



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

**INVESTIGACIÓN DE NIEVES Y ESCORRENTÍA DE
DESHIELO EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO
ACONCAGUA. APLICACIÓN DE MODELOS DE
SIMULACIÓN NIVAL Y DE PRONÓSTICO DE
VOLÚMENES DE DESHIELO**

REALIZADO POR:

**UNIVERSIDAD DE CHILE, DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA
CIVIL, DIVISIÓN RECURSOS HÍDRICOS Y MEDIO AMBIENTE**

S.I.T. N°165

SANTIAGO, DICIEMBRE DEL 2008

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas, Transportes y Telecomunicaciones
Ingeniero Civil Sr. Sergio Bitar

Director General de Aguas
Abogado Sr. Rodrigo Weisner L.

Jefe Departamento de Estudios y Planificación
Ingeniero Civil Sr. Pedro Rivera I.

Inspector Fiscal
Ingeniero Civil Sr. Fernando Escobar .

UNIVERSIDAD DE CHILE.

Jefe de Proyecto
Ingeniero Civil Mauricio Cartes V.

Profesionales

Ingeniero Civil Ximena Vargas M.
Ingeniero Civil James McPhee T.
Philosophy Doctor Noah Molotch.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	PÁG.
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	2
1.1. GENERALIDADES.....	2
1.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO.....	3
2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO	5
2.1. UBICACIÓN.....	5
2.2. CLIMA	5
2.2.1. Clima Templado Mediterráneo.....	6
2.2.2. Clima Frío de Altura.....	6
2.3. GLACIARES	6
2.4. RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIALES	7
2.5. ESTACIONES HIDRO-METEOROLÓGICAS.....	7
2.6. CAMPAÑAS DE TERRENO, AÑO 2008	11
2.6.1. 1 ^{era} campaña: 17 de abril	11
2.6.2. 2 ^{da} campaña: 9 de octubre.....	11
2.6.3. 3 ^{ra} campaña: 20 de noviembre.....	12
3. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES.....	13
3.1. INFORMACIÓN DISPONIBLE	13
3.2. REGISTROS FLUVIOMÉTRICOS	14
3.3. REGISTROS METEOROLÓGICOS	15
3.4. REGISTROS DE RUTA DE NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA.....	16
3.5. INFORMACIÓN REMOTA.....	17
3.6. ANÁLISIS DE REGISTROS METEOROLÓGICOS.....	19
3.6.1. Registros diarios y gradiente de temperatura	19
3.6.2. Registros diarios y gradiente de precipitación.....	22
3.6.3. Polígonos de Thiessen para la determinación de la precipitación media	24
3.6.4. Registros horarios de variables meteorológicas	25
3.7. ANALISIS DE REGISTROS FLUVIOMÉTRICOS.....	27
3.7.1. Curvas de Variación Estacional.....	29
3.8. ANALISIS DE REGISTROS DE RUTA DE NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA	31
3.9. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN REMOTA.....	32
3.10. COMPARACIÓN DE LOS REGISTROS DISPONIBLES.....	32

3.10.1. Escorrentía v/s Equivalente en agua (registros diarios).....	32
3.10.2. Escorrentía v/s Precipitación media (registros diarios).....	33
3.10.3. Escorrentía v/s Temperatura (registros diarios).....	34
3.10.4. Escorrentía v/s Acumulaciones máximas de equivalente en agua (registros mensuales)	35
En la Figura 3.13 se comparan los valores máximos anuales de equivalente en agua en la estación Portillo con los registros fluviométricos mensuales de la estación Aconcagua en Chacabuquito.	35
3.10.5. Escorrentía v/s % Área Cubierta de Nieve (registros diarios).....	35
4. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS MODELOS A UTILIZAR.....	36
4.1. GENERALIDADES.....	36
4.1.1. Modelación del manto de nieve y la escorrentía de deshielo	38
4.2. MODELO FTXZ.....	38
4.3. MODELO SNOW-17.....	40
4.4. MODELO MSND	41
4.5. EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS RESULTADOS DEL MODELO	44
5. MODELACIÓN	45
5.1. GENERALIDADES.....	45
5.1.1. PLANTEAMIENTO.....	45
5.1.2. FTXZ	46
5.1.3. SNOW-17	48
5.1.4. MSND.....	50
5.2. CALIBRACIÓN.....	53
5.2.1. FTXZ	53
5.2.2. SNOW-17	57
5.2.3. MSND.....	62
5.3. VALIDACIÓN.....	62
5.3.1. FTXZ	62
5.3.2. SNOW-17	76
5.3.3. MSND.....	77
5.4. PRONÓSTICO PERÍODO 2007-2008	80
5.4.1. Escorrentía anual Juncal en Juncal	81
5.4.2. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabuquito	82
5.5. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	83
5.5.1. FTXZ	83
5.5.2. SNOW-17	84
5.5.3. MSND.....	84

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	86
6.1. CONCLUSIONES GENERALES	86
6.2. RECOMENDACIONES	87
6.2.1. Modelos empleados	87
6.2.2. Información utilizada.....	88
6.2.3. Mejoras en el pronóstico.....	88
6.2.4. Estaciones hidrométricas	89
6.2.5. Estaciones meteorológicas.....	89
6.2.6. Estaciones de rutas de nieve	89
7. REFERENCIAS.....	91
8. ANEXO A: CAMPAÑAS DE TERRENO.....	94
8.1. CAMPAÑA 17 DE ABRIL, 2008.....	95
8.1.1. Objetivos.....	95
8.1.2. Integrantes	95
8.1.3. Resultados.....	95
8.2. CAMPAÑA 9 DE OCTUBRE, 2008	97
8.2.1. Objetivos.....	97
8.2.2. Integrantes	97
8.2.3. Resultados.....	97
8.3. CAMPAÑA 20 DE NOVIEMBRE, 2008.....	102
8.3.1. Objetivos.....	102
8.3.2. Integrantes	103
8.3.3. Resultados.....	103
9. ANEXO B: FOTOGRAFÍAS CAMPAÑAS DE TERRENO	105
9.1. CAMPAÑA 17 DE ABRIL, 2008.....	106
9.2. CAMPAÑA 9 DE OCTUBRE, 2008.....	109
9.3. CAMPAÑA 20 DE NOVIEMBRE, 2008.....	112
10. ANEXO C: RED DE MONITOREO DISEÑO Y RECOMENDACIONES	115
10.1. OBJETIVOS	116
10.2. FACTORES RELEVANTES EN EL MONITOREO EN CUENCAS NIVALES	116
10.2.1. Generalidades	116
10.2.2. Importancia del monitoreo en cuencas nivales.....	116
10.2.3. Variables a monitorear.....	117
10.3. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA PILOTO.....	121
10.3.1. Ubicación y accesos.....	121

10.4.	DISEÑO DE LA RED DE MONITOREO	123
10.5.	RECOMENDACIONES.....	125
10.6.	REFERENCIAS.....	126
11.	ANEXO D: CONSIDERACIONES PARA MEDICIONES EN EL MANTO DE NIEVE	127
11.1.	ALTURA	128
11.2.	DENSIDAD	128
11.2.1.	Tubo de muestreo (MT. ROSE).....	129
11.2.2.	Cuña (PERLA).....	131
11.3.	EQUIVALENTE EN AGUA (SWE).....	132
11.4.	TEMPERATURA	132
11.5.	ESTRATIGRAFIA	132
11.6.	BIBLIOGRAFÍA	133
12.	ANEXO E: ANTECEDENTES MODELOS EMPLEADOS	134
12.1.	INGRESO DE DATOS EN EL MODELO FTXZ	135
12.2.	ECUACIONES DEL MODELO SNOW-17	136
12.2.1.	Transferencias de calor en días con precipitación	136
12.2.2.	Condensación y Transferencias de calor sensible	137
12.2.3.	Transferencias de calor en días sin precipitación	138
12.3.	ECUACIONES DEL MODELO MSND.....	139
12.3.1.	Temperatura.....	139
12.3.2.	Precipitación	140
12.3.3.	Calor por Radiación de Onda Corta	140
12.3.4.	Calor por Radiación Atmosférica.....	140
12.3.5.	Transferencias Turbulentas.....	141
12.3.6.	Metamorfosis del manto	141
12.3.7.	Calor transferido por radiación de Onda Corta	142
12.3.8.	Calor transferido por radiación de Onda Larga.....	143
12.3.9.	Calor transferido por convección (Calor Sensible)	144
12.3.10.	Calor transferido por condensación (Calor Latente).....	144
12.3.11.	Transferencia de calor entre elementos vecinos.....	145
12.3.12.	Cálculo de Precipitación sólida.....	146
12.3.13.	Simulación del manto cuando no neva.....	147

AGRADECIMIENTOS

El trabajo que a continuación se expone, puede ser considerado como la continuación de mi trabajo de tesis en la investigación de la hidrología de nieves, y su aplicación en Chile. En un inicio, la tarea fue esbozada brevemente por dos personas a quien deseo manifestar mis agradecimientos por el enorme apoyo brindado durante el desarrollo del presente trabajo, ellas son: mi profesora Ximena Vargas y el Ingeniero Civil Fernando Escobar. Creo que los consejos de ambos basados en sus bastos conocimientos dieron paso a la generación del esquema general unido a elementos particulares dignos de incluir.

Un tercer integrante en este trabajo es el profesor James McPhee quién fue clave en situaciones específicas. Gracias a su planteamiento de ideas con un razonamiento claro y preciso fue posible incluir a otros actores de elite para la elaboración de las diferentes etapas de la investigación.

Deseo manifestar también mis agradecimientos al investigador Noah Molotch, quien nos permitió conocer los avances en esta materia en el país del norte, con sus diferentes alcances. Deseo agradecer especialmente su amabilidad por compartir sus conocimientos.

A quien no puedo dejar de lado en este trabajo es al Ingeniero Civil, mi amigo Cristóbal Cox, de quien siempre he sentido gran admiración. Muchas gracias a sus correcciones en el trabajo y apoyo brindado.

En general deseo dar las gracias a cada una de las personas de la DGA que aportó su propio grano de arena en este trabajo, en especial al Sr. Ismael Pastén, al Sr. Luis Reyes, al nivomensor Antonio Vergara.

Finalmente, deseo agradecer a las diferentes personas involucradas en cada aspecto singular de este trabajo como al equipo administrativo del Dpto. de Ingeniería Civil y a mis amigos de la División que brindaron su confianza y compañía en la elaboración del presente trabajo.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. GENERALIDADES

En la actualidad los recursos hídricos son cada día más escasos para las diferentes actividades económicas a lo largo de Chile. Una de las principales fuentes de agua la constituyen aquellas provenientes del derretimiento de nieves acumuladas estacionalmente en la Cordillera de Los Andes. Conocer la magnitud de la nieve acumulada, su distribución espacial y temporal es de suma importancia para determinar la disponibilidad de agua en la temporada de deshielo para riego, hidroelectricidad, abastecimiento de agua potable y otras actividades productivas.

Para la estimación de los recursos hídricos disponibles en la alta cordillera es imprescindible la utilización de modelos específicos de escorrentía de deshielo que requieren información continua en el tiempo. Actualmente, el pronóstico de la escorrentía de deshielo en diferentes cuencas a lo largo del país es realizado por la Dirección General de Aguas (DGA). Para esta labor se utilizan modelos de simulación discretos que emplean la precipitación invernal y/o equivalente en agua del manto registrado en las escasas rutas de nieves como variables de entrada para luego, mediante regresiones estadísticas, pronosticar el caudal y el volumen de deshielo a nivel mensual y anual.

Según la WMO (*World Meteorological Organization*), el equivalente en agua es la variable más importante en los modelos de escorrentía de deshielo ya que por medio de ésta es posible determinar los volúmenes de agua disponibles en el manto nival (WMO, 1986; WMO, 1992). A nivel mundial, el índice grado día y el balance energético han sido las metodologías de mayor aplicación en la modelación del manto y la escorrentía de deshielo durante los últimos 40 años.

Para conocer la distribución del manto nival se han planteado modelos que utilizan directamente información de sensores remotos montados en satélites artificiales (Farías 1983) obteniendo una buena representación de la cobertura nival mediante el análisis de imágenes satelitales. Cadle & Bales (1997) estimaron el área cubierta de nieve para la cuenca del monte Echaurren mediante el análisis de imágenes LANDSAT. Durante la última década, Brown (2004) ha desarrollado un modelo para la estimación de caudales de deshielo en la cuenca alta del Maule, combinando la experiencia del modelador con información de rutas de nieves, imágenes satelitales, condiciones meteorológicas medias y específicas del sistema Maule.

Actualmente, en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile se han desarrollado diferentes modelos que buscan conocer la variación del manto de nieve en forma continua, de manera de estimar su equivalente en agua y así determinar los recursos hídricos utilizables durante el período de deshielo. Los modelos a utilizar son: FTXZ (1991), SNOW 17 (1973) y MSND (2004). Éstos requieren información específica acerca de variables meteorológicas puntuales y distribuidas, información remota e información hidrométrica.

Los alcances de la modelación son (i) validar y evaluar la habilidad de los modelos propuestos para representar los fenómenos de escorrentía; (ii) comprender de mejor forma el comportamiento de la cuenca; (iii) evaluar si la información disponible es suficiente para efectuar pronósticos en tiempo real; y (iv) proponer la instalación de nuevas estaciones pluviométricas y meteorológicas para complementar la red existente.

1.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

El objetivo principal del presente estudio es evaluar la oferta de agua disponible en la zona alta de la cuenca del río Aconcagua durante cualquier período del año, mediante una investigación que involucra el uso de tres modelos de pronóstico. Los modelos a evaluar son:

- FTXZ (Márquez, 1991), Modelo de Función de Transferencia;
- SNOW-17 (Anderson, 1973), Modelo de Índice de Temperatura;
- MSND (Valck, 2004), Modelo de Simulación Nival Distribuido.

