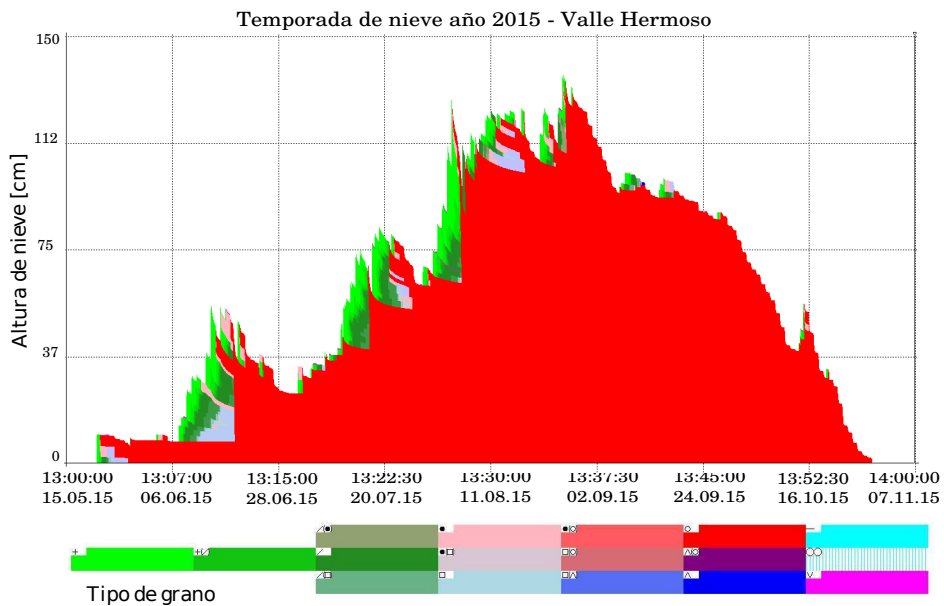


Figura 4.26: Tipos de grano del manto para el año 2015 - Valle Hermoso.

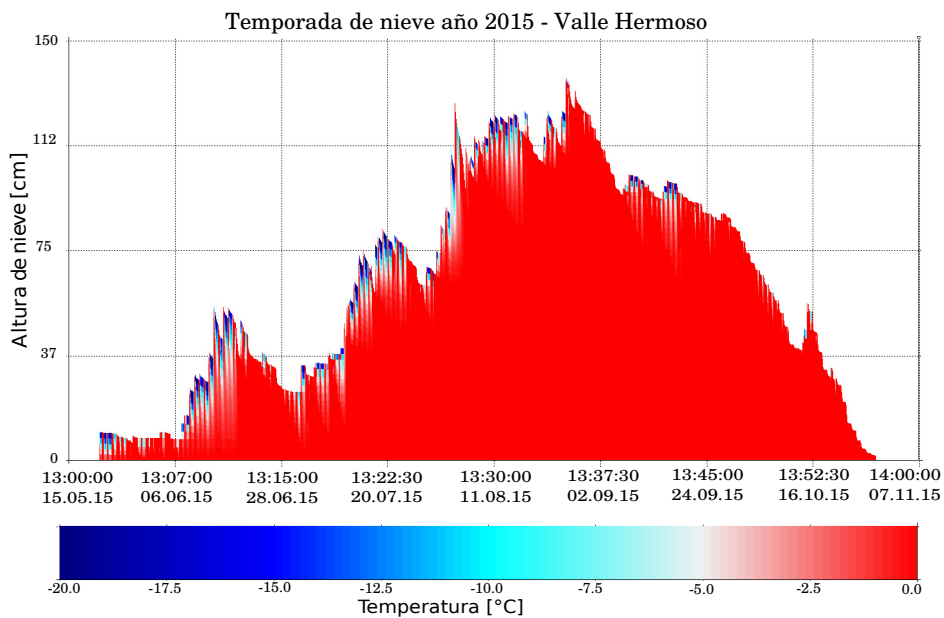


Figura 4.27: Distribución de temperatura en el manto para el año 2015 - Valle Hermoso.

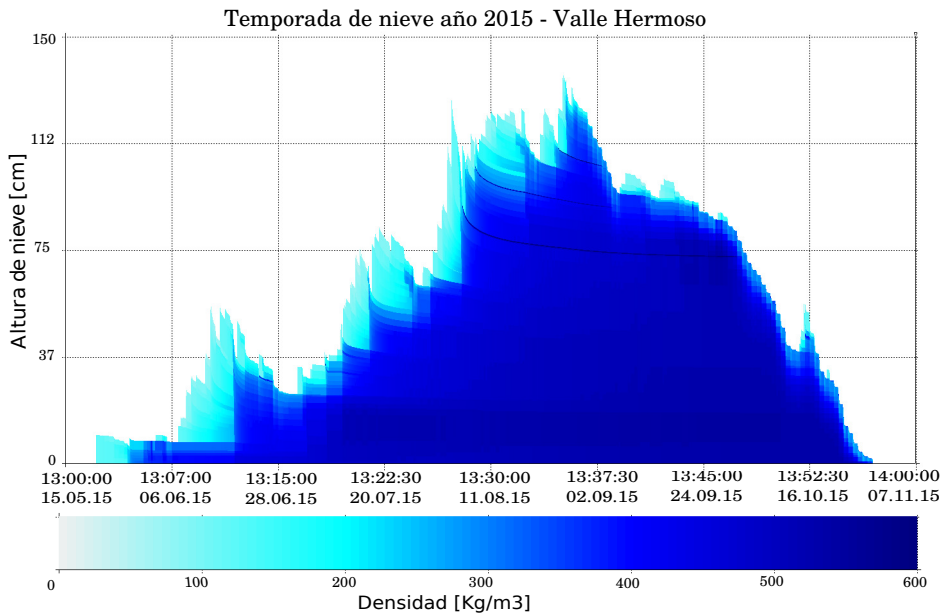


Figura 4.28: Evolución de la densidad del manto para el año 2015 - Valle Hermoso.

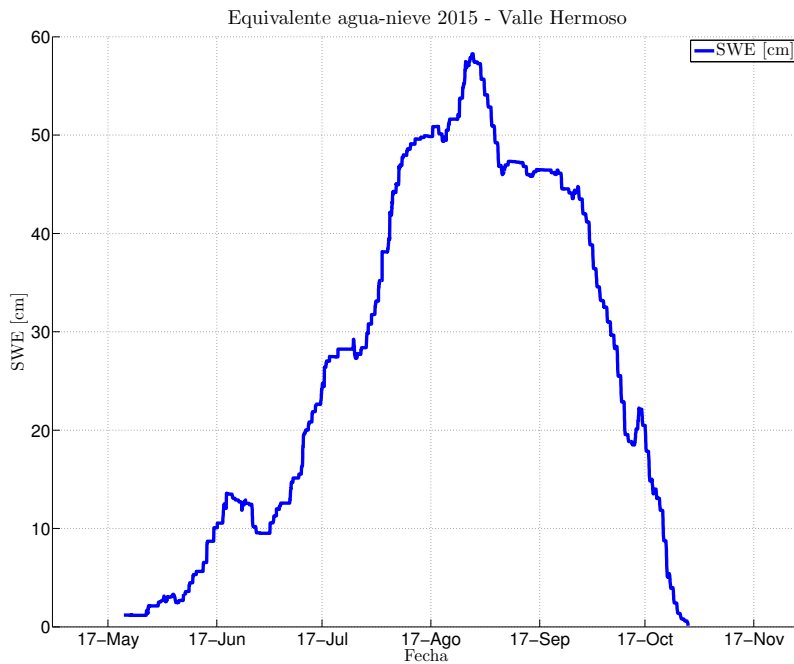


Figura 4.29: SWE calculado para el año 2015 - Valle Hermoso.

A diferencia de Valle Nevado y Tascadero no existen peaks de alturas asociados a los eventos de precipitación. En este caso, el manto es más homogéneo en cuanto a su distribución de temperatura, tipos de grano y densidad, siendo la mayoría del tiempo cálido (Figura 4.27), con penetraciones someras de temperaturas más bajas, asociadas a los eventos

de precipitación y a la acción de la temperatura invernal. Se observa casi en la totalidad de la temporada estratos en derretimiento (*melt forms*, Figura 4.26), salvo por pequeñas capas donde es posible encontrar cristales angulares (color celeste). Al observar la densidad (Figura 4.28, se observa que en general el manto es más bien denso (concordando con los estratos en derretimiento, con una densidad en promedio cercana a los $400 [kg\ m^{-3}]$) con variaciones menos notorias a medida que avanza la temporada, en contraste a las demás localidades en estudio. La duración de la temporada en este caso es de 160 días aproximadamente, con un SWE máximo cercano a los $58 [cm]$ (tasa de derretimiento: $0.36 [cm\ día^{-1}]$).

Las diferencias entre los tres años de modelación en Tascadero, se deben principalmente a la mayor precipitación que cae en el 2015, pero además hay un notorio desfase en el inicio de la temporada nival, dado que en el año 2013 la temporada de nieve parte el 19 de mayo, el 2014 el 3 de junio, y el año 2015 comenza el 12 de julio. Estos dos fenómenos repercuten en que el último año de modelación se tiene un manto mas profundo y cálido, además de la diferencia sustancial en la cantidad de agua almacenada (el SWE máximo es de un orden de magnitud más). A pesar de esta diferencia, el manto en el año 2015 no dura mucho más que el año 2014, lo que se traduce en una tasa de derretimiento mayor, inducida por este desfase de la temporada nival, ocurriendo en un período con una temperatura más alta, y donde el efecto estacional de la radiación es más importante.

Si se analizan los resultados de las tres localidades en el año 2015, es posible observar que Tascadero y Valle Nevado tienen similitudes en el desarrollo del manto nival, con una nevada significativa en el mes de Agosto, alimentados posteriormente por nevadas de menor magnitud, lo que puede deberse a que estas estaciones se encuentran a una cota más o menos similar. A pesar de esto, luego de la nevada significativa, en Tascadero pueden verse que existen penetraciones de temperaturas frías (Figura 4.19) más notorias. Al mirar los tipos de granos que se forman (Figuras 4.18 y 4.22), se observa que, a principio de las temporadas, los perfiles son similares en cuanto a los tipos de granos que se forman, y ocurre posteriormente un período de derretimiento a hacia finales de Agosto, en ambos casos. El manto nival de Chillán difiere del resto en su desarrollo y características, lo que podría deberse a una gran cantidad de eventos de precipitación, pero afectos a un lugar más templado, con menos diferencias entre las temperaturas diurnas y nocturnas, dado que Valle Hermoso se encuentra a casi la mitad de altura que Tascadero, y mil kilómetros más al sur, en una zona en donde la precipitación es abundante, comparada con los otros dos sitios.

4.3 Clasificación de la nieve

4.3.1 Estación Tascadero

Año 2013

- CDM: Aplicando la metodología propuesta en en la sección 3.3, se obtiene un valor de $70.80 [^{\circ}C]$:

- Viento: Promediando los valores de viento en el intervalo de tiempo seleccionado (Figura B.3), se obtiene un valor de viento promedio de $2.38 [m s^{-1}]$.
- Precipitación: Sumando los valores horarios cada día para obtener la precipitación diaria, y posteriormente promediando estos valores en los meses seleccionados, se obtiene un valor de precipitación promedio diaria de $0.52 [mm día^{-1}]$.

Según los valores límites de CDM, precipitación y viento propuestos en la sección anterior, se observa que existen condiciones de alta temperatura, baja precipitación, y condiciones extremas de viento. De acuerdo al diagrama de flujo representado en la Figura 2.5, se obtiene que la nieve en este período de tiempo es de tipo *pradera*.

Año 2014

- CDM: Aplicando la metodología propuesta en la sección 3.3, se obtiene un valor de $74.79 [°C]$:
- Viento: Promediando los valores de viento en el intervalo de tiempo seleccionado (Figura B.10), se obtiene un valor de viento promedio de $3.31 [m s^{-1}]$.
- Precipitación: Sumando los valores horarios cada día para obtener la precipitación diaria, y posteriormente promediando estos valores en los meses seleccionados, se obtiene un valor de precipitación promedio diaria de $0.36 [mm día^{-1}]$.

Según los valores límites de CDM, precipitación y viento propuestos en la sección anterior, se observa que existen condiciones de alta temperatura, baja precipitación, y condiciones extremas de viento. De acuerdo al diagrama de flujo representado en la Figura 2.5, se obtiene que la nieve en este período de tiempo es de tipo *pradera*.

Año 2015

- CDM: Aplicando la metodología propuesta en la sección 3.3, se obtiene un valor de $84.48 [°C]$:
- Viento: Promediando los valores de viento en el intervalo de tiempo seleccionado (Figura B.17), se obtiene un valor de viento promedio de $3.44 [m s^{-1}]$.
- Precipitación: Sumando los valores horarios cada día para obtener la precipitación diaria, y posteriormente promediando estos valores en los meses seleccionados, se obtiene un valor de precipitación promedio diaria de $2.27 [mm día^{-1}]$.

A diferencia de los años anteriores, en el año 2015 se observa que existen condiciones de alta temperatura, alta precipitación, y condiciones extremas de viento. De acuerdo al diagrama de flujo representado en la Figura 2.5, se obtiene que la nieve en este período de tiempo es de tipo *marítima*. A continuación se presenta una Tabla resumen de los resultados de la clasificación para los tres años considerados en esta estación.

Tabla 4.2: Resumen de la clasificación de la nieve - Estación Tascadero

Año	CDM [$^{\circ}C$]	Viento [$m s^{-1}$]	Precipitación [$mm día^{-1}$]	Clase
2013	70.80	2.38	0.52	<i>pradera</i>
2014	74.79	3.31	0.36	<i>pradera</i>
2015	84.48	3.44	2.27	<i>marítima</i>

4.3.2 Valle Nevado

- CDM: Calculando el CDM para la estación valle hermoso en el año 2015, se obtiene un valor de 57.45 [$^{\circ}C$]:
- Viento: Promediando los valores de viento en el intervalo de tiempo seleccionado (Figura B.24), se obtiene un valor de viento promedio de 1.72 [$m s^{-1}$].
- Precipitación: Sumando los valores horarios cada día para obtener la precipitación diaria, y posteriormente promediando estos valores en los meses seleccionados, se obtiene un valor de precipitación promedio diaria de 3.09 [$mm día^{-1}$].

Según los resultados obtenidos, se observa que existen condiciones de alta temperatura, alta precipitación, y condiciones de viento más bien calmas. De acuerdo al diagrama de flujo representado en la Figura 2.5, se obtiene que la nieve en valle nevado es de tipo *marítima*.

4.3.3 Chillán - Valle Hermoso

- CDM: Calculando el CDM para la estación ubicada en Valle Hermoso en el año 2015, se obtiene un valor de 40.05 [$^{\circ}C$]:
- Viento: Promediando los valores de viento en el intervalo de tiempo seleccionado (Figura B.30), se obtiene un valor de viento promedio de 1.58 [$m s^{-1}$].
- Precipitación: Sumando los valores horarios cada día para obtener la precipitación diaria, y posteriormente promediando estos valores en los meses seleccionados, se obtiene un valor de precipitación promedio diaria de 6.06 [$mm día^{-1}$].

Según los resultados obtenidos, se observa que existen condiciones de alta temperatura, alta precipitación, y condiciones de viento más bien calmas. S De acuerdo al diagrama de flujo representado en la Figura 2.5, se obtiene que la nieve en valle nevado es de tipo *efímera*.

Al aplicar la metodología propuesta por Sturm et al. (1995), el resultado para Tascadero en el año 2013 y 2014 es el mismo tipo de nieve: *pradera*, a diferencia del resultado del año 2015, en donde se obtuvo una nieve de tipo *marítima*. Al comparar los atributos descritos en la Tabla 2.1 con los resultados de cada año, se ve que en el año 2013 y 2014 el manto es delgado y moderadamente frío. El rango de alturas concuerda con los resultados de estos

años, y en general se observan pocos estratos (Figura 4.10 y 4.14), aunque al principio de la temporada 2014 se ven más de cinco estratos en el manto, y en 2013 se observan en general más de cinco estratos también. En el año 2015 el manto es cálido y profundo, con estratos en derretimiento muy importantes a lo largo de toda la temporada (Figura 4.18). La profundidad máxima se ajusta al rango de la clase *marítima*, pero no así la densidad, siendo el promedio para este tipo de nieve $400 [kg m^{-3}]$ (Figura 4.20).

Luego de haber aplicado los criterios de clasificación, en Valle Nevado se obtuvo como resultado nieve de la clase *marítima*. Las características de la nieve en este sitio se asemejan a las descritas en la Tabla 2.1 y la altura máxima se encuentra dentro del rango de este tipo, aunque al observar la densidad del manto (Figura 4.24), es posible ver que la densidad promedio del manto es mayor, cercana a los $400 [kg m^{-3}]$. En general, la cantidad de estratos es menor a los 15 impuestos como límite inferior (Figura 4.22) y se observa una transición desde un manto estratificado hacia el inicio de la temporada, a un manto poco estratificado (en derretimiento) hacia el final de la misma.

En Valle Hermoso se obtuvo como resultado nieve de la clase *efímera*. Según la Tabla 2.1, la nieve de este tipo no es muy profunda y se derrite rápidamente (un par de semanas), lo que no se asemeja a los datos de entrada y resultados del modelo, en donde se alcanza una altura bastante superior al límite impuesto para esta clase (más del doble), y la duración de la temporada nival es de 3 meses aproximadamente. En cuanto a la temperatura y número de estratos, el resultado parece ser un poco más acertado, dado que el manto se encuentra muy cálido, casi siempre cercano a los $0 [^{\circ}C]$, como se puede observar en la Figura 4.27, y se observa en general la existencia de pocos estratos (Figura 4.26), excepto en los períodos inmediatamente posteriores a los eventos de precipitación, producidos debido al metamorfismo inducido por el gradiente de temperatura.

4.4 Contenido de frío

4.4.1 Estación Tascadero

Año 2013

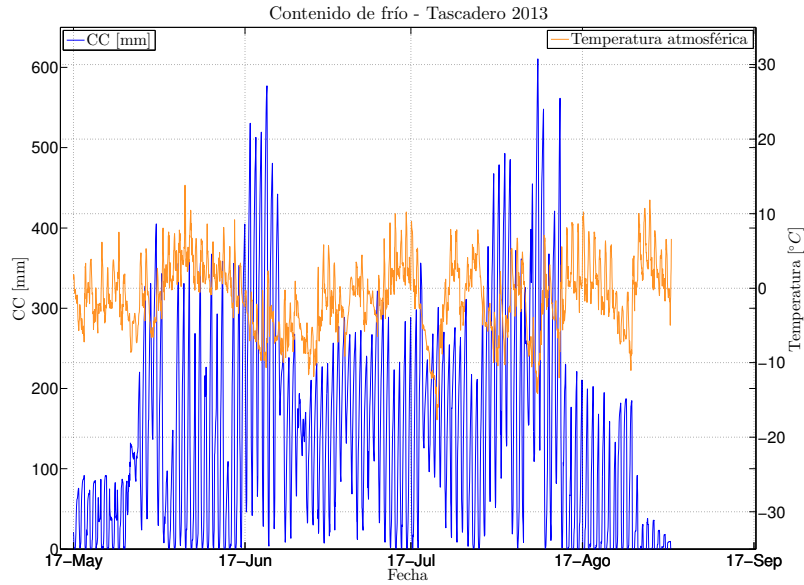


Figura 4.30: Contenido de frío temporada 2013 - Estación Tascadero.

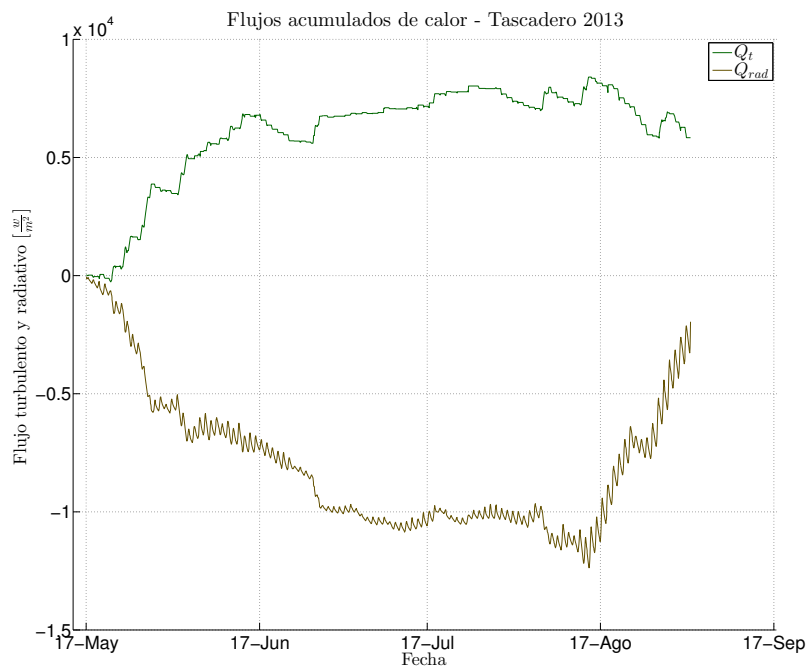


Figura 4.31: Flujos acumulados de calor - Tascadero 2013.

Año 2014

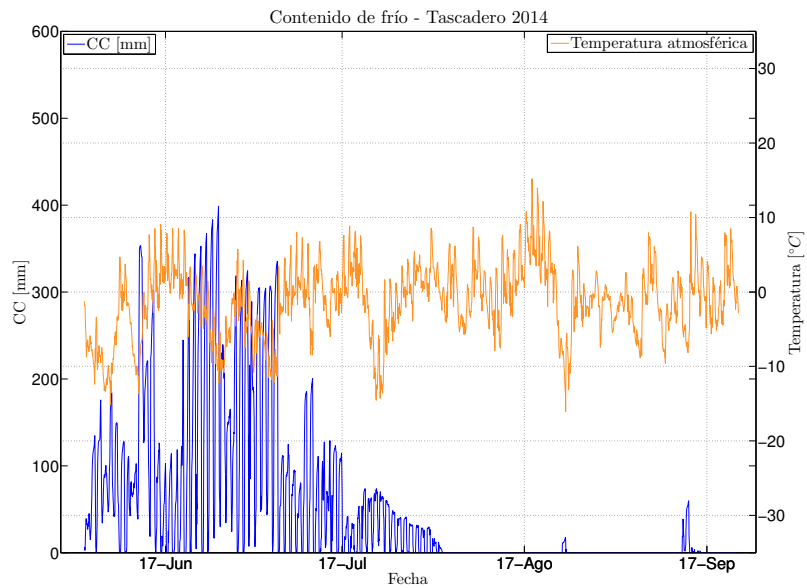


Figura 4.32: Contenido de frío temporada 2014 - Estación Tascadero.

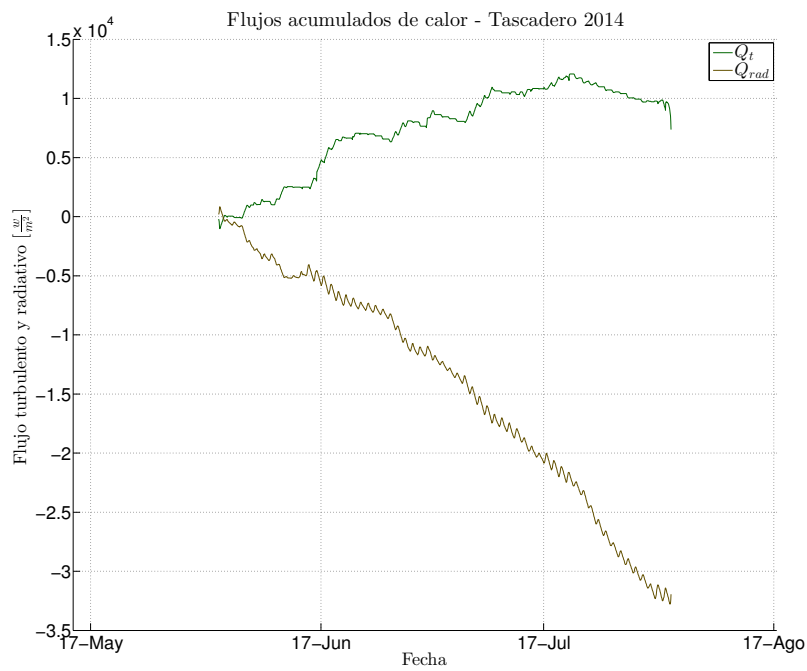


Figura 4.33: Flujos acumulados de calor - Tascadero 2014.

Año 2015

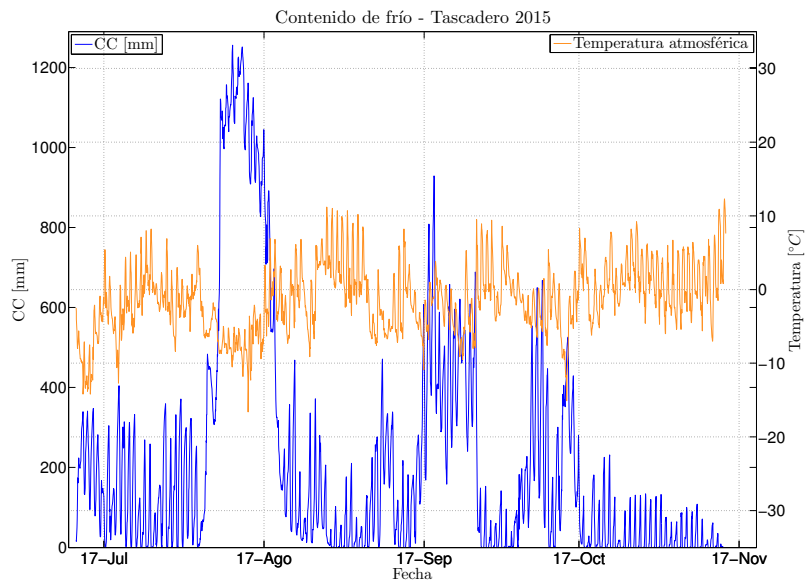


Figura 4.34: Contenido de frío temporada 2015 - Estación Tascadero.

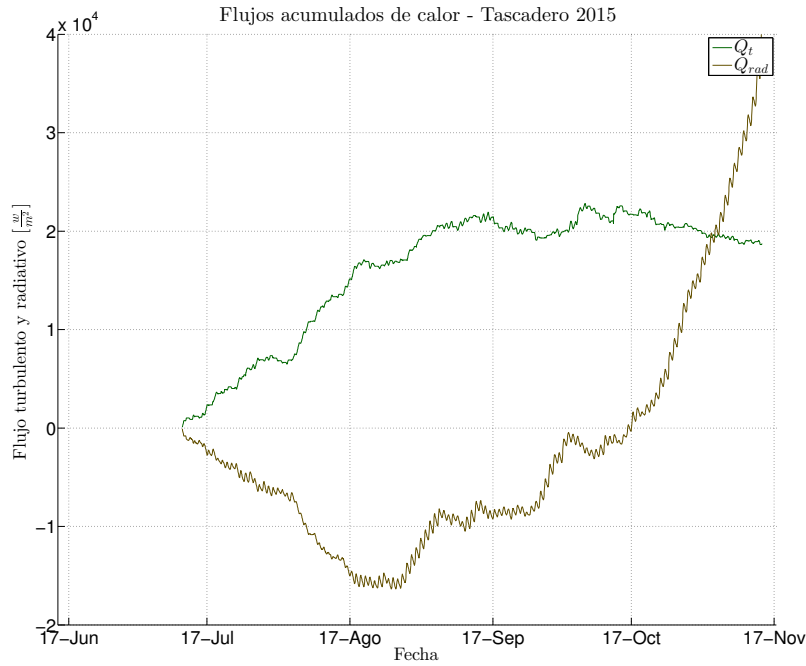


Figura 4.35: Flujos acumulados de calor - Tascadero 2015.

Analizando los resultados para Tascadero en el año 2013 (Figura 4.30), se observan algunos períodos de acumulación de energía, controlados por las variaciones en los flujos radiativos de energía (Figura 4.31). En el año 2014 (Figura 4.32) se observa un comportamiento distinto, con ciclos marcados de derretimiento, afectados por los flujos de calor turbulentos. En el año 2015 se observa un comportamiento distinto a 2014, en donde existen períodos de acumulación de energía en el manto, los que son mucho más marcados que en 2013. El primer período significativo de acumulación ocurre a mediados de Agosto, en donde su variación es coincidente con los cambios de los flujos radiativos. Existen otros períodos de acumulación de menor magnitud y duración, también afectados por el mismo fenómeno.

4.4.2 Valle Nevado

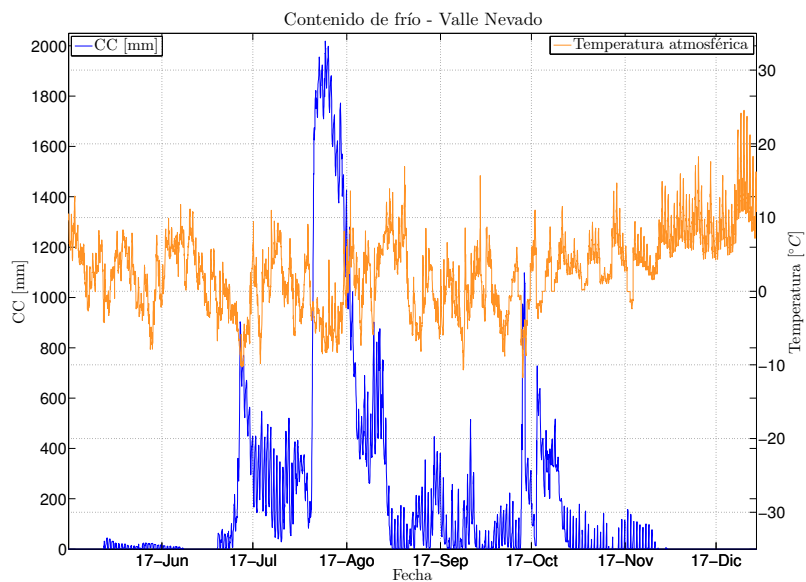


Figura 4.36: Contenido de frío temporada 2015 - Valle Nevado.

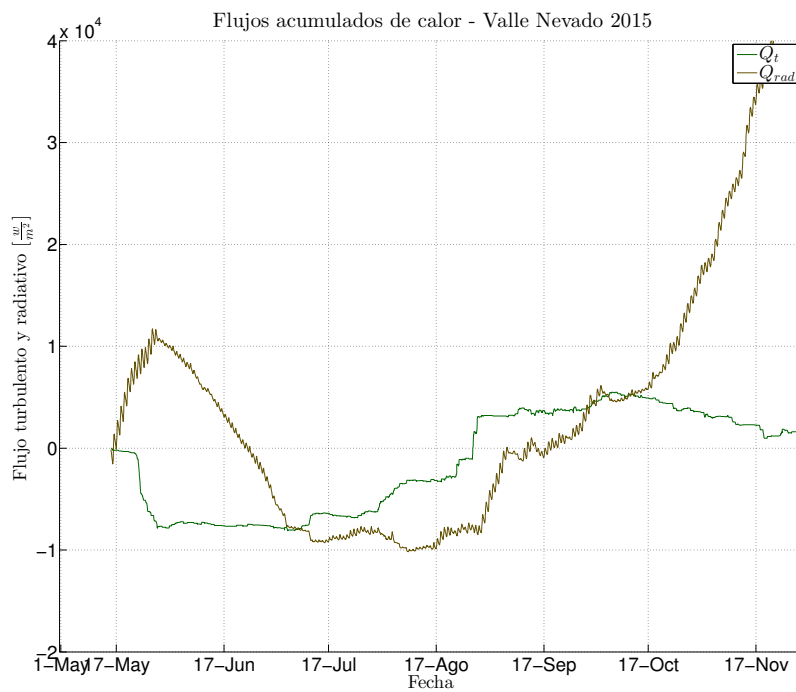


Figura 4.37: Flujos acumulados de calor - Valle Nevado 2015.

En Valle Nevado, dos períodos significativos de acumulación de energía (Figura 4.36). El primero ocurre entre Julio y Agosto, en donde su variación es coincidente con los cambios de

los flujos turbulentos (Figura 4.37). Existe un segundo período de acumulación, de menor magnitud y duración, en el mes de Octubre, los cuales no parecen deberse al cambio de estos flujos, si no a dos eventos de precipitación localizados (Figura 4.23).

4.4.3 Valle Hermoso

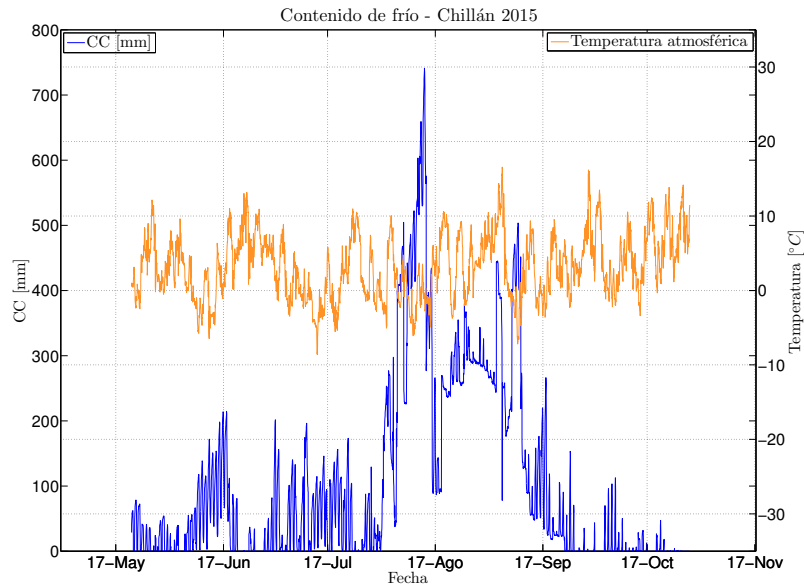


Figura 4.38: Contenido de frío temporada 2015 - Valle Hermoso.

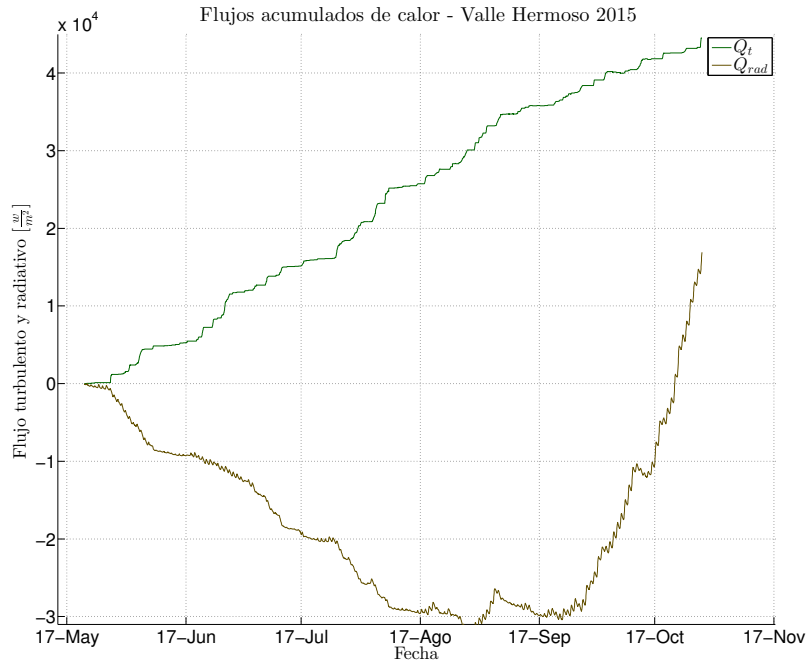


Figura 4.39: Flujos acumulados de calor - Valle Hermoso 2015.