El modelo FTXZ busca describir la “respuesta dinámica” de una variable de entrada (X) al sistema, sobre la variable de salida (Y) del sistema. La llamada respuesta dinámica, se refiere al efecto retrasado que se observa en la variable de salida cuando cambia la variable de entrada. La relación dinámica entre las variables X e Y es llamada modelo de Función de Transferencia Determinístico.

El modelo SNOW-17 corresponde a uno de los modelos más exitosos en base a la ecuación grado día que se usa en la actualidad cuando la información meteorológica disponible es escasa. Es un modelo conceptual en el que todos los procesos físicos significativos que afectan al manto de nieve están matemáticamente representados. El proceso principal considerado es el intercambio de energía en la interfaz nieve-aire, distinguiéndose aquellos períodos con y sin precipitación.

El modelo MSND es un modelo distribuido que, en base a ecuaciones de balance de energía, permite conocer la evolución del manto de nieves de forma continua en el tiempo. Este modelo trabaja de forma acoplada a un modelo meteorológico que permite obtener registros del balance radiativo, temperatura, viento y precipitación.

Mediante la aplicación de cada modelo se busca entender la evolución del manto de nieve y cómo se ve afectada la escorrentía producida por el derretimiento de las nieves. En este sentido cobran importancia diferentes aspectos meteorológicos involucrados en el fenómeno que también serán incluidos en la modelación. Además, la aplicación de los modelos estará unida a tres campañas de terreno que tienen por objetivo reconocer el área de estudio desde dos perspectivas: de manera general, permitiendo reconocer aquellos factores relevantes en la modelación y que involucra la inspección de las diferentes estaciones hidro-meteorológicas existentes en la región de estudio; y de manera específica respecto del estado del manto en diferentes lugares de la región de estudio para una fecha puntual.

La inspección de las diferentes estaciones hidro-meteorológicas cobra vital importancia en la modelación debido a la incorporación de la información registrada en los modelos y en la evaluación misma del desempeño de cada modelo.

La comparación de las condiciones de estado del manto de nieve para una fecha en particular en diferentes puntos de la región de modelación permitirá entender las diferencias que puedan existir en los extremos de cuenca (norte, sur, este y oeste) y que puedan afectar la modelación concentrada y distribuida producto de las grandes cumbres y glaciares existentes. Mediante un sobrevuelo general de la región de estudio se accederá a los diferentes puntos de la región.

Como objetivos secundarios de este estudio se pueden mencionar:

- Descripción general de los modelos a utilizar, de manera de conocer su estructura teórica y los antecedentes necesarios para la modelación.
- Análisis de los antecedentes necesarios como variables de entrada a los modelos.
- Calibración y validación de los parámetros de cada modelo sobre diferentes variables, tales como cobertura de nieve, equivalente en agua y escorrentía.
- Análisis de los resultados de la modelación que permita evaluar la habilidad de los modelos propuestos y la comprensión del comportamiento de la cuenca.
- Evaluación de la información disponible y su suficiencia para efectuar pronósticos en tiempo real.
- Proponer la instalación de nuevas estaciones hidro-meteorológicas para complementar la red existente, que contribuya en la modelación futura.

De esta manera se busca simular en forma continua el comportamiento espacial del manto nival, evaluar el derretimiento y obtener un registro de la metamorfosis del manto. La incorporación de las estaciones propuestas permitirá disminuir la incertidumbre asociada a los pronósticos de deshielo de la cuenca en estudio.

A partir de los resultados obtenidos de la modelación, se entregará un diagnóstico acerca de la manera de implementar una plataforma de pronóstico en tiempo real que permita la actualización automática de algunas variables de interés, como son el volumen almacenado a la fecha y el caudal pronosticado.

2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1. UBICACIÓN

La cuenca del río Aconcagua está ubicada en la zona central de Chile entre los paralelos 32° y 33° de latitud sur, en la V región de Valparaíso. El área en estudio queda delimitada por el punto de salida de la cuenca definido por la estación fluviométrica “Aconcagua en Chacabuquito”. Dicha estación se encuentra ubicada unos 8 km aguas arriba de la ciudad de Los Andes, a 1.030 m.s.n.m., con un área de 2.110 km². En la Figura 2.1 se aprecia el área de estudio.

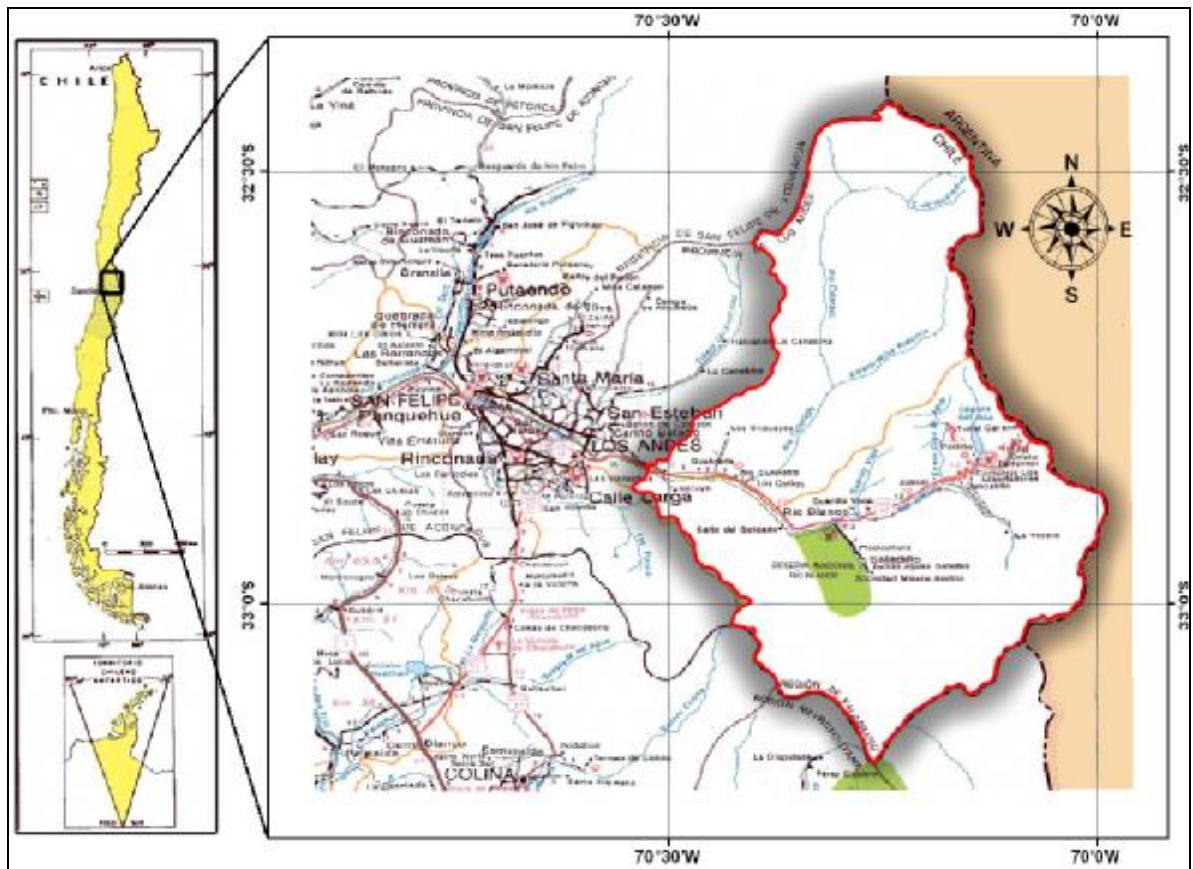


Figura 2.1. Área de estudio.

En rojo la cuenca delimitada por la estación fluviométrica “Aconcagua en Chacabuquito”.

2.2. CLIMA

En la zona central de Chile existe un ciclo anual definido, caracterizado por un período invernal húmedo y un período estival seco y de larga duración. Este régimen se conoce como régimen de clima templado mediterráneo y abarca desde los 30° S hasta los 40° S,

aproximadamente. Además, en la zona cordillerana se puede diferenciar el clima de frío en altura.

El área para la existencia de acumulación de nieve es relativamente amplia, con una altitud aproximada de 3.500 m.s.n.m para la isoterma 0 °C (Carrasco, et al., 2008), siendo el régimen del río Aconcagua de crecidas en invierno por las precipitaciones y en primavera por los deshielos. El viento predominante posee dirección SW.

2.2.1. Clima Templado Mediterráneo

El Clima Templado Mediterráneo con estación seca prolongada se desarrolla prácticamente en toda la cuenca del río Aconcagua. Su característica principal es la presencia de una estación seca prolongada y un invierno bien marcado con temperaturas extremas que llegan a cero grados.

Los Andes registra una temperatura media anual de 15,2° C pero los contrastes térmicos son fuertes. En verano las máximas alcanzan valores superiores a 27° C durante el día.

Los montos de precipitación media anual registrados en el sector costero de la cuenca del Aconcagua alcanzan valores aproximados de 395 mm/año y temperaturas de 14,5° C. Por efectos del relieve, en el sector centro de la cuenca, se presentan áreas de mayor sequedad y montos menores de precipitación (261 mm/año). En sectores más elevados, las precipitaciones aumentan alcanzando valores medios anuales de 467 mm con temperaturas medias anuales de 14,1 °C (Estación Vilcuya).

2.2.2. Clima Frío de Altura

El Clima Frío de Altura se localiza en la Cordillera de los Andes por sobre los 3.000 metros de altitud. Las bajas temperaturas y las precipitaciones sólidas, caracterizan este tipo climático, permitiendo la acumulación de nieve y campos de hielo de tipo permanentes en cumbres y quebradas de la alta cordillera.

2.3. GLACIARES

A la fecha se han llevado a cabo 2 importantes trabajos en la región de estudio en torno a la caracterización de glaciares, los que fueron realizados por (i) Valdivia en el año 1984 y (ii) Bown en el año 2003. Estas investigaciones tienen la finalidad de determinar el área cubierta por estas masas de hielo, además de caracterizarlos por tamaño, volumen, y orientación, entre otros.

El inventario de glaciares realizado por Valdivia (1984) se basó en técnicas aerofotogramétricas y se utilizó cartografía regular en escala 1:10.000 con curvas de nivel cada 10 m. Este trabajo permitió distinguir un área total de 151,25 km², con un total de 267 glaciares reconocidos a la fecha. Además, en este inventario, que abarcó las hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca, se determinó que el 58,3 % de los glaciares mostraban una orientación SW-S-SE de su superficie.

El inventario de glaciares realizado por Bown (2003) se basó en técnicas aerofotogramétricas y uso de variada información remota georreferenciada. La cartografía utilizada se basó en imágenes Geotec, consiguiendo una escala nominal de 1:50.000. En dicho estudio se determinó un área de 121,2 km², con 159 glaciares reconocidos.

2.4. RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIALES

El río Aconcagua se forma de la reunión en la cordillera de los Andes, a 1.430 m de altitud, de los ríos Juncal y Blanco, que provienen del oriente y sureste, respectivamente.

El río Juncal se origina en la cordillera de igual nombre, que divide las aguas con la cuenca del Maipo, en una gran lengua de ventisquero llamado glaciar Juncal Norte. En su desarrollo de 35 km recibe por ambas riberas numerosos arroyos, la mayoría originados también en glaciares colgados. Entre esos tributarios está el río Juncalillo o Juncalito, al cual se le reúne el emisario de la laguna del Inca. Éste es un cuerpo de agua elevado a 3.100 m sobre el mar, de forma elíptico-elongada con un eje mayor de 4 km y un ancho medio de 600-700 m.

El río Blanco se genera al pie norte de los cerros La Copa y El Altar, en el cordón que la separa de la cuenca alta del río Mapocho; se dirige al noroeste con una gran pendiente y una longitud de 15 km. Su tributario más importante es el río Los Leones, que se genera en áreas de glaciares alrededor del cerro Alto de los Leones (5.400 m).

En el tramo río Blanco-Los Andes, el tributario más importante por la ribera norte es el río Colorado. Debe su nombre al limo y otros sedimentos rojizos que enturbian sus aguas en las crecidas. El río Colorado se origina al pie del paso del Rubio, de los esteros del Portillo Hondo y de Los Azules. En su recorrido de 58 km, drena una amplia porción del cordón limítrofe y recibe, por lo tanto, numerosos tributarios, entre los cuales se cuentan el estero de Las Piedras y la quebrada El Tordillo. Por la derecha recibe los esteros del Bolsillo, los Columpios del Diablo, Lagunillas y El Maitén. Otros afluentes menores hacen sus aportes al Aconcagua en este tramo. Los más importantes son el estero Riecillos, que con su afluente de Las Gualtatas desaguan las llamadas lagunas Corraladas, y el estero Vilcuya.

2.5. ESTACIONES HIDRO-METEOROLÓGICAS

La región posee un abundante número de estaciones, las que fueron visitadas y caracterizadas durante las campañas de terreno (Ver Anexo A). En la zona de estudio existen cinco estaciones fluviométricas de las cuales dos poseen registros en régimen natural, cuatro estaciones meteorológicas y una estación de ruta de nieve. En las Tablas 2.1, 2.2 y 2.3 se aprecian algunas características de las estaciones fluviométricas, meteorológicas, y de ruta de nieve.

Tabla 2.1. Características de las estaciones fluviométricas.

Código	Nombre	Fecha		Altura msnm	Coordenadas		Área [Km ²]
		Instal.	Supres.		Lat. S	Lon. W	
05410002-7	Aconcagua en Chacabuquito	1936	/	1.030	32° 50`	70° 34`	2.400
05406001-7	Colorado en Colorado	1964	/	1.062	32° 52`	70° 25`	743
05403002-9	Río Aconcagua en Blanco	1970	/	1.420	32° 54`	70° 19`	875
05402001-5	Río Blanco en Blanco	1914	/	1.420	32° 55`	70° 19`	382
05400001-4	Juncal en Juncal	1913	/	1.800	32° 53`	70° 09`	233

Fuente: Dirección General de Aguas.