En Valle Hermoso, es posible observar un período significativo de acumulación de contenido de frío, que ocurre principalmente en el mes de Agosto (Figura 4.38). En la Figura 4.39, se observa que el cambio de pendiente de la curva que describe al flujo turbulento que ocurre entre el 17 de Julio y el 17 de Agosto coincide con el comienzo de la acumulación de contenido de frío, y la variación de este flujo energético determina el almacenamiento de contenido de frío en esta localidad, para el horizonte de modelación utilizado.

Al cotejar los resultados de los tres años de simulación en Tascadero, se puede observar una diferencia considerable entre los resultados de 2013 y 2015, comparados con los resultados de 2014. Los valores del contenido de frío en 2013 alcanzan un máximo cercano a los 600 milímetros (Figura 4.30) y en 2014 los máximos son cercanos a los 400 mm (Figura 4.32). Además en este último año se observan los ciclos marcados de derretimiento y recongelamiento mencionados anteriormente, sin períodos significativos de acumulación de energía. En cambio en el año 2015 el comportamiento del manto cambia substancialmente, en donde sí es posible observar períodos de acumulación de energía, con un máximo es cercano a los 1200 mm, tres veces más que en el 2014 (Figura 4.34). En el año 2013, éstos períodos de acumulación de energía son menos extensos que en 2015, pero aún así es posible apreciarlos en la Figura 4.30). Para poder hacer una comparación más cuantitativa de los aportes de los distintos flujos al balance energético, se calculó el aporte porcentual de los flujos radiativos y turbulentos para los tres sitios de estudio en el horizonte de modelación correspondiente (Tabla C.1), en donde se observa que en Tascadero el 2014 los flujos turbulentos dominan el balance energético, con un 50.6 %, a diferencia de 2013 y 2015, donde los flujos radiativos dominan, con un 76.9% y un 66.1%, respectivamente. Este

resultado concuerda con el trabajo de Male and Granger (1981), en donde se concluye que, en general, en los mantos de nieve más someros, los flujos turbulentos son los que controlan el proceso de derretimiento, y en los mantos más profundos, el efecto de la temperatura se atenúa, y son los flujos radiativos los que pasan a controlar los procesos de metamorfosis y derretimiento.

Es posible ver similitudes entre los resultados de Tascadero y en Valle Nevado en 2015, con un período significativo de acumulación en Agosto, y otro menos notorio en Octubre, para ambos casos. Cabe destacar la diferencia entre la magnitud de la acumulación de energía en estas localidades, dado que el máximo para Tascadero es de aproximadamente 1200 mm, menor a los más de 2000 mm que se acumulan como máximo en Valle Nevado. Nuevamente, el comportamiento en Valle Hermoso es distinto, donde el período de acumulación ocurre entre fines de Agosto y mediados de Septiembre, alcanzando un máximo de 800 milímetros. Al observar la Tabla C.1, se ve que en Valle Nevado y Valle Hermoso los flujos radiativos también son dominantes con respecto a los turbulentos, con un 79.9% y un 83.4%, respectivamente.

Es posible apreciar en los resultados que la acumulación de nieve es el fenómeno que determina el régimen energético del manto, la cual depende de la magnitud de la precipitación caída y del régimen termal de la zona en estudio. Es por esto que al conocer estas dos variables mencionadas, es posible determinar a priori qué tipo de flujo energético será más importante al momento de modelar, y de esta forma, escoger un modelo más simple que SNOWPACK (que considere el tipo de flujo dominante), lo que se traduce en un ahorro de tiempo y esfuerzo al momento de realizar las simulaciones.

Capítulo 5

Comentarios y conclusiones

5.1 Conclusiones

Luego del desarrollo de este trabajo, se puede concluir que existe información meteorológica incompleta en los sitios de estudio, por lo que se tuvo que recurrir a técnicas de relleno para completar las series de tiempo cuando se contaba con series incompletas, o derechamente estimar información relevante cuando ésta no se encontraba disponible, lo que tuvo incidencia en los resultados obtenidos. SNOWPACK es una herramienta poderosa que simula varias propiedades de la nieve, utilizando como datos de entrada esta información, pero se necesita avanzar en la adquisición de datos con el fin de mejorar la calidad de las simulaciones.

Fue posible caracterizar diferencias y similitudes entre la nieve de las tres zonas de estudio, con regímenes climáticos distintos, debido a su ubicación geográfica, aunque queda por avanzar en esta línea de investigación en el futuro, recopilando una mayor cantidad de información para obtener resultados más concluyentes sobre las características de la nieve en estas localidades de Chile. Se puede concluir también que la clasificación de Sturm et al. (1995) no es aplicable a la región geográfica de la cordillera de los Andes Central, debido a que, en primer lugar, la información recopilada para construir la clasificación fue tomada casi en su totalidad en Alaska (Estados Unidos), con un régimen climático muy distinto al que ocurre en Chile. Además, no es capaz de asimilar los efectos que ocurren en Tascadero, en donde se obtienen clases de nieve distintas para una misma localidad, siendo que la hipótesis de este trabajo es la que las clases de nieve quedan definidas por las condiciones climáticas asociadas a la ubicación geográfica de la zona de estudio.

Luego de calcular el contenido de frío en cada localidad, fue posible determinar en cada una de las cinco temporadas disponibles cuál de los flujos energéticos que afectan al manto dominaban en un caso u otro. Es posible concluir de los resultados que lo que determina cuál de los flujos es el que domina es la profundidad del manto, dado que en los años donde es más somero dominan los flujos turbulentos y donde es más profundo dominan los radiativos. La ubicación geográfica parece no determinar esta condición, dado que en la misma ubicación se obtuvieron resultados distintos (Tascadero 2014, contrastado con Tascadero 2013 y 2015). Aunque, si se considera el año 2014 como un año anómalo debido

a la menor precipitación caída, es posible concluir *a priori* que en la región de la cordillera de los Andes Central los flujos radiativos son los que controlan el balance energético del manto nival, aunque esto debe corroborarse más adelante cuando se cuente con una mayor cantidad de temporadas nivales y sitios de modelación.

5.2 Trabajo futuro

Se debe avanzar en la calidad y cantidad de datos adquiridos en los sitios de modelación, con el fin de tener que estimar o rellenar la menor cantidad de datos posibles, así mejorará sustancialmente el desempeño de SNOWPACK en la representación de las características de la cubierta nival.

Otro punto interesante es el de incluir más años de modelación en los sitios donde se contaba con un solo año para hacer un análisis más detallado y concluyente de las características de la nieve. También sería muy valioso el añadir más sitios de estudio en Chile con el fin de realizar una caracterización más completa de la nieve que existe a lo largo del territorio, y así encontrar patrones regionales de la nieve de ésta zona en vez de tener que ocupar referencias y estudios de otras localidades (especialmente del hemisferio norte), las que tienen propiedades diferentes debido a que son producidas por regímenes termales muy distintos a los de Chile.

Con respecto al modelo, es necesario incluir la posibilidad de ingresar el albedo observado, para así representar de manera más plausible el derretimiento que ocurre sobre todo al final de la temporada de nieve en Valle Nevado, cosa que no se pudo representar de manera exacta en este trabajo. En el anexo E se muestra una comparación entre el albedo modelado y el observado en Valle Nevado, que era la única localidad en donde se contaba con mediciones de esta variable. Además, debería incluirse la flexibilidad de la condición de borde térmica en la interfaz suelo-nieve, dado que actualmente se impone que la temperatura en este borde siempre es $0 [^{\circ}C]$, lo que no siempre ocurre.

Bibliografía

- Bartelt, P. and von Moos, M. (2000). Triaxial tests to determine a microstructure-based snow viscosity law. *Annals of Glaciology*, 31(1):457–462.
- Bavay, M. and Egger, T. (2014). Meteoio 2.4. 2: a preprocessing library for meteorological data. *Geoscientific Model Development*, 7(6):3135–3151.
- Burns, S. P., Molotch, N. P., Williams, M. W., Knowles, J. F., Seok, B., Monson, R. K., Turnipseed, A. A., and Blanken, P. D. (2014). Snow temperature changes within a seasonal snowpack and their relationship to turbulent fluxes of sensible and latent heat. *Journal of Hydrometeorology*, 15(1):117–142.
- Comte, M. (2017). Modelación hidrológica de la cuenca del río mapocho en los almendros usando el modelo cold regions hydrological model. Memoria no publicada, Universidad de Chile.
- Cornwell, E., Molotch, N., and McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical andes cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1):411–430.
- DeWalle, D. R. and Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Holtzlag, A. and De Bruin, H. (1988). Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land. *Journal of Applied Meteorology*, 27(6):689–704.
- Kestin, J., Wakeham, W. A., and Ho, C. Y. (1988). *Transport properties of fluids: thermal conductivity, viscosity, and diffusion coefficient*, volume 1. Hemisphere Pub.
- Lehning, M. and Bartelt, P. (2002). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning: Part i: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3):123–145.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., and Fierz, C. (2002a). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning: Part iii: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3):169–184.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., and Satyawali, P. (2002b). A physical snowpack model for the swiss avalanche warning: Part ii. snow microstructure. *Cold regions science and technology*, 35(3):147–167.

- Male, D. and Granger, R. (1981). Snow surface energy exchange. *Water Resources Research*, 17(3):609–627.
- Ramírez, Luis y Mery, J. P. (2007). Las avalanchas en Chile: Efectos y sistemas de control. *Revista de la construcción*, 6(1):48–63.
- Schmucki, E., Marty, C., Fierz, C., and Lehning, M. (2014). Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using snowpack simulations driven by different meteorological data input. *Cold Regions Science and Technology*, 99(1):27–37.
- Sturm, M., Holmgren, J., and Liston, G. E. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journal of Climate*, 8(5):1261–1283.

Anexo

Anexo A

Uso del modelo SNOWPACK

El modelo SNOWPACK, desarrollado por el “Institute for Snow and Avalanche Research”, permite modelar la cubierta nival y su evolución en el tiempo, mediante la resolución de las ecuaciones de balance de masa, energía y momentum presentadas en el capítulo anterior. Para una correcta ejecución del modelo se necesita contar con la siguiente información meteorológica, geográfica y de la nieve:

- Ubicación (latitud, longitud y altitud).
- Pendiente y orientación en caso de existir.
- Intensidad de precipitación (*PINT*) o precipitación acumulada (*PSUM*).
- Temperatura atmosférica (*TA*).
- Humedad relativa (*RH*).
- Velocidad del viento (*VW*).
- Dirección del viento (*DW*).
- Radiación de onda corta incidente (*ISWR*) o reflejada (*RSWR*).
- Radiación de onda larga incidente (*ILWR*) o temperatura de la superficie del manto (*TSS*).
- Altura de nieve (*HS*).
- Temperatura de la interfaz suelo-nieve (*TSG*, si se encuentra disponible).
- Temperatura del manto a distintas profundidades (si se encuentran disponibles).

La información meteorológica debe ingresarse en el modelo en un archivo con formato “.smet”, en el cual deben ordenarse los datos en columnas con un encabezado especial que le hace entender al modelo la ubicación y el conjunto de variables que se utilizan para las simulaciones. Los datos de nieve se agregan en un archivo con formato “.sno”, el cual está estructurado de una manera similar al archivo “.smet” (Figura A.1). Aunque no existan mediciones en terreno de las propiedades de la nieve (temperatura a varias profundidades, fracción volumétrica, entre otros) es necesario incluir este archivo ya que en él se especifica la orientación e inclinación de la zona en estudio.

```

SMET 1.1 ASCII
[HEADER]
station_id      = MST96
station_name    = Weissfluhjoch:StudyPlot_MST
latitude       = 46.831
longitude      = 9.81
altitude       = 2540.0
nodata         = -999
tz             = 1
source         = WSL-Institute for Snow and Avalanche Research
SLF; CFierz, 2011-10
fields         = timestamp julian TA RH VW DW ISWR OSWR ILWR
TSS TSG PSUM HS ts1 ts2 ts3
units_offset   = 0 2415020.5 273.15 0 0 0 0 0 0 273.15 273.15 0
0 273.15 273.15 273.15
units_multiplier = 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
[DATA]
1995-10-30T00:30 35000.02083 0 0.958 0.8 278.2 0
0 299.7 0.2 -0.1 0 0. -999. -999. -999.
1995-10-30T01:00 35000.04166 0 0.958 0.8 278.2 0
0 299.1 0.2 -0.1 0 0. -999. -999. -999.
1995-10-30T01:30 35000.06250 0 0.958 0.8 278.2 0
0 286.7 0.2 -0.1 0 0. -999. -999. -999.
1995-10-30T02:00 35000.08333 0 0.958 0.8 278.2 0
0 262.1 0.2 -0.1 0 0. -999. -999. -999.
1995-10-30T02:30 35000.10416 0 0.958 0.8 278.2 0

```

Figura A.1: Archivo *SMET* incluido en los ejemplos del modelo.

Para que la experiencia con el modelo SNOWPACK sea lo más amigablemente posible con el usuario, los desarrolladores dividieron el modelo en distintas herramientas que, en su conjunto, permiten configurar las simulaciones, correr el modelo, y finalmente visualizar de manera interactiva los resultados.

La interfaz INIshell (Figura A.2) permite configurar de manera intuitiva las simulaciones. Esta interfaz facilita al usuario crear los archivos “.ini” que inicializan las simulaciones. Estos son archivos en formato ASCII estructurados en varias secciones, donde se especifican los ajustes y consideraciones escogidas para los archivos de entrada y para los archivos de salida. Algunos aspectos que se pueden configurar (entre varios otros), son:

- El sistema de coordenadas que se utiliza para la simulación.
- El paso temporal de resolución del modelo (*inputs y outputs*).
- La rutas en las cuales encontrar los archivos “.smet” y “.sno”, además de las rutas en donde escribir los archivos de salida del modelo.

- Parámetros para el manejo de los distintos datos de entrada y modelación de los procesos involucrados (tipo de suelo, existencia de cubierta vegetal, coeficientes de rugosidad, formación de escarcha, manejo del viento, entre otros).
- Filtros que permiten depurar los datos de entrada e interpolaciones que se pueden utilizar en caso de ser requerido.

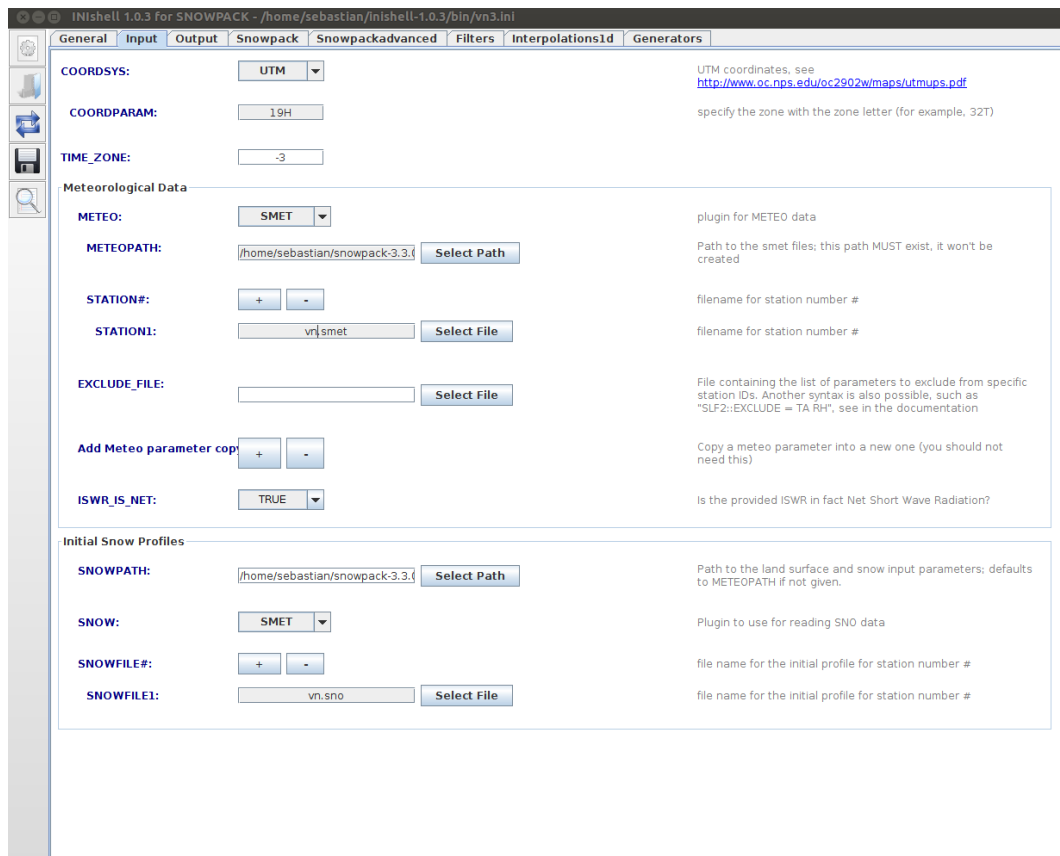


Figura A.2: Interfaz de INIshell.

Los resultados de las simulaciones son almacenados en distintos archivos de salida (*outputs*): Un archivo “.*met*” que almacena las series de tiempo de los datos meteorológicos, un archivo “.*pro*” que contiene la información vectorial modelada (temperatura del manto, tipos de grano, contenido de agua, densidad de la cubierta, por nombrar algunos.). Un archivo “.*ini*” con la información detallada de las configuraciones utilizadas en la simulación, un archivo “.*sno*” en donde se encuentran las características iniciales y finales del manto, y finalmente un archivo “.*haz*” que da cuenta del riesgo de avalancha.

INShell ofrece la opción de modificar distintos parámetros del modelo. Uno de ellos es el elegir la forma en la cual la radiación de onda corta es ingresada, las opciones son:

- “*INCOMING*”: La radiación de onda corta incidente es medida y el albedo es estimado por el modelo.
- “*REFLECTED*”: La radiación de onda corta reflejada es medida y el albedo es estimado por el modelo.
- “*BOTH*”: La radiación de onda corta incidente y reflejada es medida y el albedo es estimado utilizando ambas mediciones.

También es posible escoger el modelo de estabilidad atmosférica que se utilizará, de entre un set de opciones integradas en MeteoIO:

- “*RICHARDSON*”: Modelo de estabilidad que utiliza el número de Richardson simplificado.
- “*NEUTRAL*”: Asume estratificación neutral.
- “*MO_LOG_LINEAR*”: Modelo de estabilidad atmosférica de Mohnin-Obukhov simplificado, log-lineal.
- “*MO_HOLTSLAG*”: Modelo de estabilidad atmosférica de Mohnin-Obukhov simplificado Holtslag and De Bruin (1988).

Actualmente el modelo no está configurado para recibir como dato de entrada observaciones de albedo hechas en terreno, sin embargo, existen distintas parametrizaciones desarrolladas por los autores del modelo, incluidas en el archivo “*Laws_sn.cc*”, perteneciente al núcleo de SNOWPACK:

- “*LEHNING_0*”, “*LEHNING_1*” y “*LEHNING_2*”: Modelos estadísticos de albedo superficial Lehning et al. (2002a), basados en mediciones hechas en la estación Weissfluhjoch, instalada el año 1936 en el área de Dorftälli, en Suiza, ubicada a unos 2540 [msnm]. Esta estación cuenta con más de 70 años de datos meteorológicos y de nieve recopilados. Los modelos tienen la forma:

$$A = \alpha + \ln(1 + x) \tag{A.1}$$

En donde A es el albedo, α es un coeficiente que resulta del ajuste, y x es una función lineal de los parámetros meteorológicos de entrada solamente (modelo simplificado)

o de éstos parámetros, además de parámetros estimados por SNOWPACK (modelo completo).

- “*SCHMUCKI*”: Modelo estadístico desarrollado por Schmucki et al. (2014), basados en mediciones de nieve en cuatro estaciones ubicadas en Suiza: Weissfluhjoch (2540 [msnm]), Davos (1594 [msnm]), Napf (1404 [msnm]) y Payrene (490 [msnm]).
- “*FIXED*”: Usa un valor único de albedo para las simulaciones. Los límites para el valor de albedo son 0.05 y 0.95.

Existe un parámetro del modelo llamado “*ENFORCE_SNOW_HEIGHT*”, que da cuenta de la forma en la que se utiliza la altura de nieve observada. Cuando el parámetro está siendo utilizado (*TRUE*), los incrementos en la altura de nieve son utilizados para calcular una precipitación equivalente (asegurándose de que existen las condiciones para que la precipitación ocurra, de otro modo se considera como movimiento por acción del viento). Dado que el modelo calcula el asentamiento de la nieve, este procedimiento conduce a una estimación razonable de la precipitación caída.

Otro parámetro importante, llamado “*THRESHOLD_RAIN*”, le indica al modelo la temperatura umbral desde la cual la precipitación cambia de ser sólida a líquida. Este parámetro repercute en la acumulación de nieve debido a que controla la cantidad de precipitación que se depositará en el manto como nieve, y la cantidad de precipitación que caerá en forma líquida, que aporta en el proceso de derretimiento.

Para visualizar de manera interactiva los resultados del modelo, existe una herramienta llamada “*SN_GUI*” que lee los archivos de salida arrojados por el modelo y los presenta en una interfaz amigable (Figura A.2), que permite visualizar distintas propiedades del manto nival y de las condiciones meteorológicas, entre las cuales se destacan:

- Propiedades energéticas: Distribución de temperaturas en el manto, gradiente de temperatura y conductividad, entre otros.
- Propiedades mecánicas: Distribución de tensiones, viscosidad y deformación.
- Microestructura: Tipos de grano, esfericidad y tamaño.

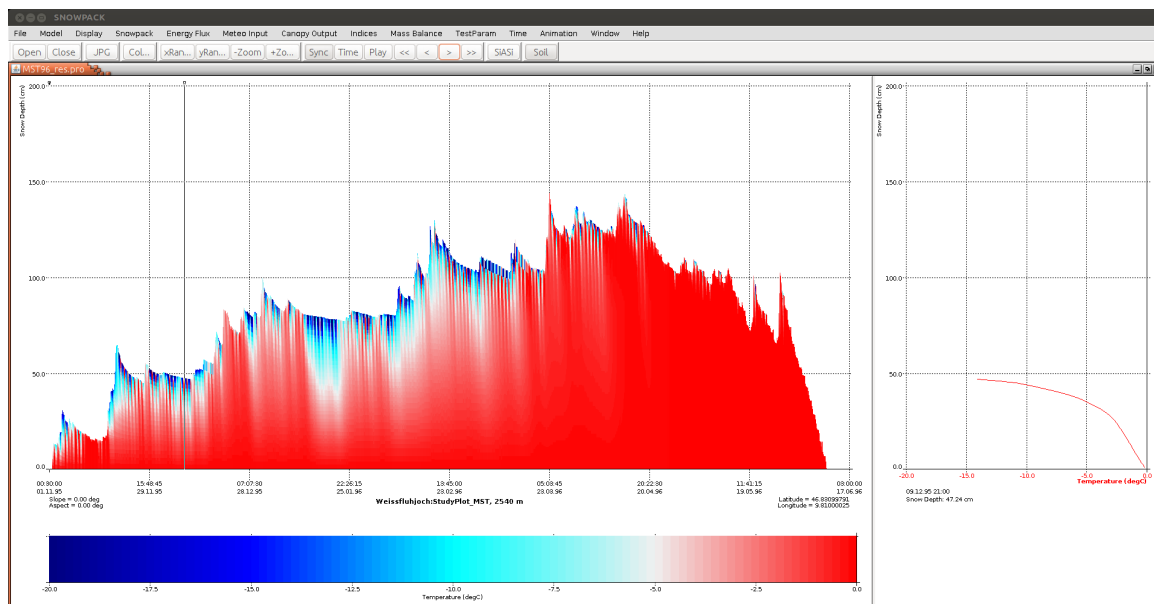


Figura A.3: Interfaz de SNgui.

Es posible visualizar también la información meteorológica ingresada al modelo, además de información meteorológica que SNOWPACK simula, como son la temperatura de la interfaz suelo-nieve, la precipitación sólida y líquida, y los flujos de calor latente y sensible, entre otras variables.

Anexo B

Series de tiempo completadas

B.1 Tascadero

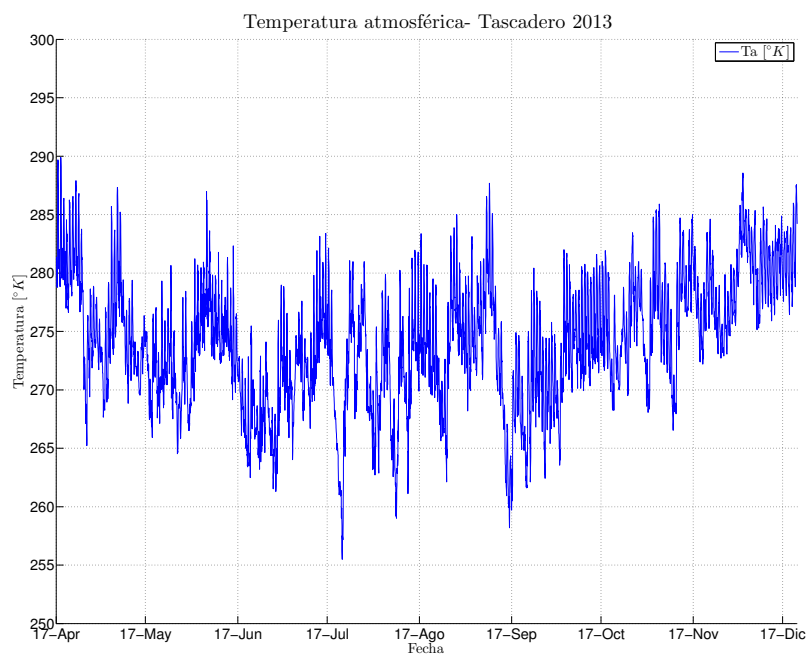


Figura B.1: Temperatura atmosférica - Tascadero 2013.

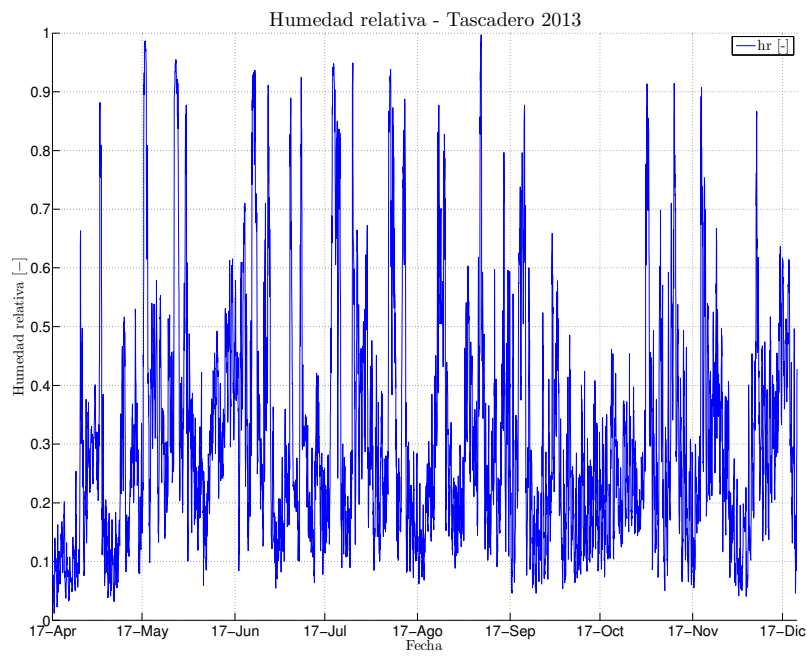


Figura B.2: Humedad relativa - Tascadero 2013.

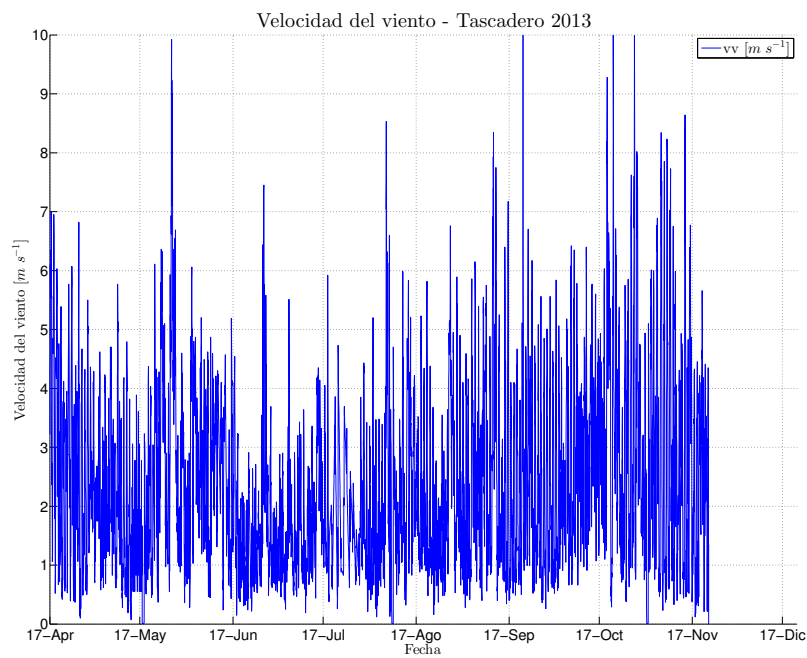


Figura B.3: Velocidad del viento - Tascadero 2013.

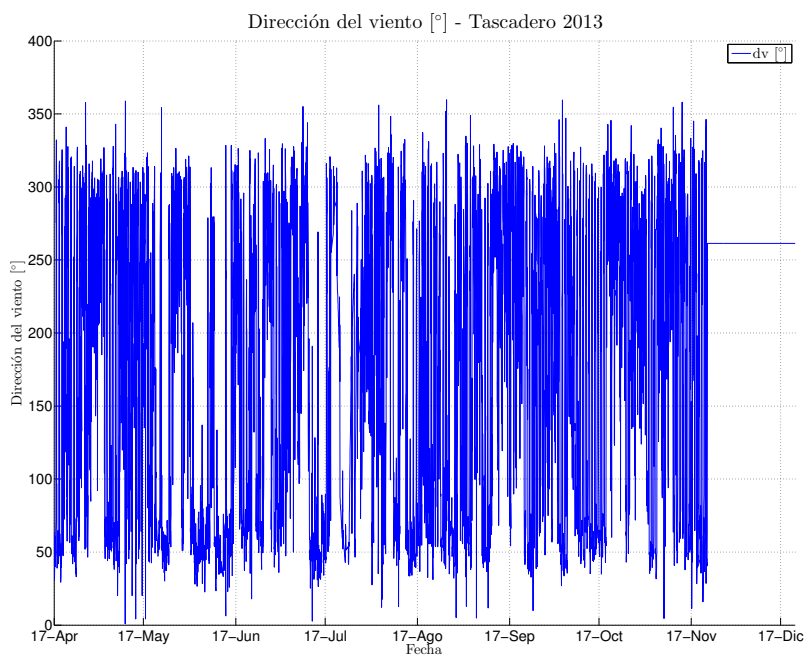


Figura B.4: Dirección del viento - Tascadero 2013.

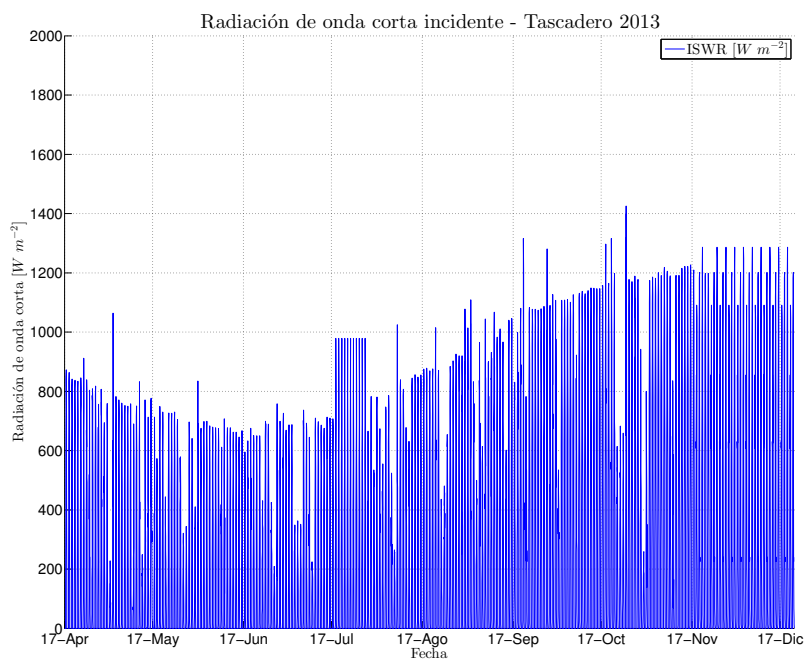


Figura B.5: Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2013.

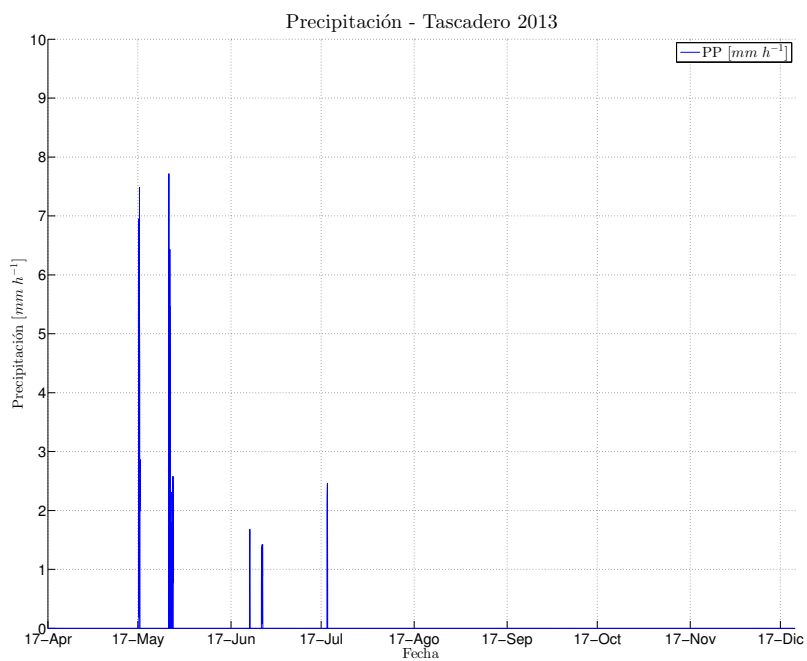


Figura B.6: Intensidad de precipitación - Tascadero 2013.

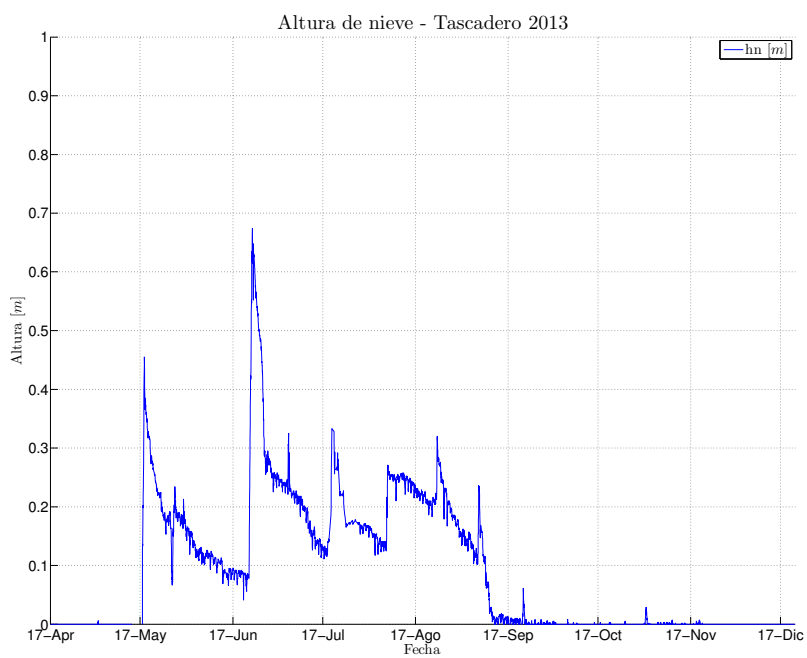


Figura B.7: Altura de nieve observada - Tascadero 2013.