Tabla 2.2. Características de las estaciones meteorológicas.

Código	Nombre	Parámetro	Fecha		Altura msnm	Coord. Geográficas	
			Instal.	Supres.		Lat. S	Lon. W
05410002-7	Aconcagua en Chacabuquito	Pluviografo	dic-1998	/	1.030	32° 52`	70° 34`
		Temperatura	1998	/			
05410006-K	Vilcuya	Pluviometro	1964	/	1.100	32° 52`	70° 28`
		Evaporimetro	1964	/			
		Anemometro	1964	/			
		Term. Max-Min	1964	/			
05403006-1	Riecillos	Pluviometro	1929	/	1.290	32° 56`	70° 21`
05415004-0	Jahuel (*)	Pluviometro	1989	/	1.020	32° 41`	70° 36`
05703008-9	Embalse el Yeso (*)	Term. Max-Min	1962	/	2.475	33° 40`	70° 05`

Fuente: Dirección General de Aguas.

Obs.: (*) Las estaciones se ubican fuera de la cuenca.

Tabla 2.3. Características de las estaciones de ruta de nieve.

Código	Nombre	Parámetro	Fecha		Altura msnm	Coord. Geográficas	
			Instal.	Supres.		Lat. S	Lon. W
05401007-9	Portillo	Ruta de Nieve	1951	/	3.000	32° 50`	70° 07`
		Equiv. en H ₂ O	1998	/			

Fuente: Dirección General de Aguas.

Para diferenciar cada una se utilizó la nomenclatura indicada en la Tabla 2.4. En la Figura 2.2 se muestra la ubicación de las estaciones.

Tabla 2.4. Listado de estaciones y nomenclatura asociada.

Nombre	Tipo	Nomenclatura
Aconcagua en Chacabucito	Fluviométrica	Q1
Colorado en Colorado	Fluviométrica	Q2
Río Aconcagua en Blanco	Fluviométrica	Q3
Río Blanco en Blanco	Fluviométrica	Q4
Juncal en Juncal	Fluviométrica	Q5
Aconcagua en Chacabucito	Meteorológica	M1
Vilcuya	Meteorológica	M2
Riecillos	Meteorológica	M3
Jahuel	Meteorológica	M4
Embalse el Yeso	Meteorológica	M5
Portillo	Ruta de Nieve	RN1

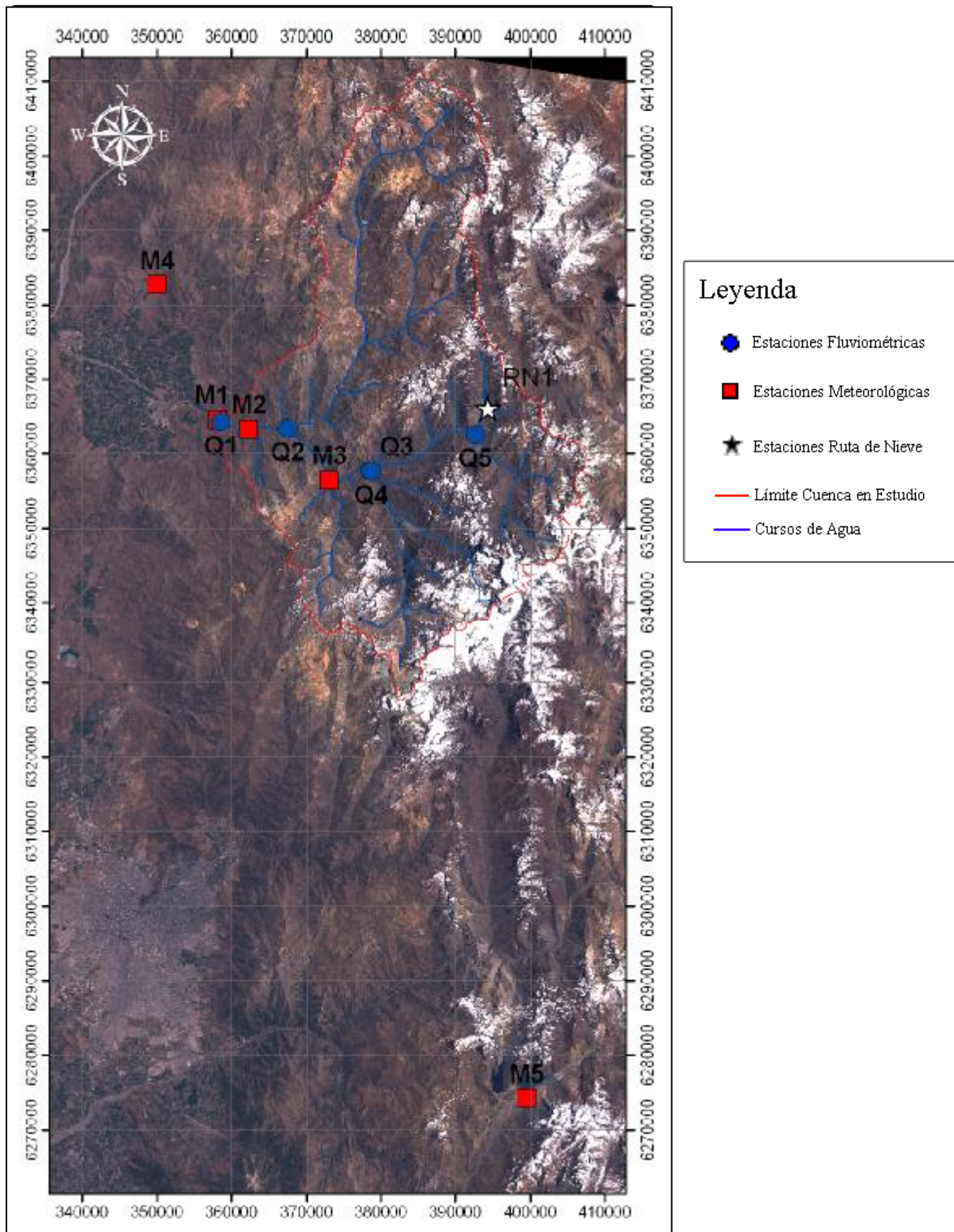


Figura 2.2. Estaciones hidro-meteorológicas en la zona de estudio.

2.6. CAMPAÑAS DE TERRENO, AÑO 2008

Para el presente estudio fueron definidas inicialmente dos campañas a terreno con el objetivo de medir la acumulación de nieve en diferentes sectores de la cuenca y visualizar su cobertura. De acuerdo al desarrollo de la investigación se requirió una tercera campaña. Cada campaña tuvo una duración de 1 día y fueron realizadas en las siguientes fechas:

- 1^{era} campaña: 17 de abril;
- 2^{da} campaña: 9 de octubre;
- 3^{ra} campaña: 20 de noviembre.

2.6.1. 1^{era} campaña: 17 de abril

La primera campaña tuvo como objetivo reconocer y evaluar el funcionamiento de las estaciones fluviométricas y meteorológicas existentes. El uso total del agua del río Aconcagua dejó al descubierto el alto grado de intervención de los cauces afluentes al río en varios sectores producto de la explotación hidroeléctrica en la región. La inspección de las estaciones hidrometeorológicas permitió conocer el estado actual de mediciones y reconocer algunas falencias sobre la ubicación, el cuidado y la mantención de ellas. El mayor problema visualizado fue que tres de las cinco estaciones fluviométricas miden sólo una porción del caudal total del río, o están sujetas a variaciones importantes en el régimen diario de éstas. En relación a las estaciones meteorológicas, su actual estado sugiere un mayor cuidado en su mantención.

2.6.2. 2^{da} campaña: 9 de octubre

La segunda campaña tuvo como objetivo tener una completa apreciación de la geomorfología y el estado actual de las fuentes de recursos hídricos existentes en la región, glaciares y el manto de nieve. Además, el objetivo secundario fue realizar mediciones de las condiciones del manto en diferentes puntos definidos previamente. Las mediciones del manto de nieve se concentraron sobre la región de ablación del glaciar Juncal Norte, donde se excavó una calicata. En este punto se midió: (i) la temperatura del manto, la que se mantuvo constante con un valor de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$; (ii) la densidad de la nieve in-situ, con un valor promedio igual a $0,44\text{ gr/cm}^3$, resultado que indicó la homogeneidad del manto muestreado sujeto a la edad de la nieve; y (iii) la estratigrafía del manto la que demostró homogeneidad en todo el perfil muestreado, con copos con forma redondeada en los diferentes estratos, con un tamaño promedio de 0,6 mm.

El muestreo en la región de ablación del glaciar Juncal Norte incluyó la medición de profundidad del manto de nieve en 8 puntos a lo largo de una recta, distanciados cada 25 m. La profundidad media fue de 243 cm con una tendencia a profundidades mayores en dirección del nacimiento glaciar. El valor medio de densidad fue de $0,44\text{ gr/cm}^3$ con una desviación estándar de $3,14 \cdot 10^{-2}\text{ gr/cm}^3$, dando como resultado un equivalente en agua del manto de 1,29 m.

En un segundo punto de muestreo, en el límite norte de la cuenca de estudio, sólo se midió la profundidad del manto. Las condiciones del manto en el segundo punto fueron muy opuestas al primer punto con una menor densidad en su capa superior y una profundidad promedio de 90 cm (72 y 104 cm) hasta el suelo. En este sector se observó la existencia de pequeños “penitentes” y zonas desprovistas de nieve.

En un tercer punto, la estación de ruta de nieves Portillo, se midió el espesor del manto en un punto, obteniendo como resultado 140 cm. Finalmente en un cuarto punto ubicado en la cercanías del hotel Portillo se excavó una segunda calicata con una profundidad de 180 cm. En este punto se realizaron mediciones de densidad y temperatura de carácter demostrativo. Las 3 mediciones de densidad del manto, realizadas en su capa superior, dieron como resultado un promedio de $0,48 \text{ gr/cm}^3$. Las condiciones de los cristales de nieve a diferentes profundidades en este punto fueron similares a las observadas en la región de ablación del glaciar Juncal Norte, demostrando condiciones similares del manto en cuanto a densidad y edad de la nieve en ambos puntos.

Como un resultado particular de esta campaña se debe destacar el aprendizaje adquirido durante las mediciones y la metodología empleada para la descripción cualitativa del manto de nieve.

En el Anexo D se entregan algunas consideraciones para la realización de mediciones al manto de nieve.

2.6.3. 3^{ra} campaña: 20 de noviembre

El objetivo de esta campaña fue elegir una subcuenca para los estudios posteriores en la que se implementará una red de monitoreo de nieves. Las campañas realizadas los días 17 de abril y 9 de octubre indicaron a la cuenca del río Juncal como aquella región con mejores condiciones para la selección de la subcuenca a ser monitoreada, debido a las condiciones de acceso y regímenes de escorrentía. Las subcuencas candidatas eran las cuencas de los esteros Mardones y, Navarro, con un área menor a 100 km^2 . La campaña a terreno proporcionó detalles suficientes de la región para definir a la cuenca del estero Navarro como la más apropiada para su monitoreo.

El detalle de las mediciones y observaciones realizadas durante las campañas a terreno se indican en el Anexo A del presente estudio. En el Anexo B se muestran fotografías de los diferentes lugares visitados en cada campaña de terreno. Finalmente, de acuerdo a lo planteado en las objetivos, en el Anexo C se describe el diseño de una red de monitoreo orientada al estudio de una cuenca piloto.

3. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES

3.1. INFORMACIÓN DISPONIBLE

Para el presente estudio se ha utilizado información variada proveniente de diferentes fuentes a nivel nacional como internacional, asociados a la evaluación de las nieves y los recursos hídricos en la cordillera mediante los modelos planteados. En la Tabla 3.1 se muestra un resumen de las variables utilizadas de manera directa en la modelación. Una característica importante de resaltar es el costo nulo que posee cada una de las fuentes consultadas, salvo la cartografía IGM.

Tabla 3.1. Fuentes de información utilizadas.

Descripción	Fuente Consultada
Geografía física y política	Cartografía del Instituto Geográfico Militar (IGM), escala 1:50.000 (www.igm.cl)
Elevación	U.S. Geological Survey Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) elevation dataset (http://seamless.usgs.gov)
Uso de Suelo	SINIA (www.sinia.cl)
Duración e Inicio Astronómico del día	U. S. Naval Observatory (http://aa.usno.navy.mil/data/docs/rs_oneyear.html)
Temperatura, Precipitación, Evaporación, Equivalente en Agua, Caudales	Dirección General de Aguas (DGA) (www.dga.cl)
Registros Meteorológicos Horarios	Pronóstico modelo de mesoescala MM5/DGF (http://www.dgf.uchile.cl/exten.html)
Cobertura de Nieve	Earth Observing System Data Gateway (http://nsidc.org/~imswww/pub/imswelcome/)

Otras fuentes consultadas en el presente estudio corresponden a los inventarios de glaciares realizados por Valdivia en el año 1984 y Bown en el año 2003, los que fueron descritos en el capítulo anterior.

En relación a la Tabla 3.1, cada una de las variables debiese ser validada por medio de la comparación con algún método paralelo que indique la veracidad de la información. Es así como por ejemplo los registros fluviométricos y de equivalente en agua son validados o recalibrados mediante mediciones in-situ, sin embargo, dada la condición espacial de estas variables se requieren mediciones puntuales y no distribuidas. Para el caso de la topografía, uso de suelo, registros meteorológicos horarios y cobertura de nieve se requiere de una

evaluación que debe incluir mediciones en diferentes puntos de una región lo que aumenta considerablemente la cantidad de registros necesarios para su validación. Una opción de validación para este tipo de variables es el uso como soporte de múltiples validaciones realizadas en diferentes lugares del planeta. En general, se acepta el uso a priori de las diferentes variables en su aplicación, quedando pendiente la tarea de la validación con mediciones in situ. La cartografía IGM utilizada se detalla en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Cartografía utilizada (1:50.000)

Carta	Latitud	Longitud	Código
Río de Los Leones	32°30'	70°00'	5-04-05-0039-00
Portillo	32°45'	69°58'	5-04-05-0046-00
Cordillera de Los Piuquenes	33°00'	70°00'	5-04-05-0053-00
Río Blanco	32°45'	70°15'	5-04-05-0045-00
Los Andes	32°45'	70°30'	5-04-05-0044-00

De acuerdo a su grado de implicancia sobre el fenómeno estudiado, se identifican cuatro fuentes como las más importantes las que serán descritas y analizadas detalladamente:

- registros fluviométricos,
- registros meteorológicos,
- ruta de nieve,
- información remota.

3.2. REGISTROS FLUVIOMÉTRICOS

Los registros fluviométricos disponibles en la región datan desde el año 1913. En la Tabla 3.3 se muestra el resumen de la información disponible a nivel mensual.

Tabla 3.3. Catastro anual de la información fluviométrica disponible.

Año	1913	1914	1915	1916	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944		
Estación Fluviométrica																																		
Aconcagua en Chacabuquito	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	c	c	c	c	c	c	c	c	b	
Colorado en Colorado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Río Aconcagua en Blanco	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Río Blanco en Blanco	0	c	c	c	c	1	6	a	c	c	b	c	c	c	c	c	c	a	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Juncal en Juncal	b	c	c	c	c	c	8	0	8	c	7	9	6	5	8	c	c	c	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Tabla 3.3. (Continuación)

Estación Fluviométrica \ Año	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
Aconcagua en Chacabuco	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Colorado en Colorado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	c	c	9	9	0	4	8	9	5	a	c	c
Río Aconcagua en Blanco	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	c	c	c	c	a	c
Río Blanco en Blanco	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	c	c	c	c	c	c
Juncal en Juncal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	c	c	b	c	c	9
Estación Fluviométrica \ Año	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Aconcagua en Chacabuco	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	C
Colorado en Colorado	c	c	b	c	8	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	a	b	7	
Río Aconcagua en Blanco	c	c	c	c	c	c	c	1	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	3	7	
Río Blanco en Blanco	c	c	c	c	c	c	c	1	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	7	
Juncal en Juncal	c	a	c	c	c	c	9	b	c	6	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	C	

Obs.: Cada valor corresponde al número de meses con información, salvo: a = 10 meses; b = 11 meses; c = 12 meses.

3.3. REGISTROS METEOROLÓGICOS

Los registros de precipitación disponibles en la región datan desde el año 1929, en cambio los primeros registros de temperatura se inician en el año 1962 fuera de la cuenca. En la Tabla 3.4 se muestra el resumen de la información disponible a nivel mensual.

Tabla 3.4. Catastro anual de la información meteorológica disponible.

Año Estación	Var	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	
	Aconcagua en Chacabuquito	Precipitación	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Vilcuya		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	a	c
Riecillos		c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	
Jahuel		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Aconcagua en Chacabuquito	Temperatura	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Vilcuya		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	8	c
Embalse el Yeso		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	c	c	b	c	9	a	c	a	b	0	0	0	0	0	0	
Portillo		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Año Estación	Var	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	
	Aconcagua en Chacabuquito	Precipitación	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	c	c	c	c	c	c	c	c	
Vilcuya		c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	b	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	
Riecillos		c	c	c	c	c	c	c	c	c	9	a	c	8	9	c	c	c	b	c	b	c	b	b	c	c	c	c	c	c	c	
Jahuel		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	7	b	b	b	c	c	c	9	c	a	a	9	c	c	c	c	c		
Aconcagua en Chacabuquito	Temperatura	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	c	c	c	c	c	c	c	c		
Vilcuya		c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	b	b	c	c	c	c	c	c	c	c	10	c	c	c	c	c	c		
Embalse el Yeso		0	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c		
Portillo*		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	c	a	a	

Obs.: Cada valor corresponde al número de meses con información, salvo: a = 10 meses; b = 11 meses; c = 12 meses.

3.4. REGISTROS DE RUTA DE NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA

Los registros de ruta de nieve se inician en el año 1950 y corresponden a una medición anual hasta el año 2008. Los registros de equivalente en agua (EA) mediante un snow pillow se inician en el año 1999. En la Tabla 3.5 se muestra el resumen de la información disponible a nivel mensual.

Tabla 3.5. Catastro anual de ruta de nieves (equivalente en agua) disponible.

Año Estación	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
	Portillo	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Año Estación	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
	Portillo	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	6	7	7	7	+	2	2	2	2

Obs.: Cada valor corresponde al número de meses con información, salvo: a = 10 meses; b = 11 meses; c = 12 meses; + = acumulación máxima anual (generalmente a fines de agosto).

3.5. INFORMACIÓN REMOTA

El 18 de Diciembre de 1999 fue lanzada la nave espacial Terra Earth Observing System (EOS), con un complemento de 5 instrumentos, uno de los cuales era el Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), el cual sería capaz de estudiar las características geofísicas a nivel global sobre una base diaria, incluyendo el mapeo de la cubierta de nieve (Hall, D. et al. 1995; Hall, D. et al. 2002). Actualmente, los productos son transferidos al National Snow and Ice Data Center (NSIDC), donde son archivados y distribuidos de forma gratuita por medio de EOS Data Gateway (EDG). Estas imágenes proveen una estimación del espectro reflejado de la superficie terrestre mediante sus 36 bandas discretas (Tabla 3.6). La resolución espacial para sus diferentes bandas es de 250, 500 y 1000 m. Las bandas del espectro cubren una parte del espectro electromagnético completo, entre 0,4 y 14,0 μm , por lo cual incluyen la parte visible e infrarrojo termal del espectro (Figura 3.1).

Con la finalidad de realizar múltiples investigaciones a los cambios de la superficie global terrestre, entre las que se cuentan la cobertura vegetal, nieve y hielo como las más importantes, se desarrollaron diferentes algoritmos para obtener el máximo de información. Por ejemplo D. Hall et al. (1995) utilizó el algoritmo SNOMAP (Riggs et al., 1994) para el mapeo de la nieve (MODIS snow-mapping), el cual permite determinar el área cubierta de nieve sobre la región $\pm 45^\circ$ de la imagen.

Tabla 3.6. Bandas de MODIS y rango espectral.

Banda #	Rango Espectral [μm]	Banda #	Rango Espectral [μm]
1	0,620-0,670	19	0,915-0,965
2	0,841-0,876	20	3,660-3,840
3	0,459-0,479	21	3,930-3,990
4	0,545-0,565	22	3,930-3,990
5	1,230-1,250	23	4,020-4,080
6	1,628-1,652	24	4,430-4,450
7	2,105-2,155	25	4,480-4,550
8	0,405-0,420	26	1,360-1,390
9	0,438-0,448	27	6,540-6,900
10	0,483-0,493	28	7,180-7,480
11	0,526-0,536	29	8,400-8,700
12	0,546-0,556	30	9,580-9,880
13	0,662-0,672	31	10,78-11,28
14	0,673-0,683	32	11,77-12,27
15	0,743-0,753	33	13,19-13,49
16	0,862-0,877	34	13,49-13,79
17	0,890-0,920	35	13,79-14,09
18	0,931-0,941	36	14,09-14,39

Fuente: Hall et al., 1995.

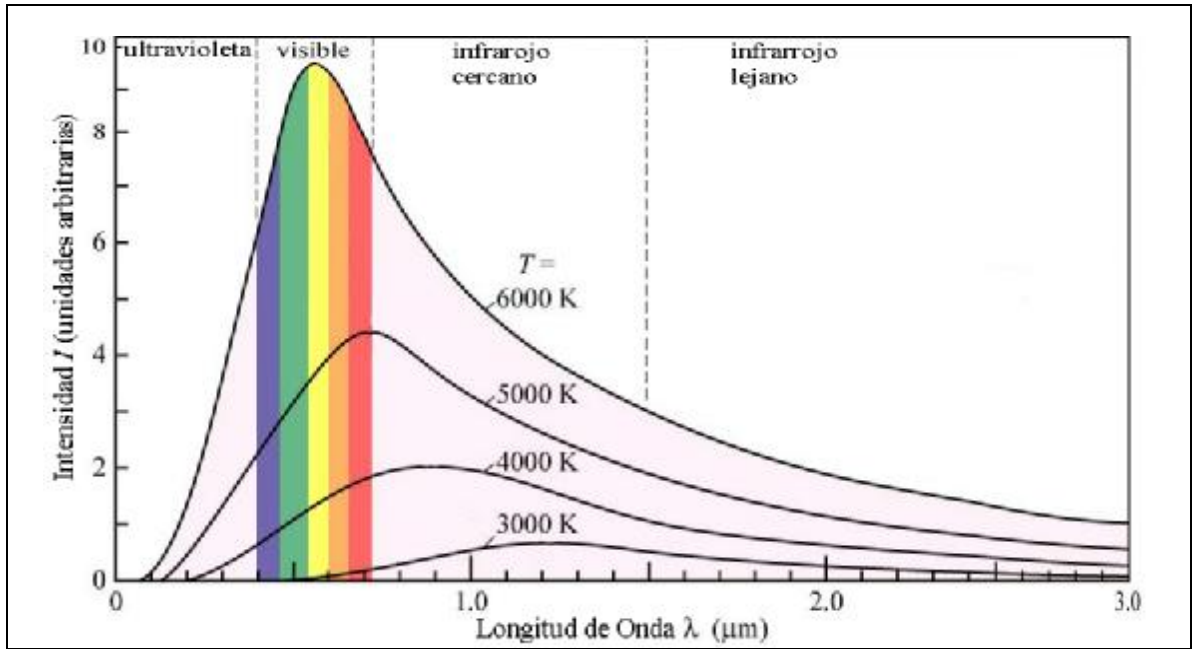


Figura 3.1. Distribución de la intensidad del espectro de radiación como una función de la longitud de onda para diferentes temperaturas. Modificación: E. F. Schubert, s.a.

Hoy en día están disponibles una amplia gama de productos asociados al campo de la geofísica derivados de MODIS. Productos a nivel global de la cobertura de nieve, MODIS Snow-Cover (MOD10) están disponibles desde el 26 de Febrero del año 2000, a nivel diario, cada 8 días y a nivel mensual. Otros productos con corrección atmosférica como las MODIS Surface Reflectance (MOD09), también están disponibles a nivel diario y cada 8 días. Los productos derivados de MODIS están disponibles en formato HDF (hierarchical data format) y son dispuestos según calendario juliano. En la Tabla 3.7 se muestra el registro de imágenes MOD10 a utilizar.

Tabla 3.7. Registro de imágenes MOD10.

Año	Nº Imágenes
2000	38
2001	44
2002	46
2003	46
2004	46
2005	46
2006	46
2007	46
2008	39

Las imágenes MOD10-8 días indican la presencia de nieve por asociación de 8 imágenes correspondientes a 8 días posteriores a la fecha indicada según calendario juliano. La información disponible en las imágenes MOD10 a nivel diario es detallada en la Tabla 3.8. La composición cada 8 días rescata la información de la cobertura de nieve de forma exclusiva.

Tabla 3.8. Clasificación de las imágenes MOD10

Valor del píxel	Descripción
0	Missing
1	no decisión
11	Night
25	no-snow
37	lake
39	ocean
50	cloud
100	lake ice
200	snow
254	detector saturated
255	fill

Fuente: National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org/>)

3.6. ANÁLISIS DE REGISTROS METEOROLÓGICOS

Antes de utilizar la información necesaria para la calibración y validación de los modelos, se requiere realizar una evaluación previa que permita esclarecer anomalías o reconocer alguna relación que exista entre las diferentes variables. De esta forma se busca evitar utilizar información errada o sujeta a alguna alteración desconocida que genere una respuesta inválida sobre el modelo.

3.6.1. Registros diarios y gradiente de temperatura

La temperatura es una de los factores de mayor importancia en la variación del manto de nieve. La simpleza en su medición hace de esta variable un indicador reconocido para evaluar el estado del manto, ya que el cambio de estado entre líquido y sólido se produce a 0°C (a 1 atmósfera de presión). La medición de la temperatura se realiza generalmente a nivel medio diario sujeto al máximo y mínimo diario o registros cada 6 horas.

En la Figura 3.2 se muestran los registros medios mensuales de las diferentes estaciones utilizadas, donde se aprecia el régimen anual para cada una. Los valores medios concuerdan con la altura de las estaciones, en la que la estación Portillo es la más elevada, por lo que tendrá registros medios de temperatura más bajos que las demás estaciones. Los registros de la estación Portillo son bastantes limitados para la evaluación del gradiente de temperatura.