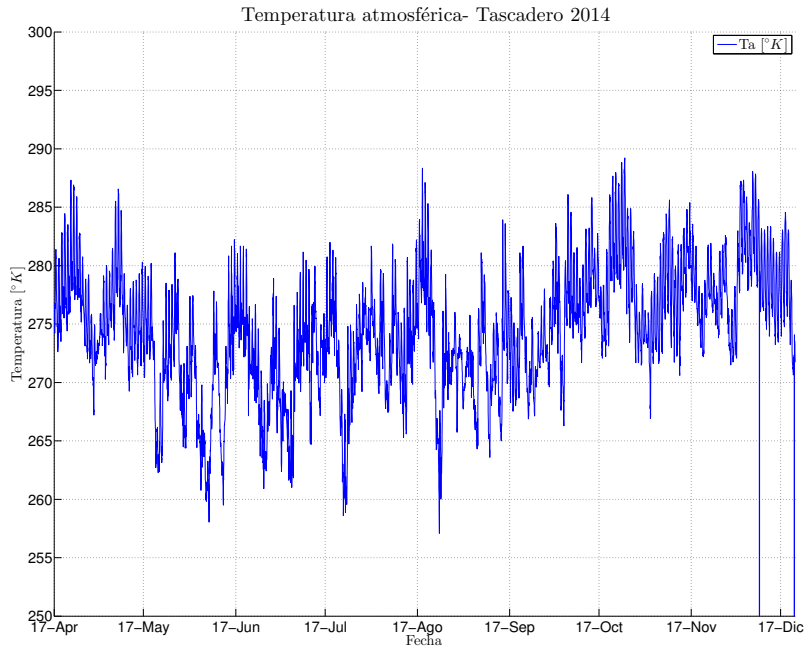


Figura B.8: Temperatura atmosférica - Tascadero 2014.

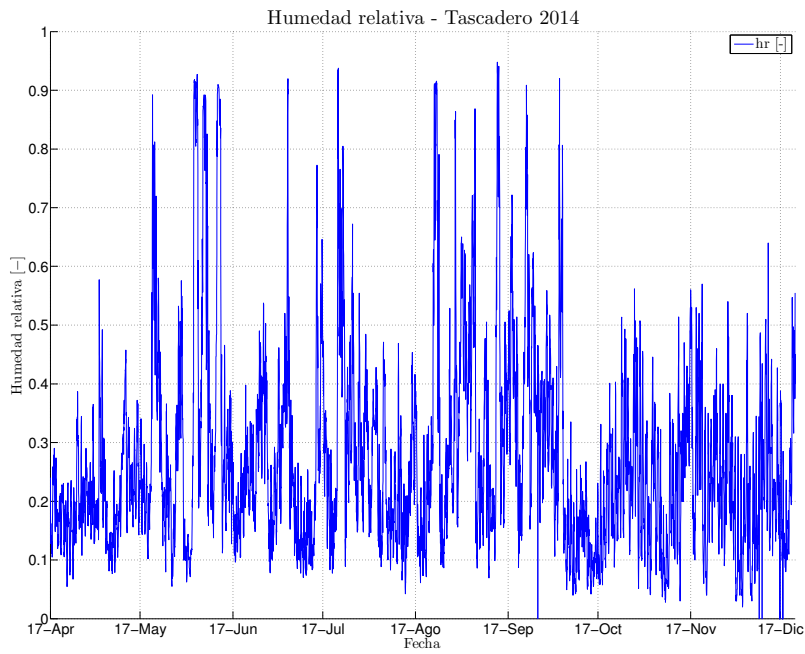


Figura B.9: Humedad relativa - Tascadero 2014.

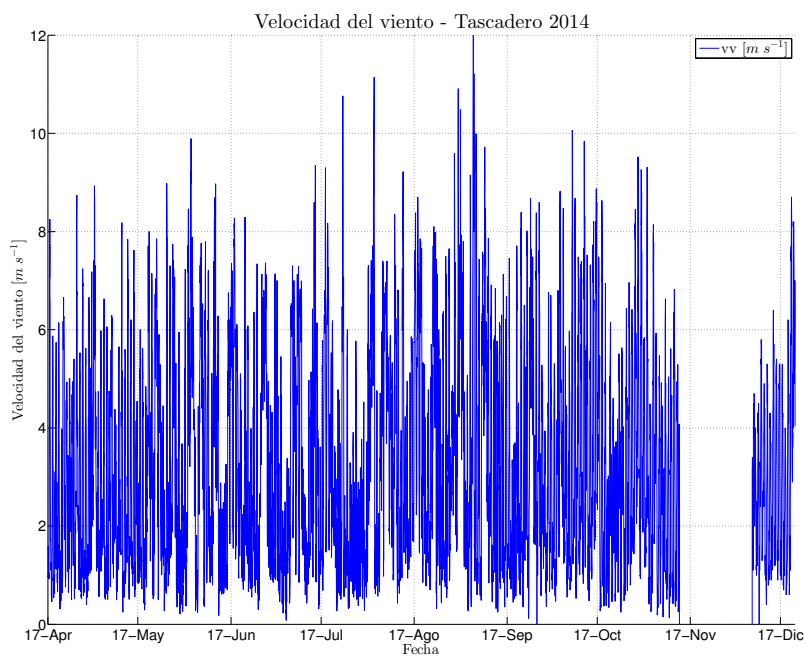


Figura B.10: Velocidad del viento - Tascadero 2014.

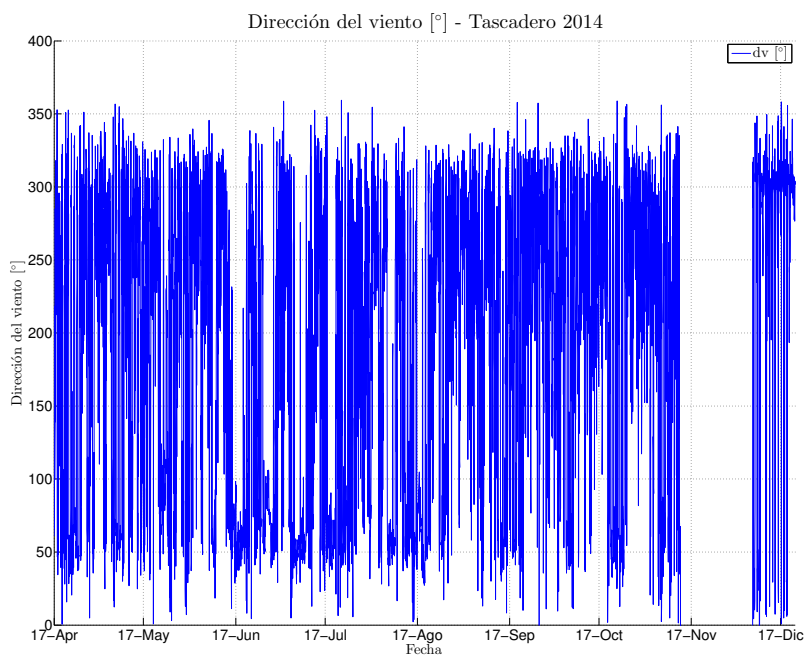


Figura B.11: Dirección del viento - Tascadero 2014.

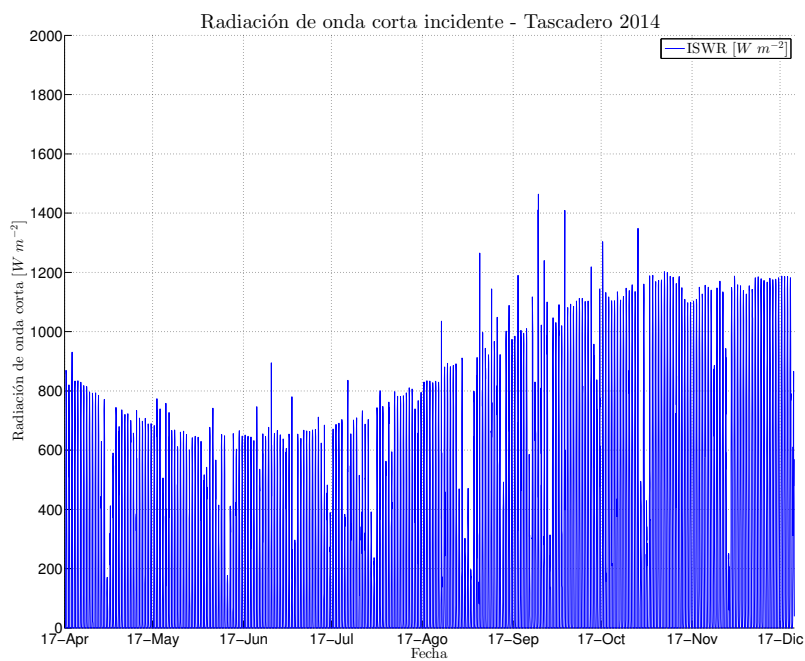


Figura B.12: Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2014.

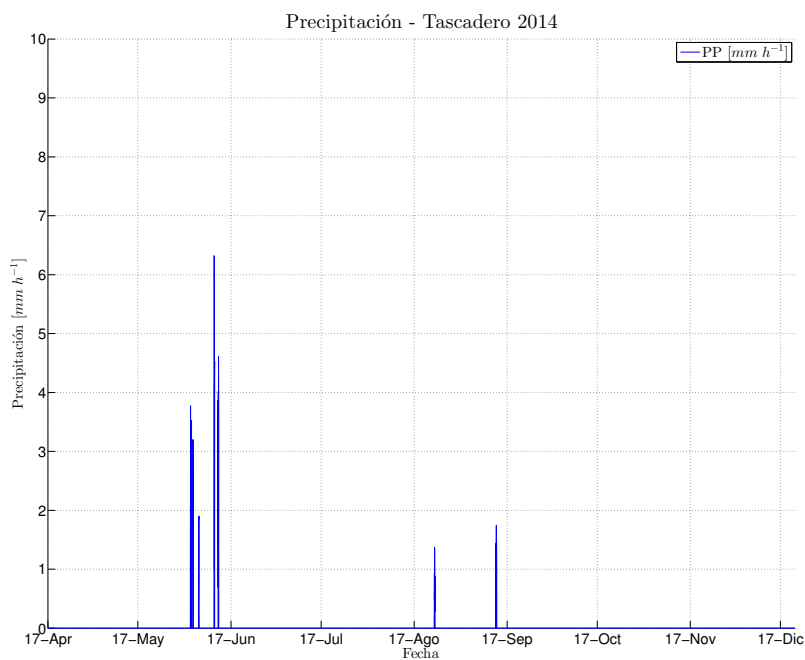


Figura B.13: Intensidad de precipitación - Tascadero 2014.

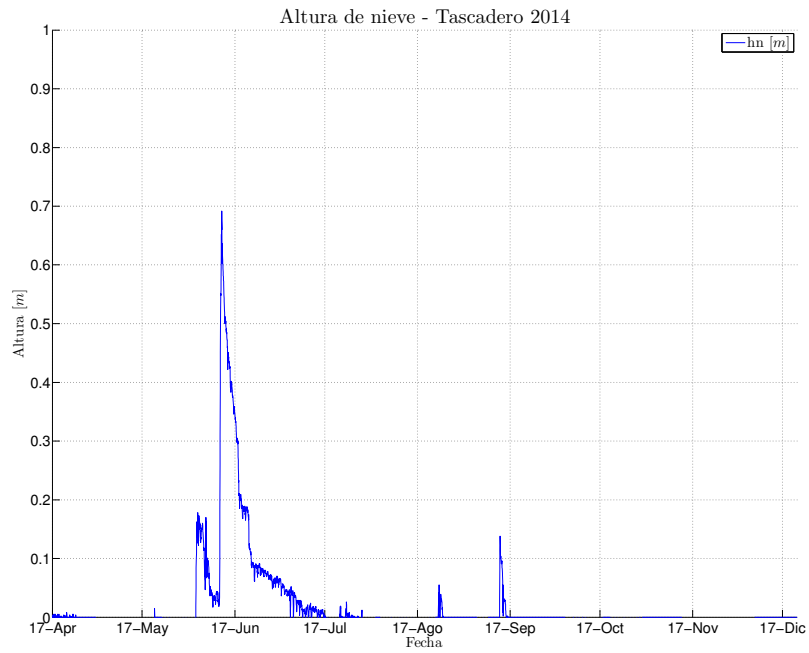


Figura B.14: Altura de nieve observada - Tascadero 2014.

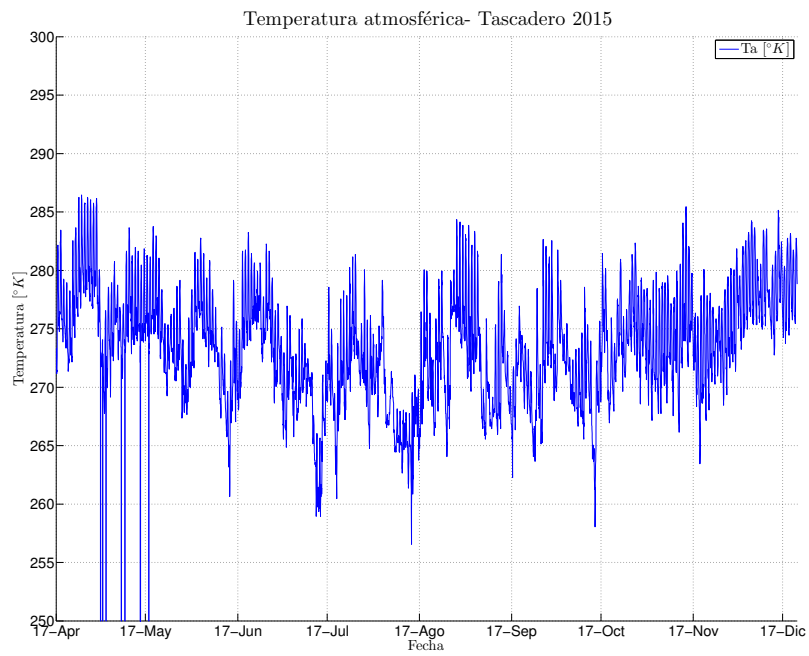


Figura B.15: Temperatura atmosférica - Tascadero 2015.

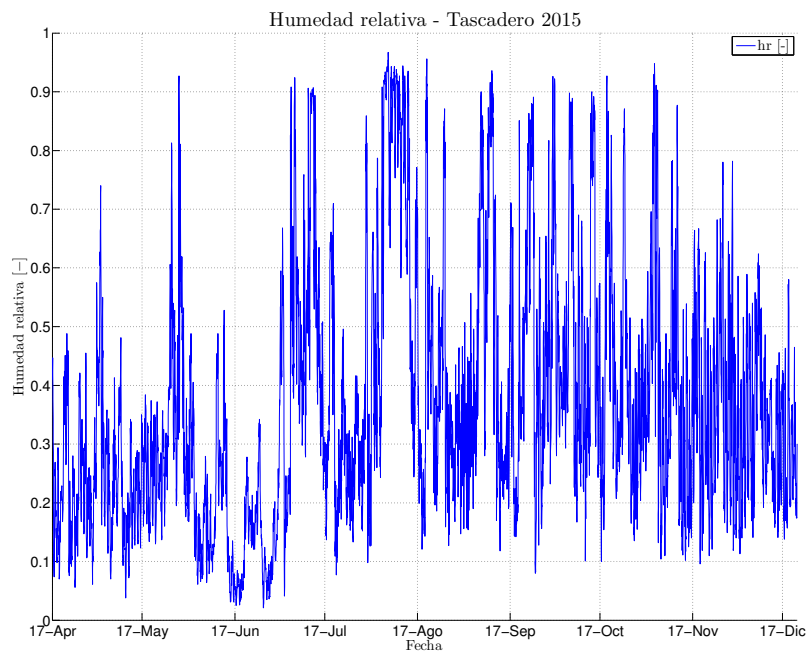


Figura B.16: Humedad relativa - Tascadero 2015.

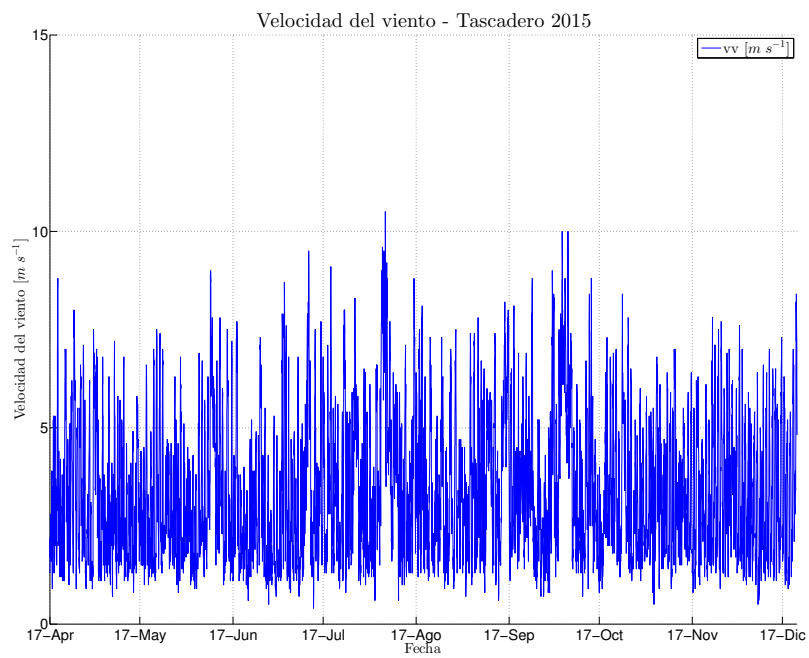


Figura B.17: Velocidad del viento - Tascadero 2015.