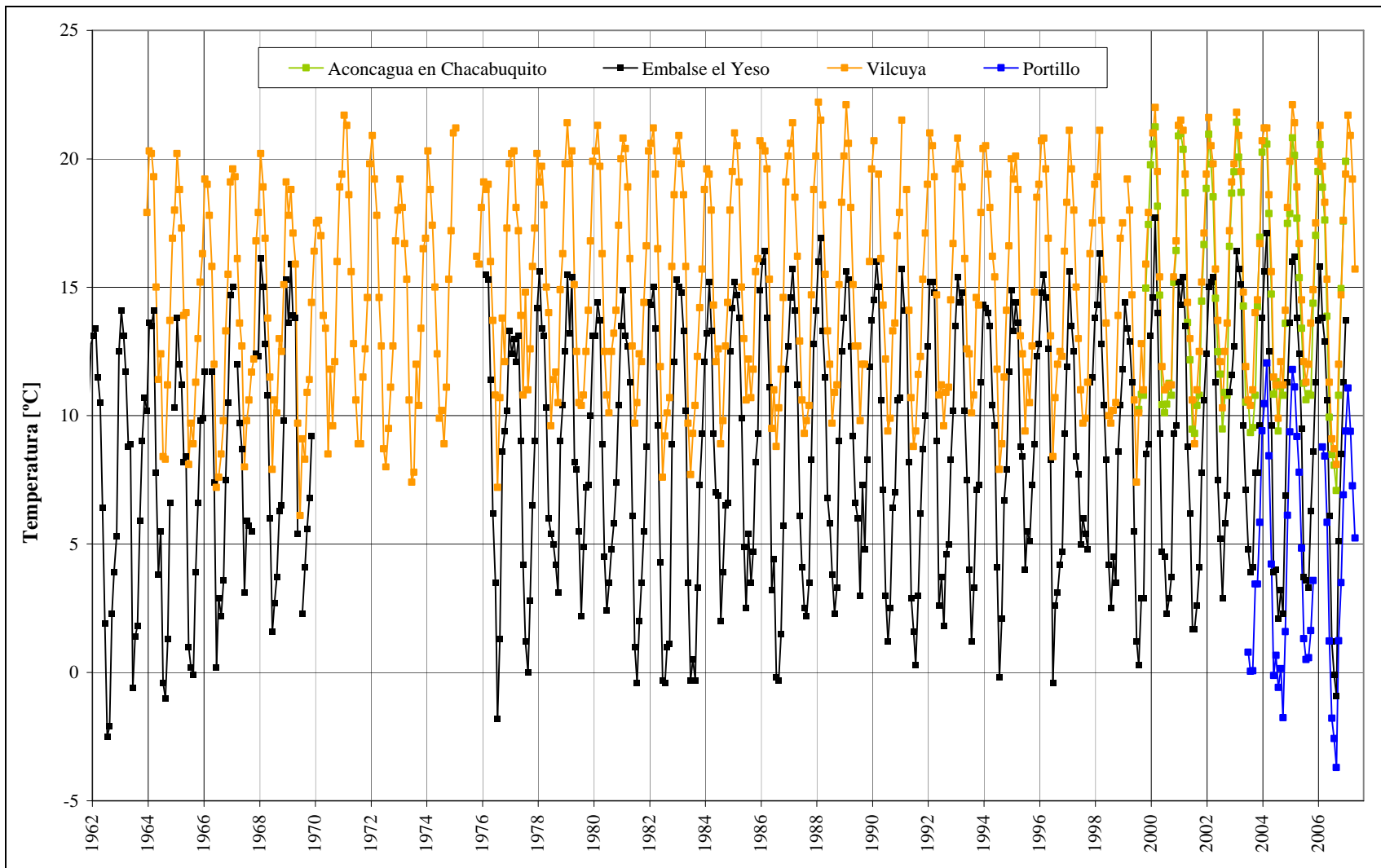


Figura 3.2. Registros medios mensuales de temperatura de las estaciones empleadas.

La metodología para calcular la temperatura a diferentes elevaciones es mediante las siguientes relaciones:

- Días sin precipitación: $T_{ai} = T_a + GTS * \Delta ELEV_i$
- Días con precipitación: $T_{ai} = T_a + GTC * \Delta ELEV_i$

Donde:

T_{ai} : temperatura diaria del aire según la región i (°C).

T_a : temperatura diaria del aire en la estación base (°C).

GTS , GTC : gradiente de temperatura con la altura para días sin y con lluvia.

$\Delta ELEV_i$: diferencia de elevación entre la elevación media de la región i y la cota de la estación base. (m.s.n.m).

En la Tabla 3.9 se presenta los valores de gradiente de temperatura usados generalmente en Chile cuando no se dispone de información adecuada.

Tabla 3.9. Gradiente de temperatura.

Grad _{promedio} (con precip.) [°C/100m]	Grad _{promedio} (sin precip.) [°C/100m]
-0,5	-0,65

Fuente: Escobar, 1992.

Una manera de evaluar los valores de la Tabla 3.9 es empleando la información disponible entre dos estaciones. Las estaciones Vilcuya y Embalse el Yeso poseen registros consecutivos mayores a 30 años, suficientes para una estimación del gradiente en la región de estudio. En la Tabla 3.10 se aprecian valores de gradientes sin diferenciación entre seco y húmedo, considerando además las estaciones Portillo y Aconcagua en Chacabuquito. Los gradientes estimados concuerdan con los gradientes generalmente usados. La diferencia entre los valores de gradiente entre las estaciones se debe al número de registros medios mensuales disponibles y a la ubicación de ellas.

Tabla 3.10. Estimaciones de gradientes de temperatura.

Estaciones	Embalse el Yeso – Vilcuya	Aconcagua en Chacabuquito – Portillo
Grad _{promedio} [°C/100m]	-0,45	-0,54
Desviación Estándar	0,20	0,13

3.6.2. Registros diarios y gradiente de precipitación

La precipitación en la alta cordillera puede ser líquida, sólida o una mezcla de ambas. De ellas, la más compleja de registrar en forma directa es la precipitación sólida. En la Tabla 3.3 se muestran los registros de precipitación de tres estaciones empleadas en el presente estudio. En general se distingue una tendencia de mayores precipitaciones registradas en la estación de Riecillos.

Para evaluar el gradiente de precipitación con respecto a la altitud se puede considerar un error asociado con un comportamiento aleatorio. El trabajo realizado por Buzeta (2003), para determinar gradientes de precipitación en la cuenca del Maule, mostró valores dispersos sobre un conjunto de tormentas. Para desarrollar el escalonamiento con incertidumbre es necesario calcular el gradiente promedio de las tormentas y la desviación de éstos valores, lo cual permite determinar la variable de entrada en una banda cualquiera, para una probabilidad dada, asumiendo distribución normal. Para calcular la precipitación en una región i de la cuenca se utilizó la siguiente expresión:

$$P_i = P_{base} + \Delta ELEV_i * Gradiente \quad [3.1]$$

Donde:

P_i : precipitación región i .

P_{base} : precipitación registrada en la estación base.

$\Delta ELEV_i$: diferencia de elevación entre la región i y estación base. (m.s.n.m).

Gradiente: gradiente de precipitaciones (proviene de una distribución Normal)(mm/msnm).

$$Gradiente \sim N(Gradiente_{promedio}, Desviación_{Gradiente}) \quad [3.2]$$

Lo cual implica que se acepta que el gradiente tiene un comportamiento aleatorio que tiende a una distribución normal con media y varianza conocida.

Donde:

$Gradiente_{promedio}$: gradiente promedio (mm/m.s.n.m)

$Desviación_{Gradiente}$: desviación de los gradientes (mm/m.s.n.m).

De esta manera se genera un aleatorio en el intervalo (0,1) y se calcula cuál es el gradiente asociado mediante la distribución normal inversa.

$$aleatorio(0,1) \rightarrow Gradiente = N(Gradiente_{promedio}, Desviación_{Gradiente}, aleatorio(0,1))^{-1} \quad [3.3]$$

En la Tabla 3.11 se presenta el gradiente de precipitación para la cuenca del Maipo (Afluente al Embalse el Yeso) el que será usado en la región de estudio.

Tabla 3.11. Gradiente de precipitación.

Cuenca	Gradiente Promedio (mm/m.s.n.m)	Desviación estándar (mm/m.s.n.m)
Afluente al Embalse el Yeso	0,04	0,02

Fuente. Aguirre L., 1995.

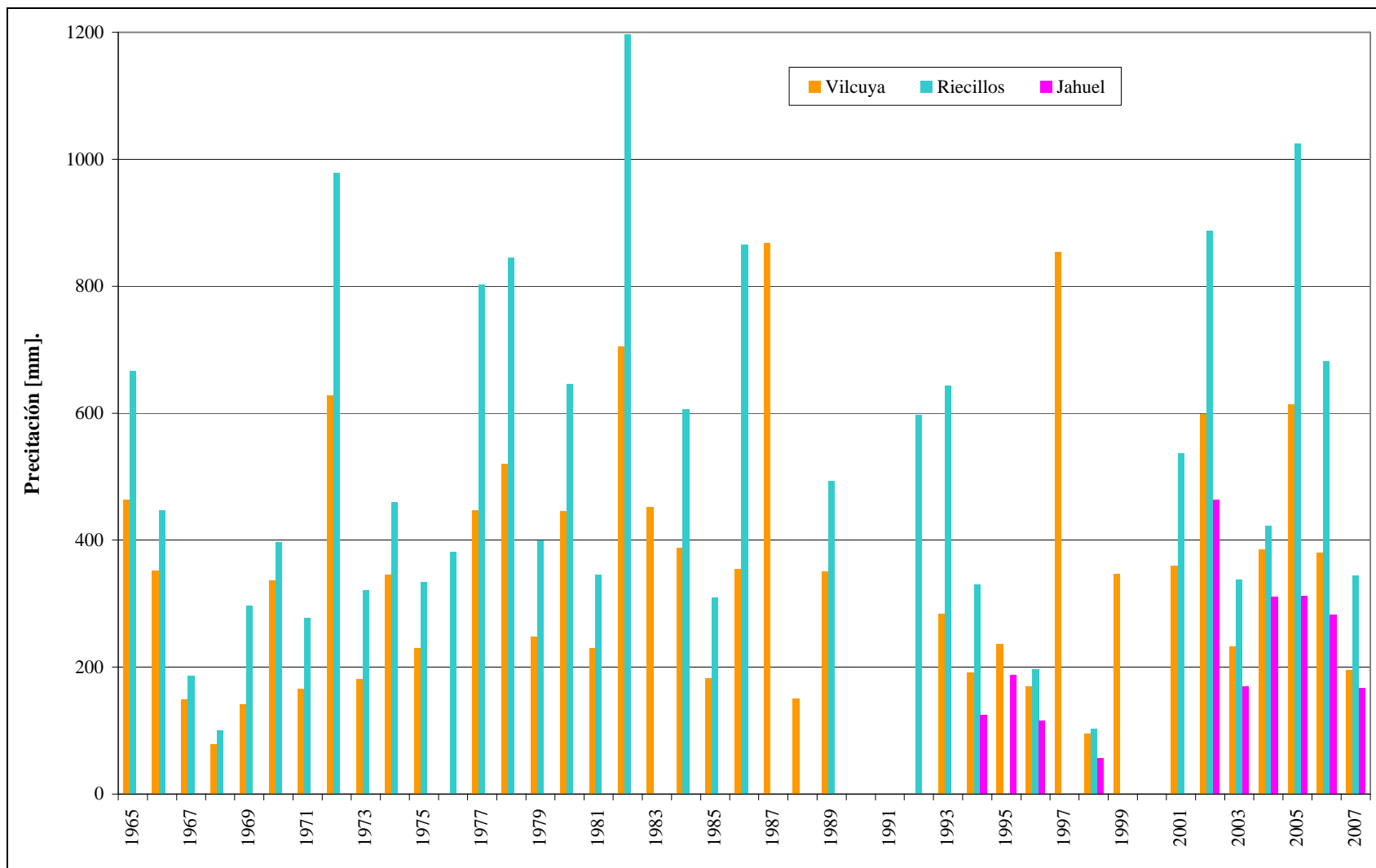


Figura 3.3. Registros de precipitación total anual de las estaciones empleadas.

3.6.3. Polígonos de Thiessen para la determinación de la precipitación media

De acuerdo a la distribución espacial de las estaciones, se estimó conveniente emplear la metodología de los polígonos de Thiessen para determinar la precipitación media de la cuenca. En la Figura 3.4 se muestran las particiones resultantes sobre la región en estudio. En la Tabla 3.12 se detallan los porcentajes del área total asignados por cada estación meteorológica.

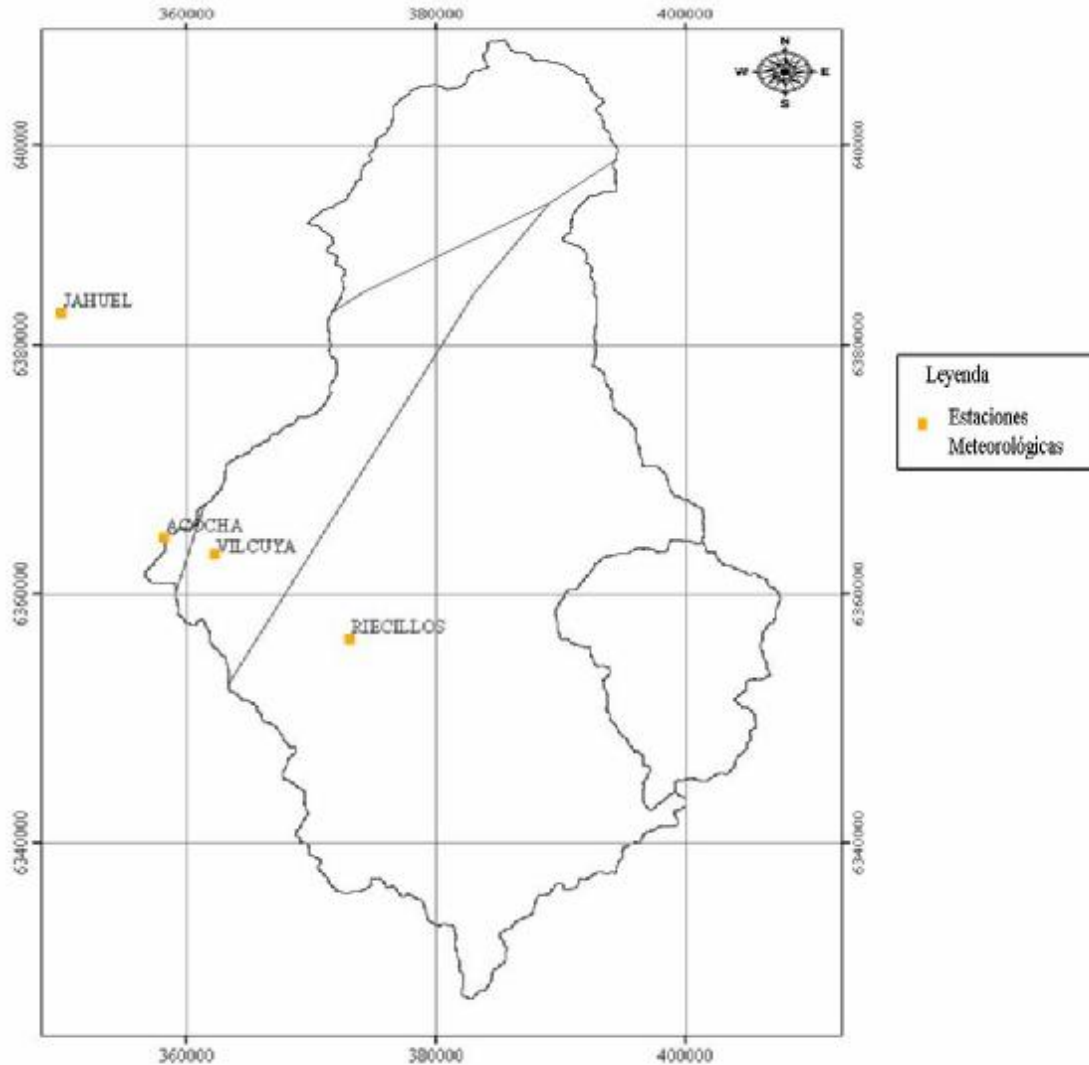


Figura 3.4. Polígonos de Thiessen en la región de estudio.

Tabla 3.12. Porcentajes del área total asignados a cada estación meteorológica.

Nombre	Área [Km ²]	% Área
Jahuel	344,72	16,3
Riecillos	1458,31	69,1
Vilcuya	296,87	14,1
Aconcagua en Chacabuquito	10,66	0,5
Total		100,0

3.6.4. Registros horarios de variables meteorológicas

La información meteorológica utilizada es la generada por el modelo de pronóstico de meso escala Weather Research & Forecasting Model (WRFM). Hasta el año 2004, el modelo operado por el Departamento de Geofísica (DGF) de la Universidad de Chile fue el MM5/DGF a una resolución espacial de 15 km y temporal de una hora.

El modelo MM5 (quinta generación del Modelo Meteorológico de Mesoescala) fue desarrollado inicialmente por la Universidad del Estado de Pensilvania (década de 1970) y actualmente está en desarrollo por la Corporación Universitaria para la Investigación Atmosférica (UCAR) de los Estados Unidos. Este modelo simula la circulación atmosférica mediante un conjunto de ecuaciones, entre las que destacan las de conservación de momentum, energía, vapor y agua precipitable, además de las ecuaciones de gases ideales. Posee una dinámica no hidrostática lo que permite su utilización en resoluciones espaciales de hasta algunos kilómetros y la caracterización de fenómenos que se producen a escalas muy pequeñas.

Puesto que el modelo MM5 es un modelo de escala regional, requiere de condiciones de borde para funcionar. En sus cuatro límites del volumen de cálculo se debe especificar los vientos horizontales, la temperatura, la presión y los campos de humedad; los cuales son predichos por modelo a escala sinóptica para todo el horizonte de pronóstico meteorológico (72 horas) en la grilla de apertura más gruesa.

El MM5 posee la característica de utilizar múltiples dominios espaciales a distinta resolución espacial que interactúan entre sí, propiedad que es conocida como NESTING. Con un límite de nueve, los dominios se ejecutan en paralelo e interactúan completamente aumentando la precisión del modelo y definiendo zonas de mayor resolución espacial. El DGF opera el modelo MM5 con 3 grillas espaciales y anidadas, denominadas Dominio 1, 2 y 3 con resoluciones de 135, 45 y 15 km. respectivamente. El Dominio 3 provee las variables meteorológicas al modelo de simulación nival. Las propiedades en la vertical se calculan en una grilla cuyo espaciamiento va de menor a mayor dependiendo de la altitud, y cuya apertura está definida dependiendo de la presión estándar del terreno y del tope superior del modelo. Los niveles inferiores siguen el contorno del terreno, para luego ir disminuyendo esta condición con la altura.

El MM5/DGF divide horizontalmente el volumen de cálculo en una grilla regular, cuya apertura define la resolución espacial del modelo. En los vértices de la grilla horizontal se calculan las componentes de la velocidad (u componente este, v componente norte), y en el centro de cada cuadrado de la grilla se definen las propiedades escalares (Temperatura, q, etc.), lo que se puede apreciar en la Figura 3.4 donde los puntos interiores se destacan con cruces y los vértices con puntos. Las variables atmosféricas extraídas del MM5/DGF se describen en la Tabla 3.12.

Para obtener las variables del modelo MM5/DGF representativas de los elementos simulados, se utilizan correcciones de gradientes térmicos típicos de aire seco y húmedo, orientación de los elementos simulados y dirección y magnitud del viento.

Tabla 3.12. Resumen de variables MM5/DGF utilizadas.

Nomenclatura MM5	Descripción	Unidades
rc - rn	Precipitación Acumulada (convectiva y no convectiva)	cm
soilt1	Temperatura a nivel del suelo.	°K
t2m	Temperatura del aire a 2 metros.	°K
u	Rapidez del viento, componente este.	m/s
v	Rapidez del viento, componente sur.	m/s
swd	Calor por Radiación de onda Corta, incidente en superficie horizontal.	W/m ²
lwd	Calor por Radiación Atmosférica (RA) incidente.	W/m ²
shf	Flujo de Calor Sensible.	W/m ²
lhf	Flujo de Calor Latente.	W/m ²

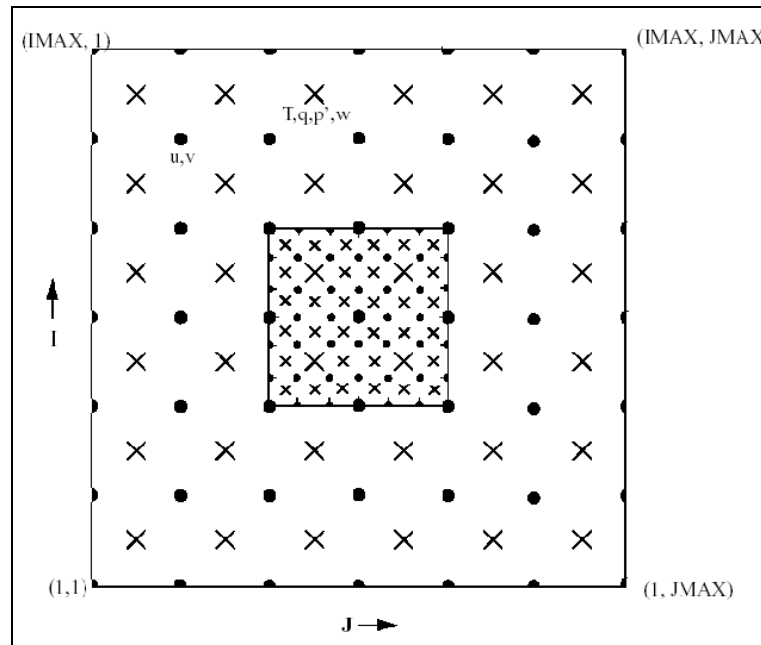


Figura 3.4. Representación esquemática de la grilla horizontal del modelo MM5.

El modelo MM5/DGF es un modelo fijo, no ajustable. En Chile se han realizado trabajos destinados a validarlo, entre los que destaca el realizado por Otondo (2004) para la VII región de Chile, comprobando que existe una sobrestimación creciente de la precipitación total predicha con la distancia medida desde el océano, llegando a un 30% en la cercanía de la cordillera de Los Andes. Lamentablemente la escasez de estaciones meteorológicas en la cordillera no permite caracterizar la exactitud en magnitud de precipitación predicha por el MM5/DGF en la zona más alta de la VII región, ni tampoco en la V región.

3.7. ANALISIS DE REGISTROS FLUVIOMÉTRICOS

En la región, el monitoreo de los caudales ha estado alterado producto de la explotación de los recursos hídrico en diferentes puntos, para la generación de energía hidroeléctrica y la minería. Los informes de “Análisis Crítico” de las estaciones fluviométricas indican estos problemas y entregan recomendaciones al respecto. Para el presente trabajo, sólo se utilizarán los registros en régimen natural de las estaciones Aconcagua en Chacabuquito y Juncal en Juncal. En la Figura 3.5 se aprecian los registros medios mensuales para las cinco estaciones existentes en la región de estudio, donde se distingue las alteraciones que ha sufrido el régimen de los ríos Aconcagua, Blanco y Colorado durante las últimas décadas.

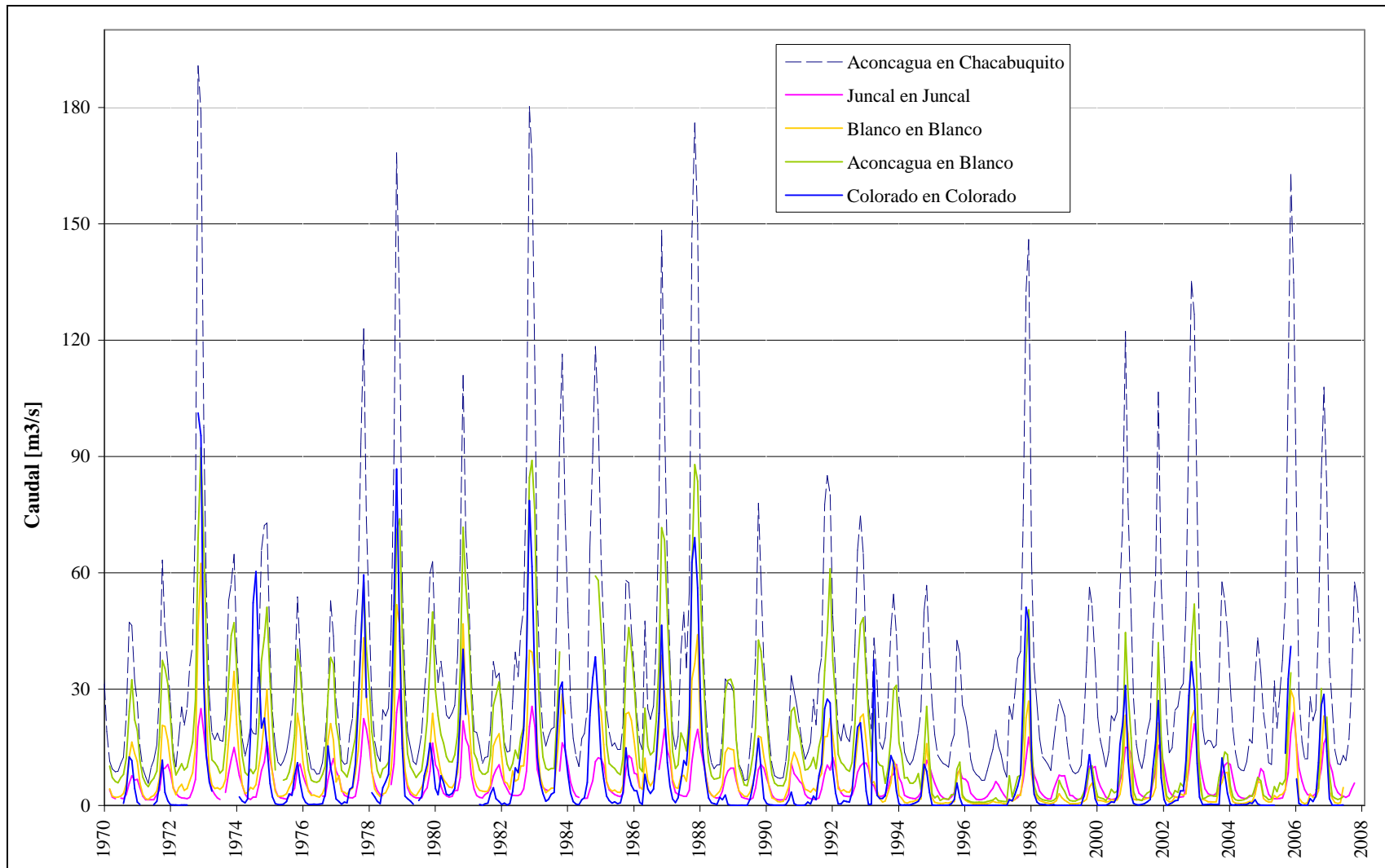


Figura 3.5. Registros fluviométricos medios mensuales de las estaciones en la región en estudio.

3.7.1. Curvas de Variación Estacional

- Estación Juncal en Juncal

En la Tabla 3.12 y la Figura 3.6, donde se muestran los caudales mensuales para distintas probabilidades de excedencia, es posible apreciar un régimen netamente nival, con los mayores caudales entre noviembre y marzo, producto de deshielos. Los menores caudales se producen entre junio y septiembre.

El período considerado para la generación de las curvas de variación estacional comprende desde el año 1970 hasta 2001.

Tabla 3.12. Estación Juncal en Juncal [m³/s].

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
5	6,27	4,24	3,28	2,86	2,58	2,80	6,12	10,72	18,58	24,28	17,42	10,66
10	5,77	3,87	2,91	2,66	2,36	2,60	5,48	10,13	16,48	19,90	14,78	9,59
20	5,19	3,45	2,55	2,43	2,14	2,41	4,81	9,41	14,29	15,95	12,32	8,47
50	4,17	2,77	2,06	2,02	1,85	2,10	3,81	8,05	10,98	11,17	9,18	6,78
85	3,12	2,10	1,70	1,59	1,64	1,84	2,91	6,36	8,04	8,19	7,05	5,28
95	2,60	1,77	1,56	1,37	1,56	1,71	2,50	5,38	6,71	7,25	6,33	4,60
Dist	G2	L3	L3	G2	L3	G	G	N	G	L3	L3	L3

Fuente: CADE-IDEPE Consultores.