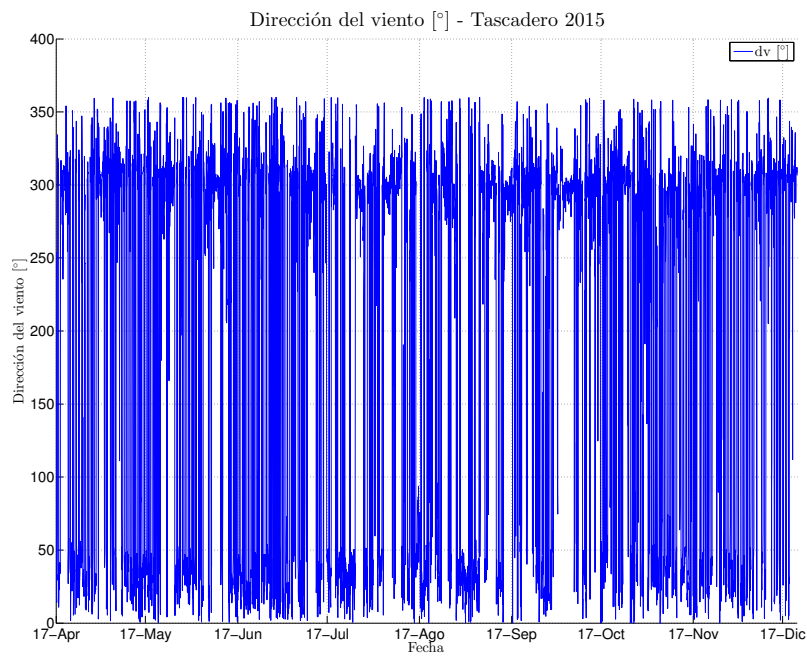


Figura B.18: Dirección del viento - Tascadero 2015.

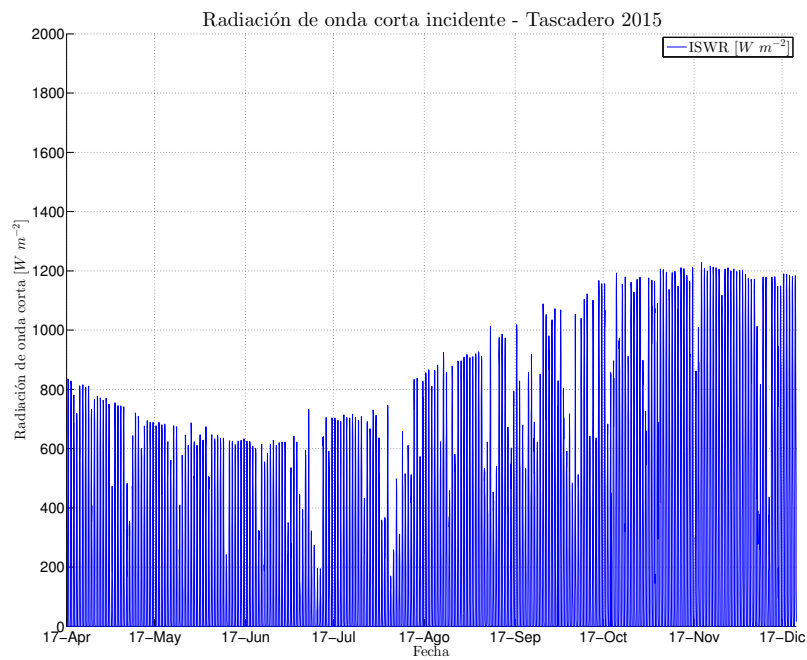


Figura B.19: Radiación de onda corta incidente - Tascadero 2015.

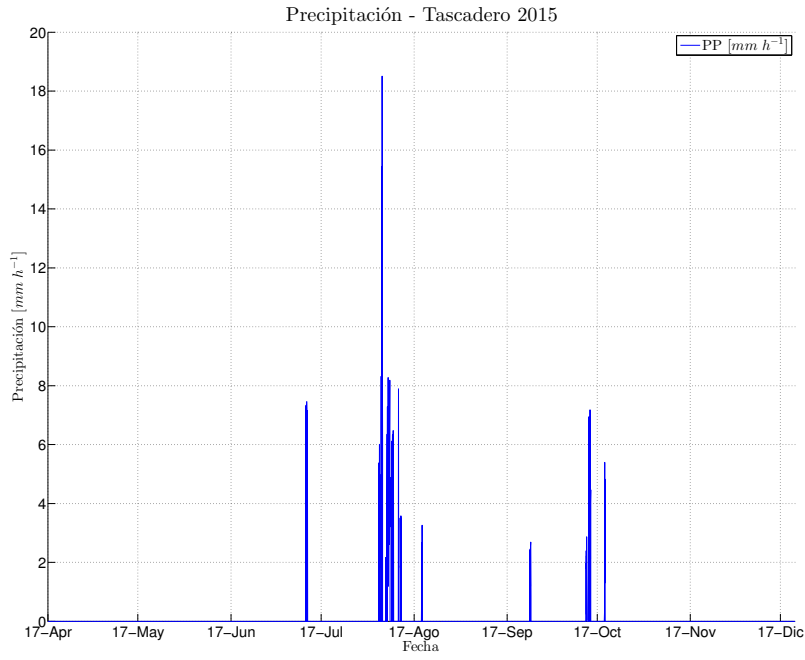


Figura B.20: Intensidad de precipitación - Tascadero 2015.

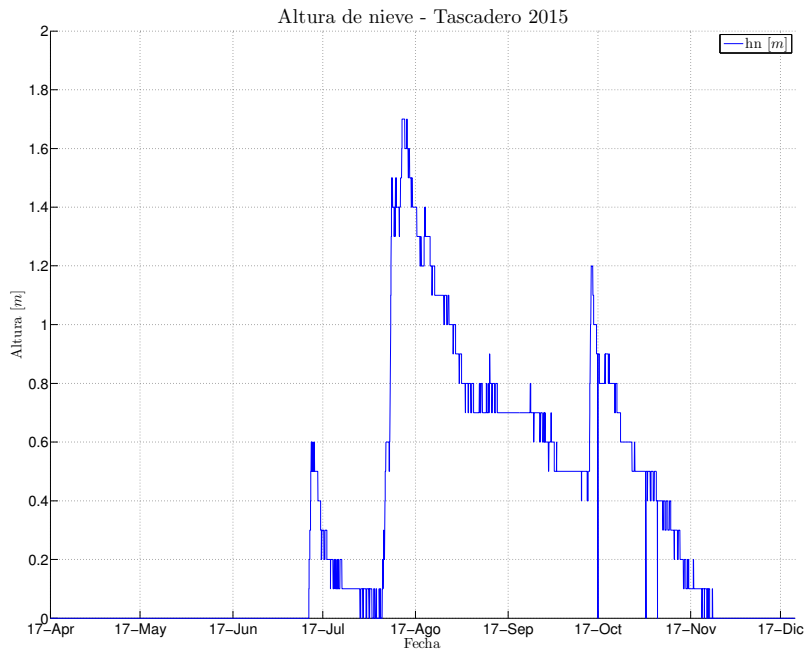


Figura B.21: Altura de nieve observada - Tascadero 2015.

B.2 Valle Nevado

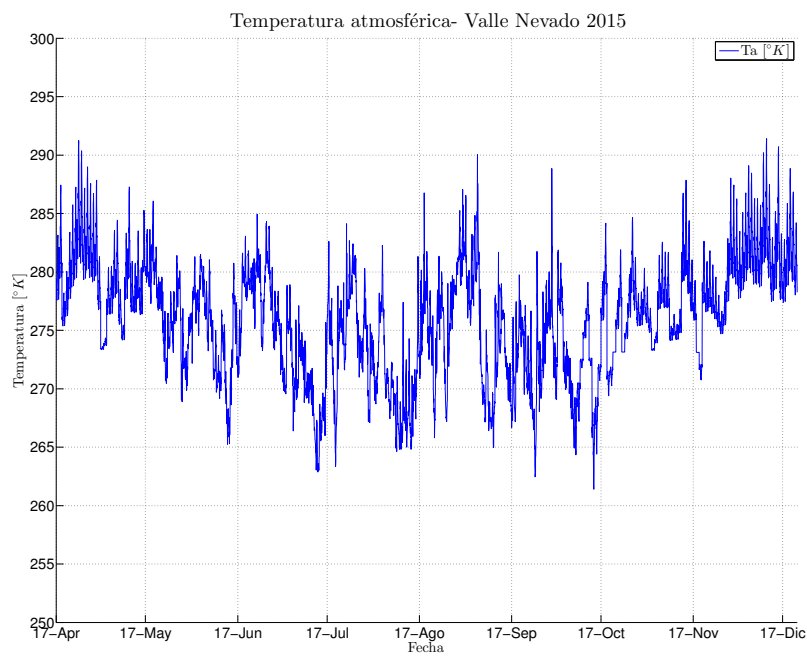


Figura B.22: Temperatura atmosférica - Valle Nevado 2015.

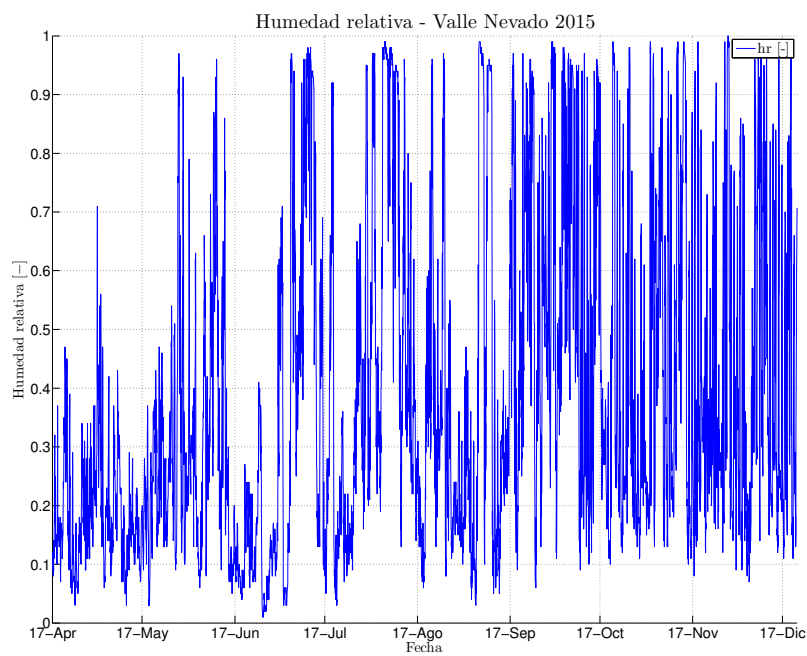


Figura B.23: Humedad relativa - Valle Nevado 2015.

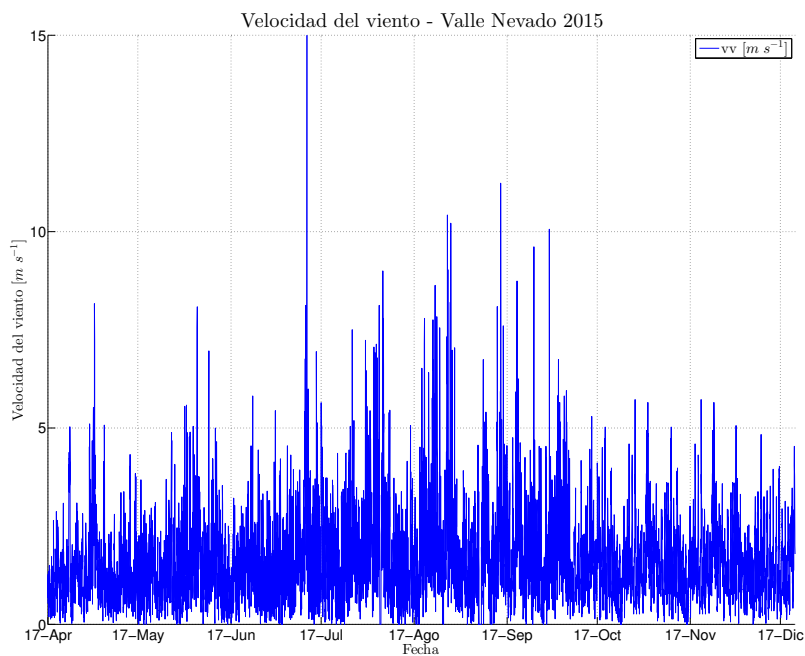


Figura B.24: Velocidad del viento - Valle Nevado 2015.

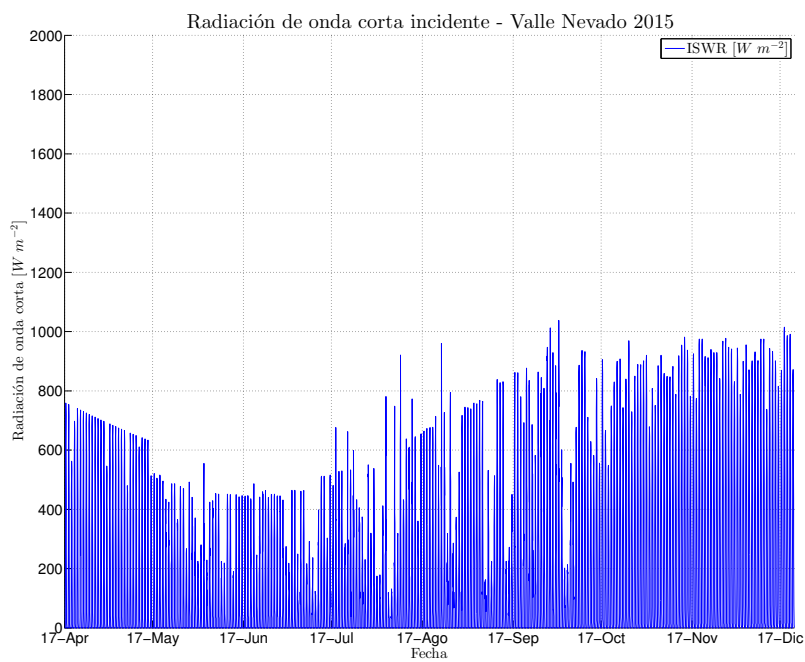


Figura B.25: Radiación de onda corta incidente - Valle Nevado 2015.

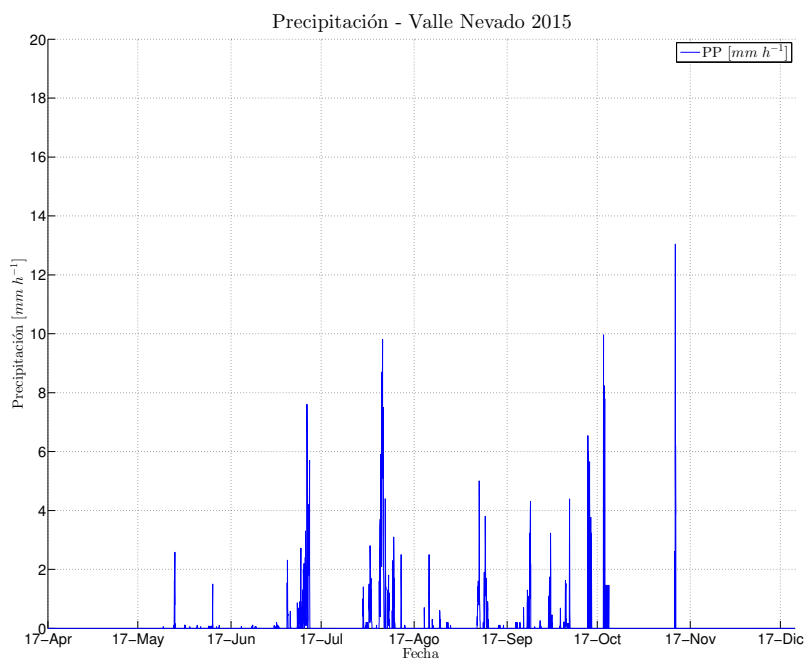


Figura B.26: Intensidad de precipitación - Valle Nevado 2015.

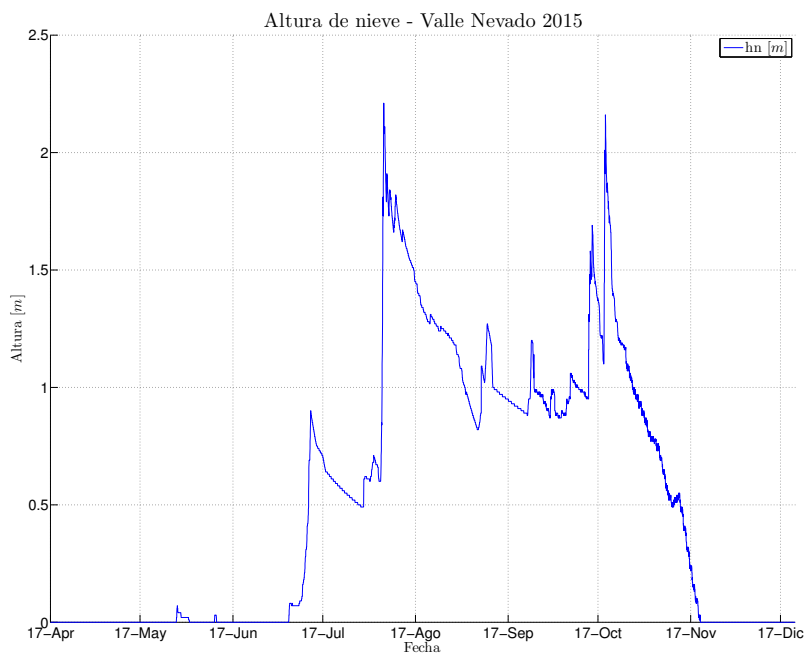


Figura B.27: Altura de nieve observada - Valle Nevado 2015.