Donde: Pex (%) corresponde a la probabilidad de excedencia, y la fila Dist entrega la abreviatura de la distribución de mejor

ajuste para el mes correspondiente. La abreviatura corresponde a la siguiente:

Normal : N

Log-Normal 2 parámetros : L2

Log-Normal 3 parámetros : L3

Gumbel o de Valores Extremos Tipo I : G

Gamma 2 parámetros : G2

Pearson Tipo III : P3

Log-Gamma de 2 parámetros : LG

Log-Pearson tipo III : LP

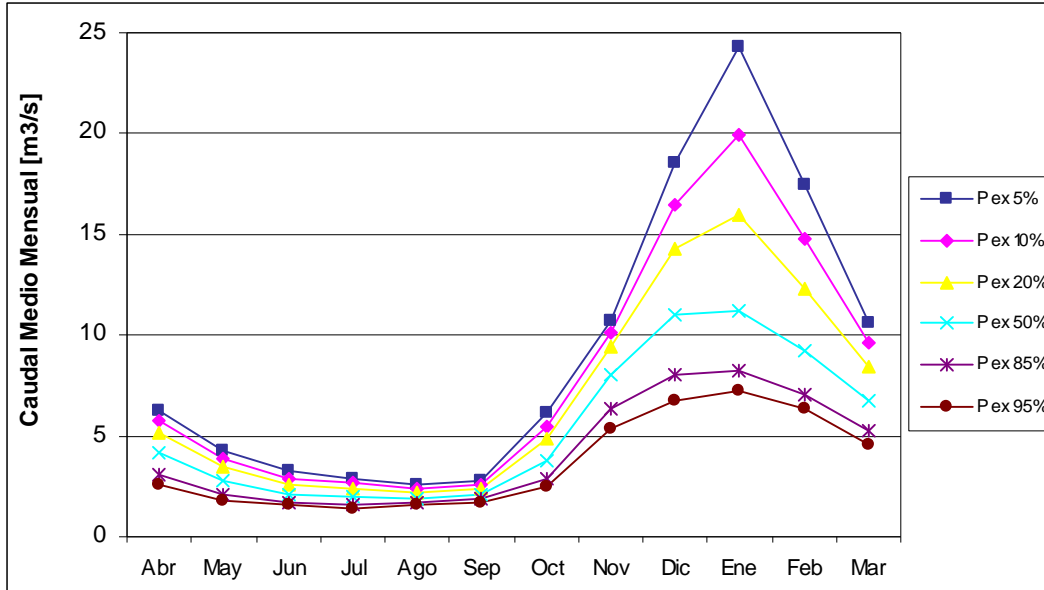


Figura 3.6. Curva de Variación Estacional, estación Juncal en Juncal.
Fuente: CADE-IDEPE Consultores.

- Aconcagua en Chacabuquito

En la Tabla 3.13 y la Figura 3.7 se puede apreciar que esta estación presenta un régimen netamente nival. Los mayores caudales se observan entre noviembre y febrero, producto de deshielos. El período de menores caudales, en años secos, ocurre entre mayo y agosto.

El período considerado para la generación de las curvas de variación estacional comprende desde el año 1950 hasta 2001.

Tabla 3.13. Estación Aconcagua en Chacabuquito [m³/s].

Pex (%)	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
5	25,3	22,0	24,5	28,2	28,7	41,3	62,2	110,1	174,5	154,3	81,8	47,3
10	22,4	19,4	21,3	23,9	24,9	34,6	52,3	95,6	141,3	114,4	65,2	38,4
20	19,4	16,7	18,0	19,6	20,8	27,9	42,4	79,7	109,1	81,3	50,4	30,7
50	14,9	12,5	13,0	13,4	14,7	18,5	28,4	54,2	65,9	46,2	33,0	21,6
85	10,8	8,9	8,6	8,4	9,3	11,2	17,4	31,2	34,4	28,3	22,4	16,2
95	9,0	7,2	6,6	6,4	6,8	8,3	13,0	21,5	22,8	23,6	19,2	14,6
Dist	G	G	G	L2	G	L2	L2	G2	L3	L3	L3	L3

Fuente: CADE-IDEPE Consultores.

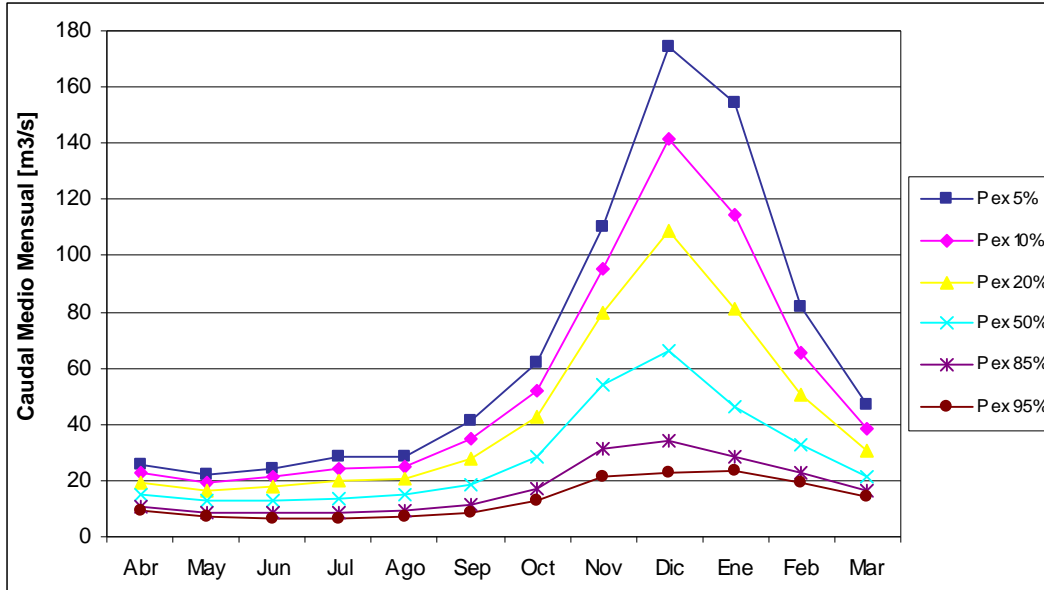


Figura 3.7. Curva de Variación Estacional, estación Aconcagua en Chacabucuito.
Fuente: CADE-IDEPE Consultores.

3.8. ANALISIS DE REGISTROS DE RUTA DE NIEVE Y EQUIVALENTE EN AGUA

Los registros del snow pillow (DCP) datan desde junio del año 1999 y están disponibles a nivel diario. En la Figura 3.8 se comparan los registros de DCP con las mediciones in-situ realizadas en determinados períodos del año. Se observa que los registros de ruta de nieve concuerdan con lo observado en el snow pillow.

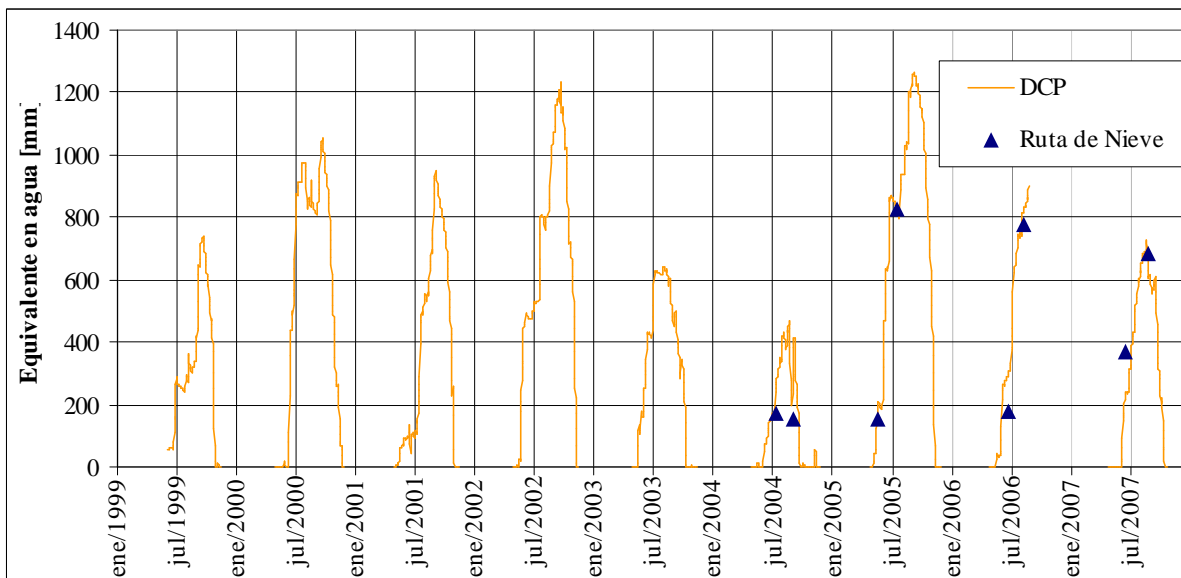


Figura 3.8. Equivalente en agua registrada mediante snow pillow (DCP) y rutas de nieve en Portillo.

3.9. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN REMOTA

Los registros satelitales permiten construir la evolución de la cobertura de nieve en el año. El almacenamiento de nieve en la cordillera está limitado por sus características geomorfológicas. En la determinación del área cubierta de nieve existirá, por tal motivo, un valor máximo que puede corresponder al área total de la cuenca o a un área menor a ésta. En la medida que se alcancen estos valores de máximo, se desarrollará la acumulación por capas.

En la Figura 3.9 se muestra la evolución anual de la cobertura de nieve para las cuencas definidas por las estaciones fluviométricas Aconcagua en Chacabucuito y Juncal en Juncal, en el período comprendido entre los años 2000 y 2008. Debido a la mayor altitud de la cuenca del río Juncal respecto de la cuenca del Aconcagua, esta última presenta menores porcentajes de cobertura de nieve.

En la Figura 3.9 se distingue que los procesos de almacenamiento y derretimiento del manto de nieves se desarrollan desde abril hasta octubre y desde noviembre hasta febrero, respectivamente. Se distingue también, la existencia de un área mínima cubierta por nieve durante los meses más cálidos, lo que indica la presencia de glaciares o nieves eternas. En la serie continua se distingue además, instantes de variaciones bruscas de cobertura que pueden ser asociadas a información remota errada, o a precipitación líquida en la alta cordillera.

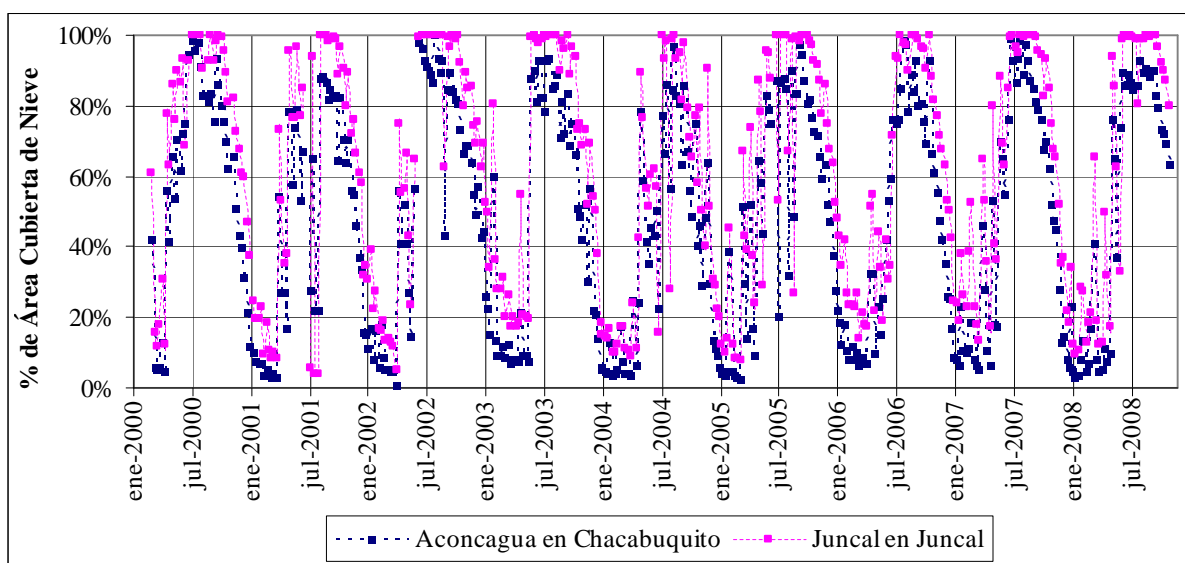


Figura 3.9. Porcentaje de área cubierta de nieve por subcuenca en estudio.

3.10. COMPARACIÓN DE LOS REGISTROS DISPONIBLES

3.10.1. Escorrentía v/s Equivalente en agua (registros diarios)

En la Figura 3.10 se comparan los registros diarios de equivalente en agua en la estación Portillo con los registros fluviométricos diarios mensuales de las estaciones Aconcagua en Chacabucuito y Juncal en Juncal, en el período 2000-2007.