B.3 Valle Hermoso

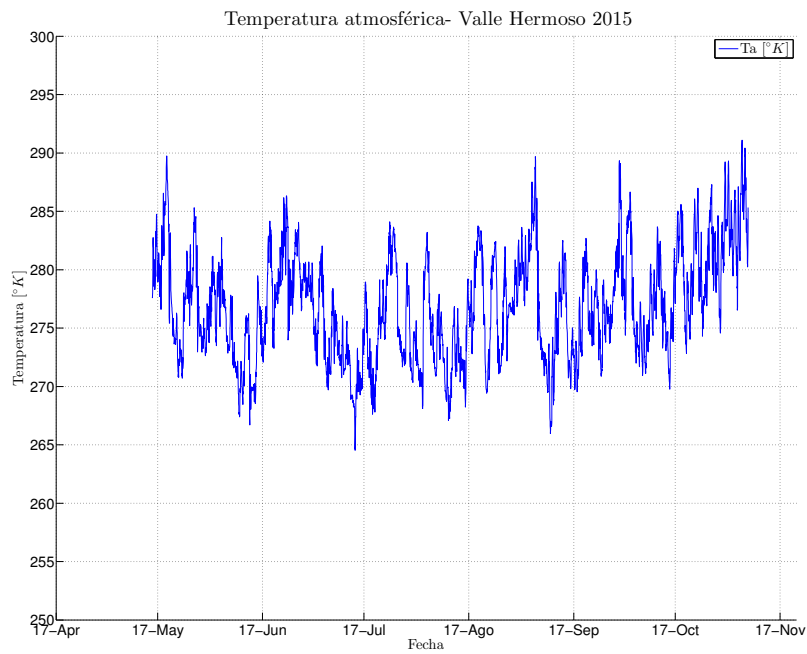


Figura B.28: Temperatura atmosférica - Valle Hermoso 2015.

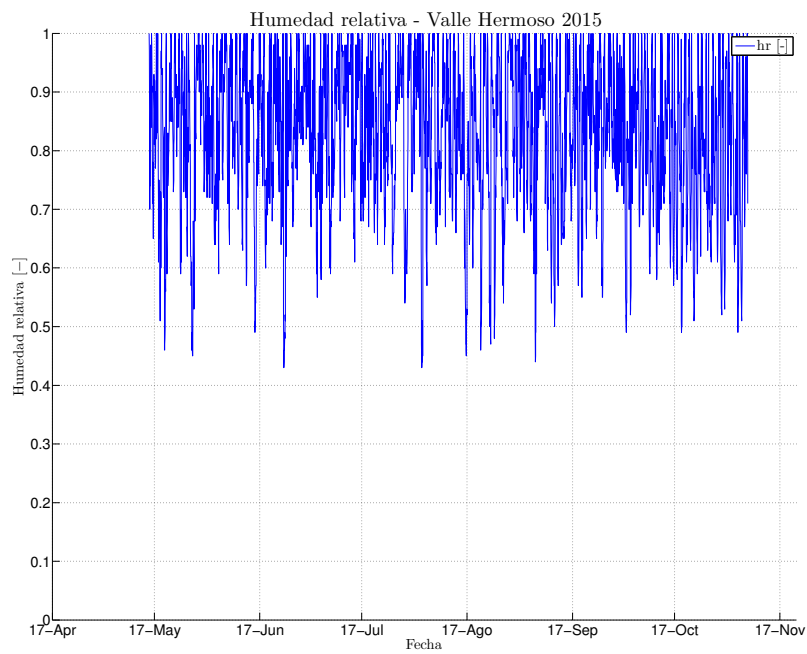


Figura B.29: Humedad relativa - Valle Hermoso 2015.

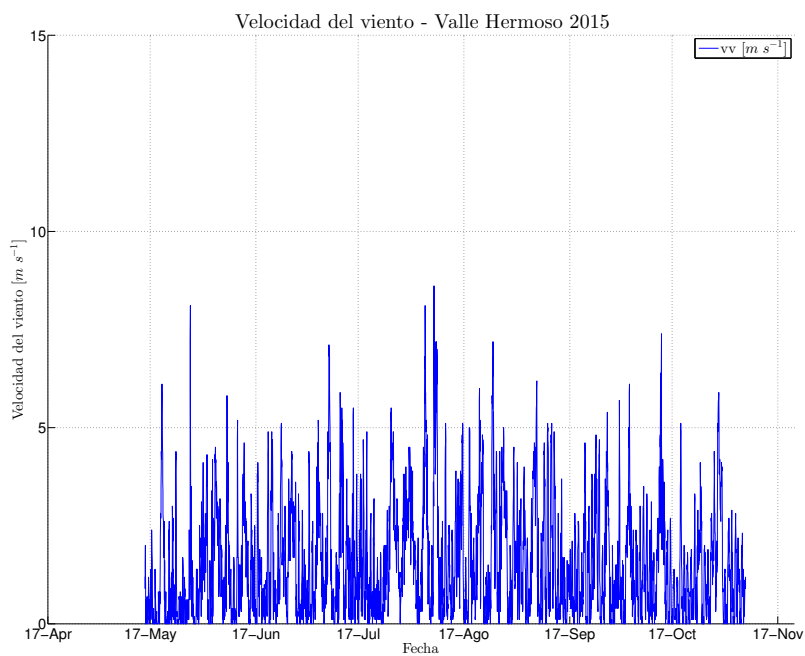


Figura B.30: Velocidad del viento - Valle Hermoso 2015.

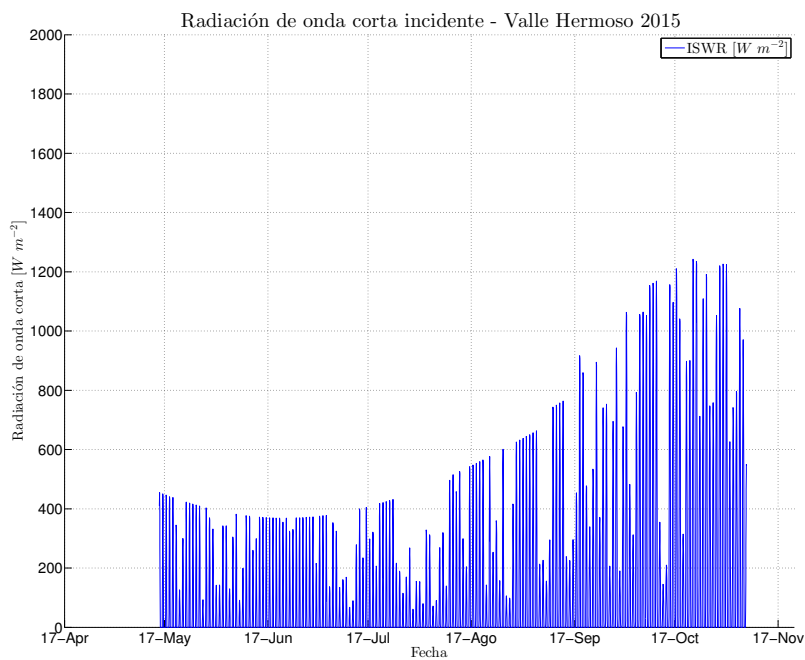


Figura B.31: Radiación de onda corta incidente - Valle Hermoso 2015.

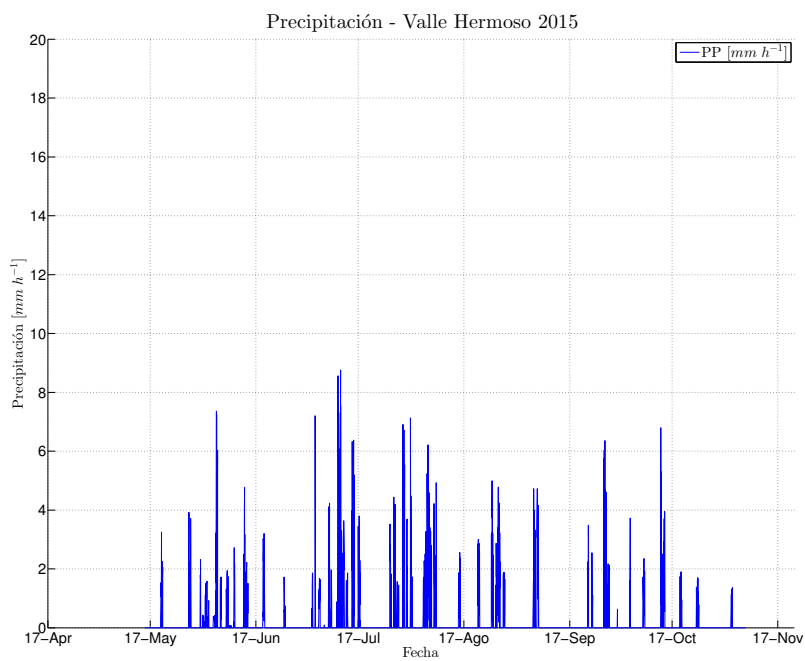


Figura B.32: Intensidad de precipitación - Valle Hermoso 2015.



Figura B.33: Altura de nieve observada - Valle Hermoso 2015.

Anexo C

Flujos Energéticos

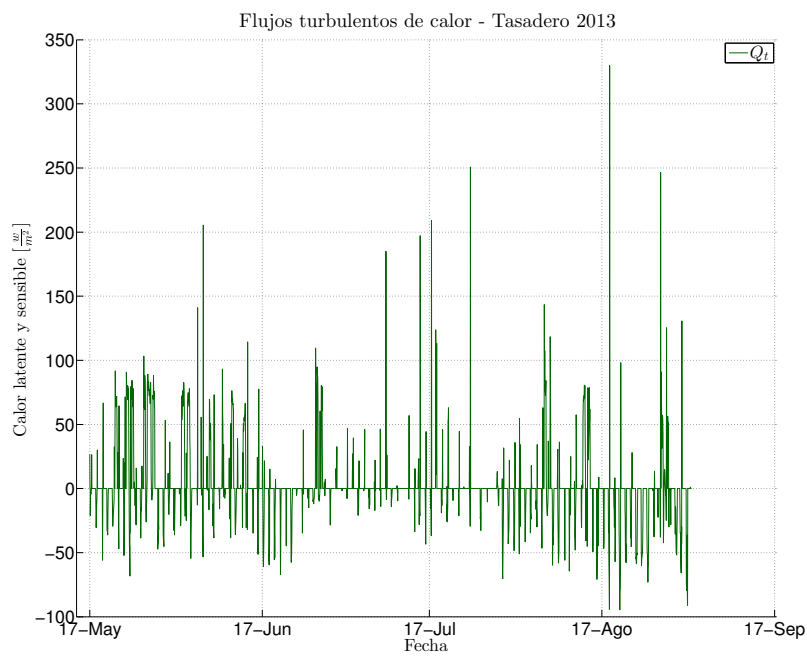


Figura C.1: Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2013.

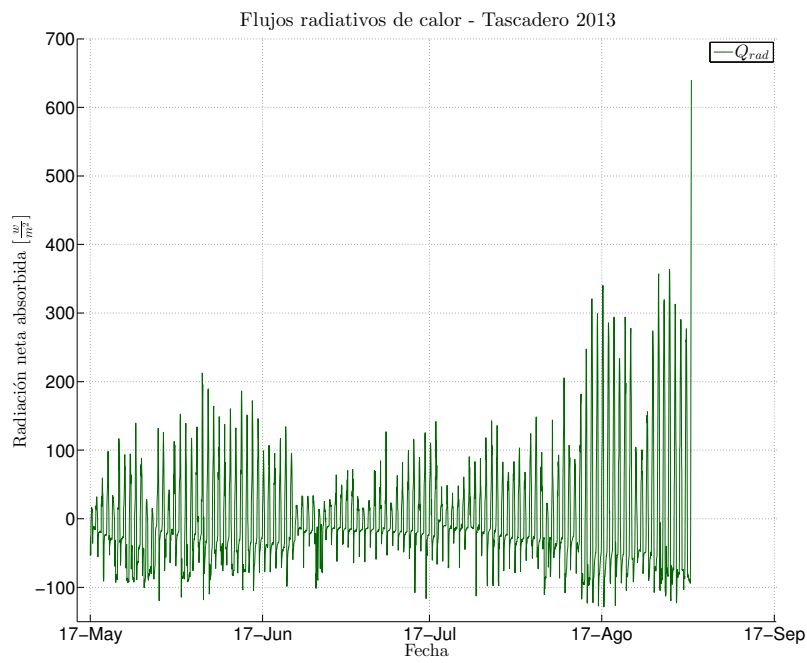


Figura C.2: Flujos radiativos - Tascadero 2013.

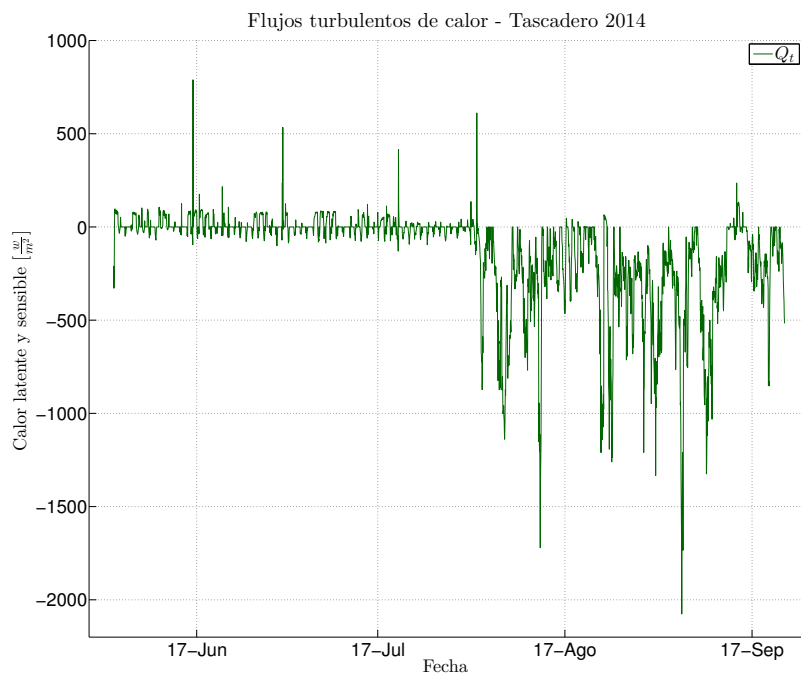


Figura C.3: Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2014.

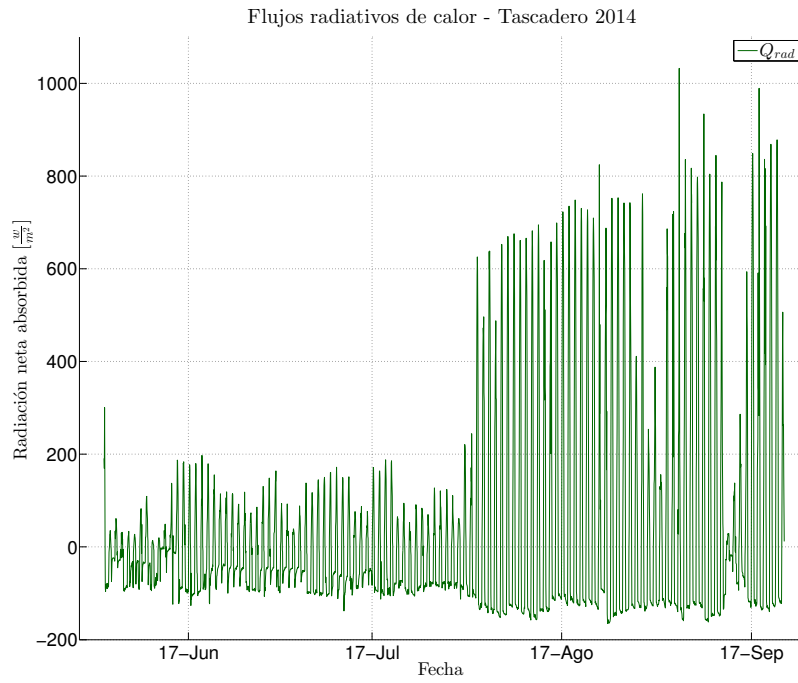


Figura C.4: Flujos radiativos - Tascadero 2014.

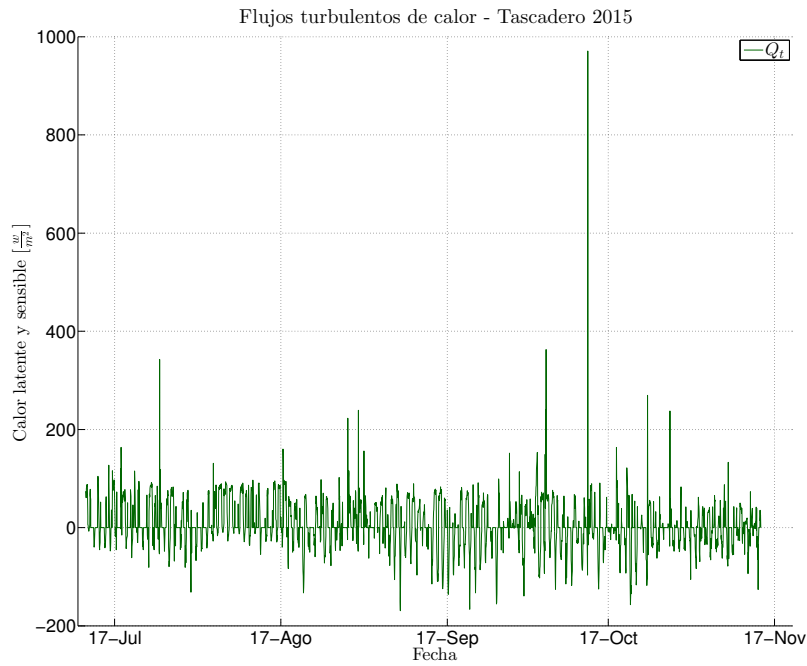


Figura C.5: Flujos turbulentos de calor - Tascadero 2015.

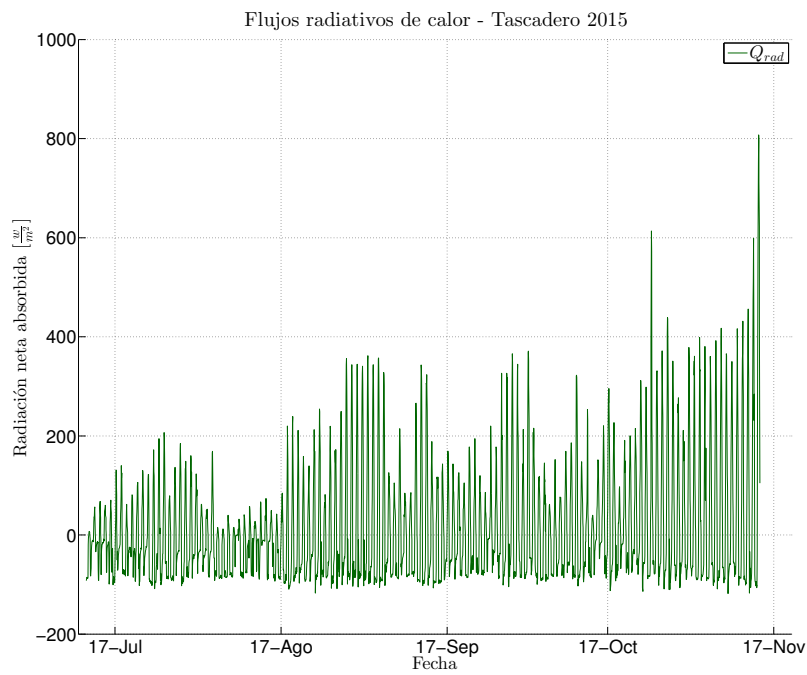


Figura C.6: Flujos radiativos - Tascadero 2015.

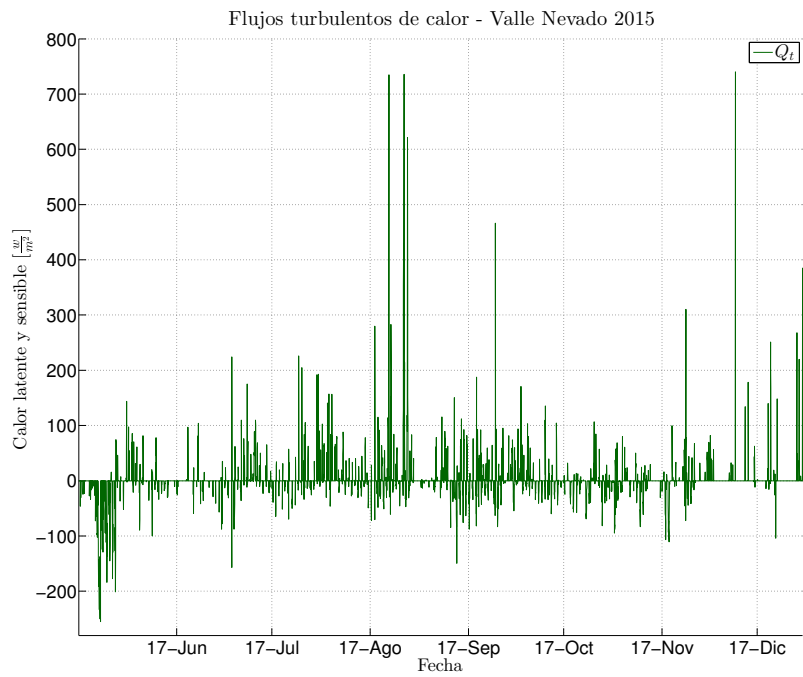


Figura C.7: Flujos turbulentos de calor - Valle Nevado 2015.

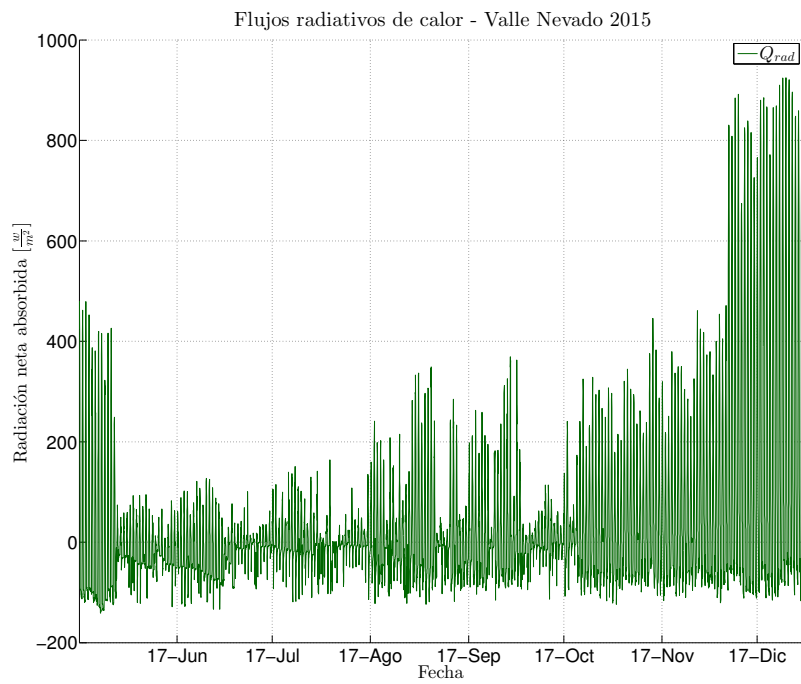


Figura C.8: Flujos radiativos - Valle Nevado 2015.

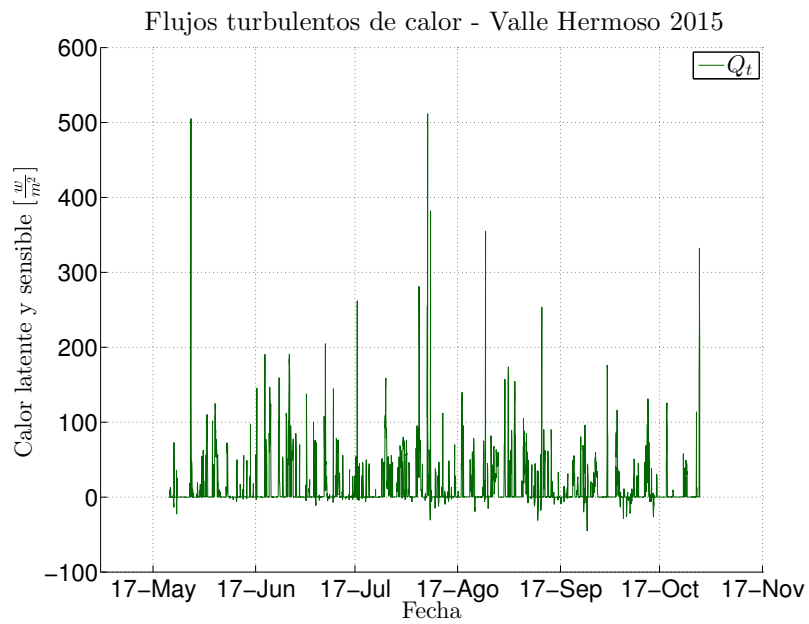


Figura C.9: Flujos turbulentos de calor - Valle Hermoso 2015.

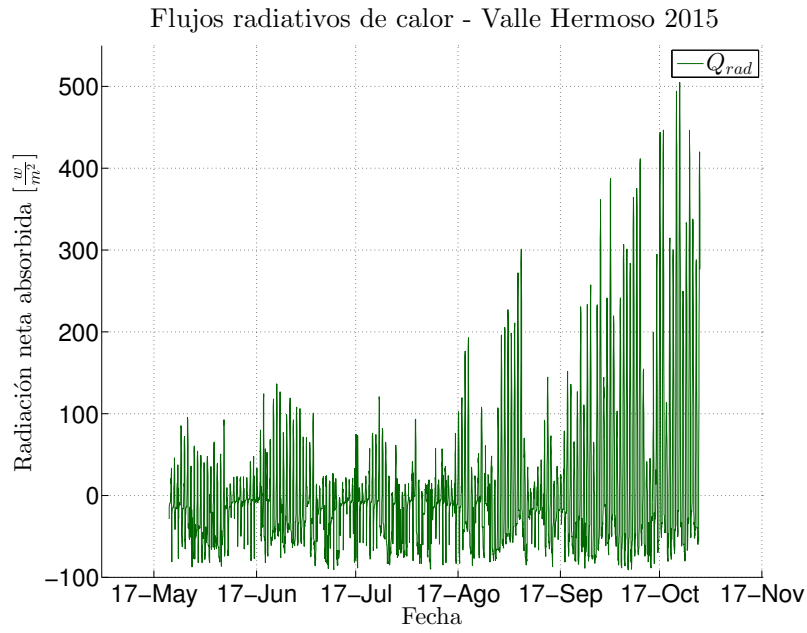


Figura C.10: Flujos radiativos - Valle Hermoso 2015.

Tabla C.1: Aporte porcentual de los flujos en el balance energético para los sitios de estudio.

Sitio/Año	Qt	Qrad
Tascadero 2013	23.1%	76.9%
Tascadero 2014	50.6%	49.4%
Tascadero 2015	33.9%	66.1%
Valle Nevado 2015	20.1%	79.9%
Valle Hermoso 2015	16.7%	83.4%

Anexo D

Análisis de sensibilidad

Se realizó un análisis de sensibilidad sobre los parámetros “*threshold rain*”, el modelo de albedo escogido y “*enforce snow height*”, del set de parámetros escogidos en las simulaciones realizadas (Tabla 4.1). Los otros parámetros no fueron modificados debido a que el paso temporal no puede ser cambiado, dado que sólo se cuenta con información horaria para cada simulación y que los modelos de estabilidad atmosférica distintos al de Richardson se no son posibles de aplicar en esta versión de SNOWPACK. Estos cambios se realizaron uno a la vez, manteniendo el resto con sus configuraciones originales, y posteriormente se registró la variación producida en el valor de SWE máximo y en la duración de la temporada nival. En la Tabla D.1 se muestran las modificaciones realizadas, las cuales fueron el aumentar en un grado el valor de “*threshold rain*” (*TR*), cambiar el modelo de albedo de “*LEHNING_0*” a “*LEHNING_2*” y cambiar el valor de “*enforce measured snow height*” (*ESH*) a “*TRUE*” o “*FALSE*”, dependiendo del caso. En la Tabla D.2 se encuentran los resultados para Tascadero en los tres años de simulación, en la Tabla D.3 los resultados para Valle Nevado en 2015, y finalmente en la Tabla D.4 se presentan los resultados para Valle Hermoso en 2015.

Tabla D.1: Cambios realizados en el análisis de sensibilidad.

Parámetro	Tascadero	Valle Nevado	Valle Hermoso
<i>Enforce snow height</i>	Sí	No	No
Albedo	<i>Lehning 2</i>	<i>Lehning 2</i>	<i>Lehning 2</i>
<i>Threshold rain</i>	2.2	2.2	2.0

Tabla D.2: Análisis de sensibilidad - Tascadero

Año	Variable	Original	Cambio TR	Cambio Albedo	Cambio ESH
2013	SWEmáx [cm]	8.37	8.07	7.29	-
	duración [d]	108.13	102.25	103.25	-
2014	SWEmáx [cm]	5.81	5.71	5.74	-
	Duración [d]	65.08	50.13	50.14	-
2015	SWEmáx [cm]	34.08	32.59	34.01	-
	Duración [d]	125.83	112.70	124.30	-

Tabla D.3: Análisis de sensibilidad - Valle Nevado

Variable	Original	Cambio TR	Cambio Albedo	Cambio ESH
SWEmáx [cm]	51.87	51.90	52.68	-
duración [d]	175.41	184.25	192.38	-

Tabla D.4: Análisis de sensibilidad - Valle Hermoso

Variable	Original	Cambio TR	Cambio Albedo	Cambio ESH
SWEmáx [cm]	58.26	58.14	57.99	47.33
duración [d]	160.79	161.50	161.75	151.79

Es posible observar para Tascadero en el año 2013, que las variaciones en la duración de la temporada nival no son tan significativas como en el 2013 y 2014, y en general las variaciones del SWE máximo son pequeñas en porcentajes, dado que se encuentran alrededor del 3%, excepto en Tascadero 2013 al cambiar el albedo, donde se dispara a un 12 %. En valle nevado, el cambio en el albedo hace variar los resultados de manera mas significativa que el cambio en TR , dado que el cambio en el SWE máximo es de un 1.5 % y en la duración es de un 9.8 %, contrastados con el 0.05 % y el 5% de cambio en el SWE máximo y la duración, respectivamente, con el cambio en TR .

Cuando se varió el valor de ESH en Tascadero y Valle Nevado, el modelo falló, por lo que no fue posible apreciar el impacto que tiene dicha variable en ambas estaciones. En cambio, en Valle Hermoso fue posible observar una notoria diferencia entre los valores originales de SWE máximo y la duración de la temporada nival, mucho más significativa que la diferencia obtenida al variar el resto de parámetros. Como se explica en el anexo A, cuando este parámetro es considerado ($TRUE$), los incrementos en altura de nieve son utilizados para calcular una precipitación equivalente (asegurándose de que existan las condiciones para que ocurra la precipitación), por lo que al cambiarlo, se está indicando al modelo que no utilice como guía la altura de nieve observada, si no que utilice los valores de precipitación entregados. Para que la utilización de este parámetro no signifique adicionar error a las

modelaciones, hay que estar seguro de que las mediciones de altura de nieve son más confiables que las mediciones de precipitación.

Anexo E

Albedo observado

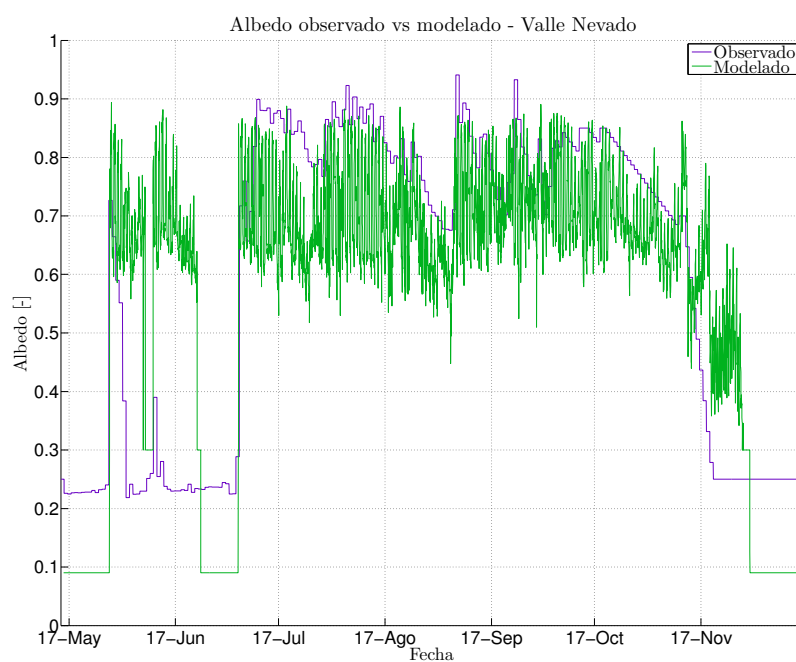


Figura E.1: Albedo observado y modelado - Valle Nevado.

Anexo F

Tipo de granos

Tipo de grano	Tamaño típico en mm	Símbolo	Código	Características
Graupel	1 - 5		0	Forma especial de precipitación; pequeñas bolas esféricas
Precipitation particles	1 - 4		1	Visible durante o inmediatamente después de la nevada, existe solamente en las capas más superficiales, estructura granular claramente reconocible, suave
Decomposing and fragmented precipitation particles	1 - 2		2	Primera forma de crecimiento de equilibrio de la nieve, visible inmediatamente después de la nevada, existe solamente en las capas más superficiales, pequeñas ramificaciones visibles, suave
Rounded grains	0.2 - 0.5		3	Forma de crecimiento de equilibrio de la nieve, granos muy pequeños sin ángulos (caras planas), mayoritariamente unidos y un poco más duros
Faceted crystals	0.5 - 3		4	Forma facetada de la nieve, granos pequeños hasta medianamente grandes, con bordes y esquinas, mientras más grandes los granos, más débiles las uniones
Faceted crystals with rounding facets and comers	1 - 3		9	Nieve facetada sufriendo descomposición secundaria: cristales facetados, pero sin esquinas afiladas, usualmente con uniones más fuertes que los cristales facetados regulares
Depth hoar or cup-shaped crystals	2 - 5		5	Nieve severamente facetada, ocurre particularmente en las capas cercanas a la interfaz suelo-nieve (aunque cerca de las superficie en algunas circunstancias); cristales grandes con forma de taza, pobremente unidos
Surface hoar	1 - 10		6	Se forma en la superficie, puede ser enterrada en nieve y permanecer visible por semanas; cristales largos con forma de abanico
Melt forms	0.5 - 3		7	Se forma en una temperatura nival de 0°C y en la presencia de agua líquida; granos esféricos, transparentes y vidriosos
Melt-freeze crust	0.5 - 3		7-7 crust	Formas en derretimiento que se han recongelado y formado una corteza dura.
Ice formations			8	Corteza de hielo fina, compacta, dura, transparente y vidriosa, raramente gruesa. Usualmente formada por el congelamiento de lluvia o de agua derretida
Encoding of several grain shapes			4 - 3	Si dos tipos diferentes de granos existen en la misma capa, el tipo con la porción menor es ubicado entre paréntesis

Figura F.1: Simbología utilizada para diferenciar los tipos de grano. Fuente: Instituto SLF