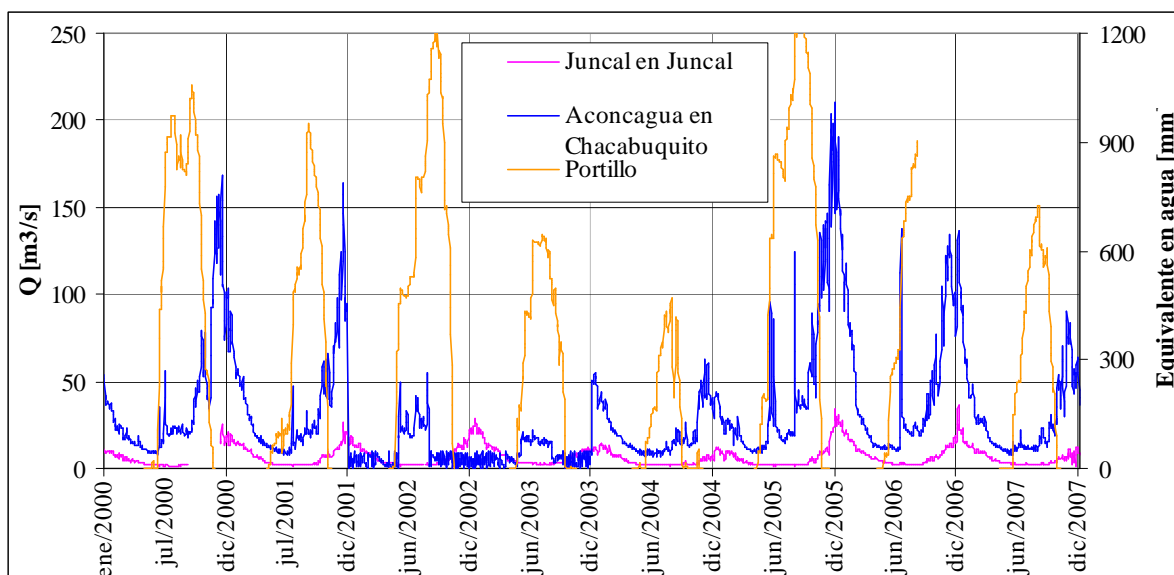


Figura 3.10. Caudales medios mensuales y equivalente en agua registrada mediante snow pillow (DCP) en Portillo.

La variabilidad de los hidrogramas demuestra la estacionalidad de la escorrentía durante el año, lo que permite entender el régimen al cual están sujetos dichos cauces en sus puntos de medición. De esta manera, se observa que la estación Aconcagua en Chacabuquito está sujeta a un régimen principalmente nival con grandes crecidas durante el período pluvial, en tanto que aguas arriba, la estación Juncal en Juncal, corresponde a una de tipo nival. La influencia que posee la estación Aconcagua en Chacabuquito aguas arriba es importante, puesto que además del río Juncal, posee como afluente el río Colorado y el río Blanco, los que le otorgan un aporte nival considerable. Al comparar los registros fluviométricos con los registros de equivalente en agua se desprende la existencia de una correspondencia a nivel anual entre las variables.

3.10.2. Escorrentía v/s Precipitación media (registros diarios)

En la Figura 3.11 se comparan los caudales diarios observados con la información pluviométrica resultante de la aplicación de los polígonos de Thiessen, en el período 2000-2007. Se observa en la Figura 3.11 registros fluviométricos alterados durante el período 2002-2003. La estación Aconcagua en Chacabuquito presenta registros que no siguen el comportamiento observado en los años anteriores y posteriores. Se cree que durante este período el sensor de presión tuvo problemas de funcionamiento.

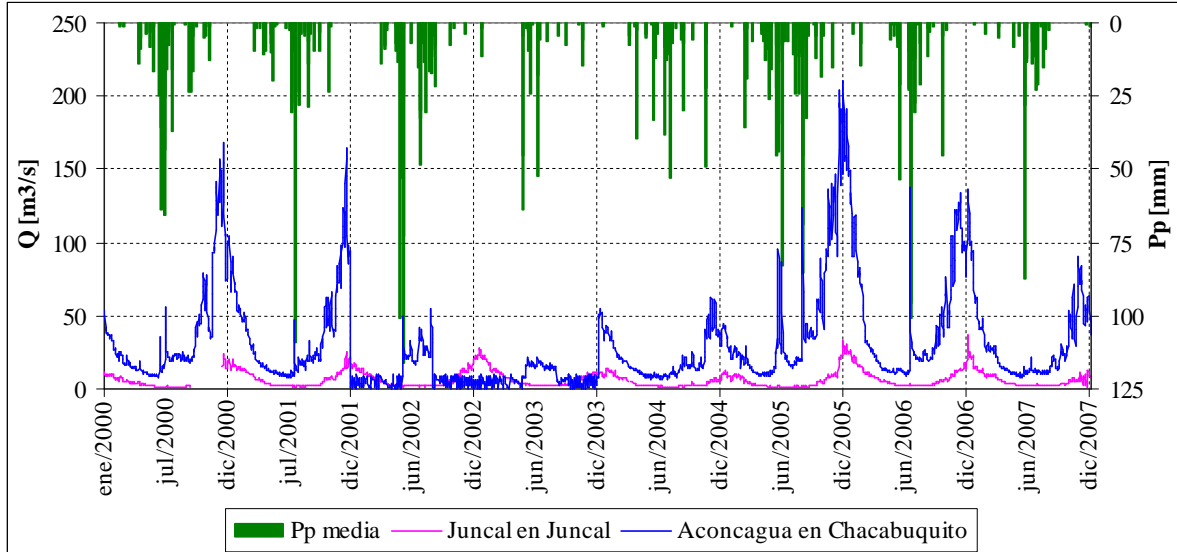


Figura 3.11. Caudales medios diarios y precipitación media diaria.

En relación a la comparación de las variables, se observa que gran parte de los eventos de precipitación reflejan una respuesta de la escorrentía en la cuenca medida en la estación Aconcagua en Chacabucito.

3.10.3. Escorrentía v/s Temperatura (registros diarios)

En la Figura 3.12 se comparan los caudales diarios observados con la información de temperatura registrada en la estación Vilcuya, en el período 2000-2007. Se observa que la temperatura presenta un régimen estacional a nivel anual sin grandes variaciones respecto al máximo y mínimo anual.

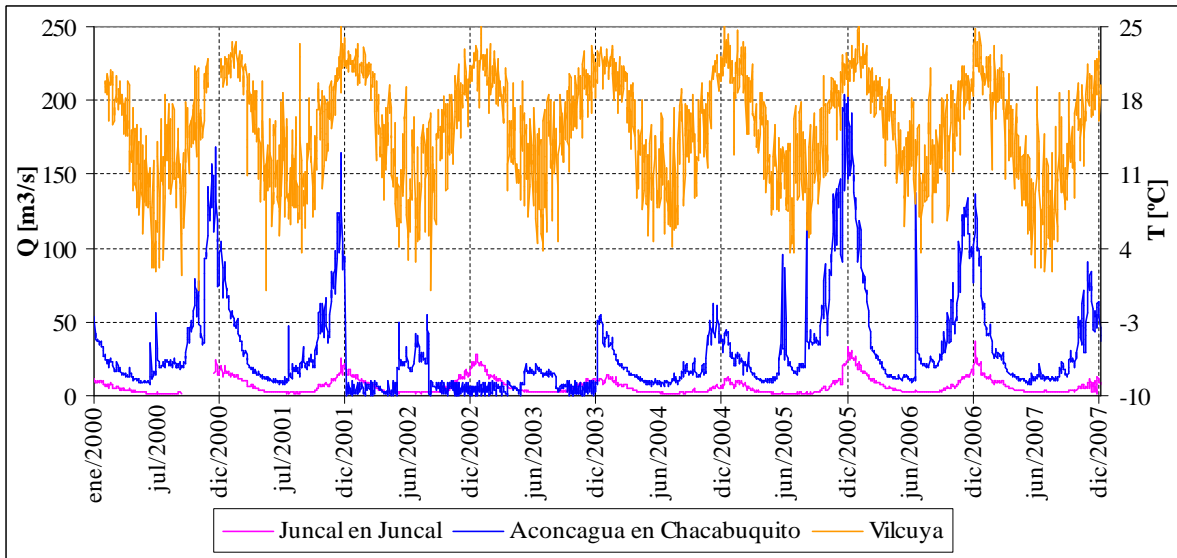


Figura 3.12. Caudales medios diarios y precipitación media diaria.

3.10.4. Escorrentía v/s Acumulaciones máximas de equivalente en agua (registros mensuales)

En la Figura 3.13 se comparan los valores máximos anuales de equivalente en agua en la estación Portillo con los registros fluvimétricos mensuales de la estación Aconcagua en Chacabucquito.

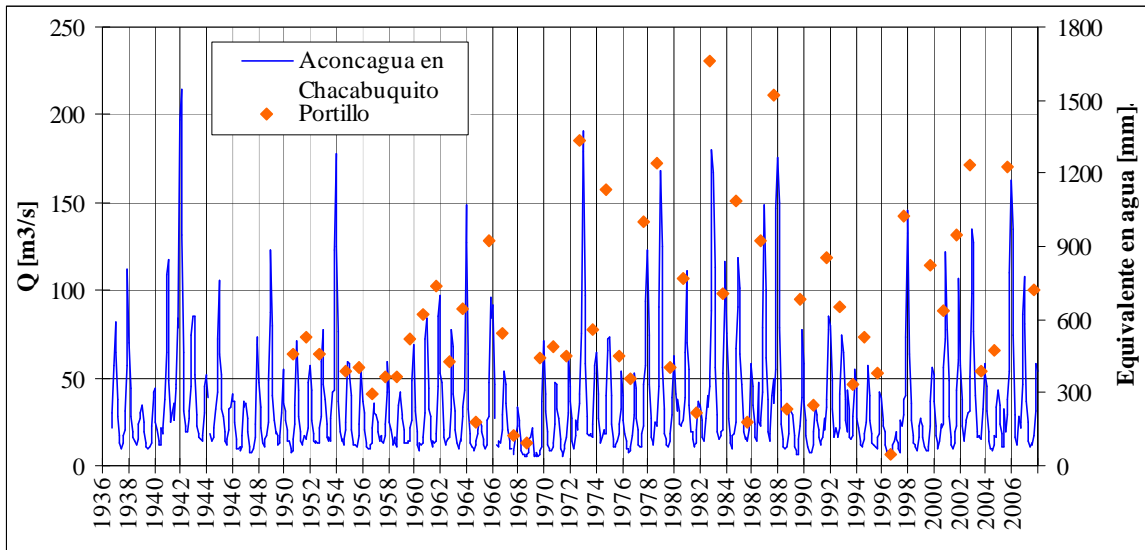


Figura 3.13. Caudales medios diarios y acumulación máxima de equivalente en agua observados.

3.10.5. Escorrentía v/s % Área Cubierta de Nieve (registros diarios)

En la Figura 3.14 se compara la cobertura de nieve observada en la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabucquito con los registros fluvimétricos diarios de las estaciones Juncal en Juncal y Aconcagua en Chacabucquito.

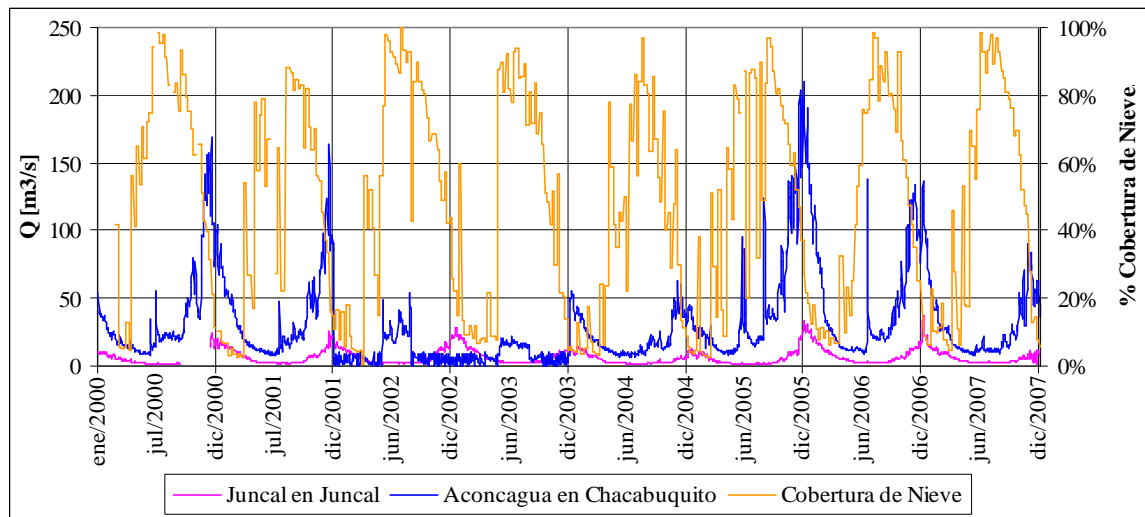


Figura 3.14. Caudales medios diarios y acumulación máxima de equivalente en agua observados.

4. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS MODELOS A UTILIZAR

4.1. GENERALIDADES

La mayoría de los modelos que se han desarrollado para comprender la dinámica de un sistema natural se caracterizan por utilizar estructuras que ocupan especificaciones paramétricas para representar algunos factores inherentes al ciclo hidrológico en una cuenca, cuyos valores más apropiados para lograr una simulación razonable, son desconocidos a priori. Consecuentemente, se requiere un proceso de calibración y validación de los parámetros del modelo, para posibilitar el uso de éste en una cuenca específica. El proceso de calibración y validación del modelo se lleva a cabo empleando la información concurrente en el tiempo de las variables hidrológicas de entrada para el modelo, para reproducir en la mejor forma posible los resultados o variables de salida conocidas u observadas durante el mismo lapso de tiempo; este proceso se lleva a cabo ajustando los valores de los parámetros del modelo, dentro de rangos preestablecidos como aceptables para los mismos. Es necesario que la modelación represente lo más fielmente posible el comportamiento hidrológico de la cuenca en forma continua y para todo tipo de situaciones hidrológicas, es decir, un modelo debe reproducir bien la escorrentía ocurrida secuencialmente en un conjunto que involucre años secos, normales y lluviosos. El modelo debe ser lo más general posible, pero al mismo tiempo debe ser simple, con el objeto de visualizar los fenómenos con el menor costo computacional posible.

Un modelo de simulación nival corresponde a una representación matemáticas de algunas variables que controlan la escorrentía de deshielo. Esta representación busca crear una configuración en la que se puedan ajustar diferentes elementos asociados a la evolución del manto de nieve y sus interrelaciones con el medio, permitiendo estimar sus propiedades como almacenamiento y derretimiento. Uno de los primeros modelos creados para estos efectos utiliza la relación grado día, como simplificación matemática para estimar el estado del manto a partir de la temperatura del aire. Este modelo fue introducido por los investigadores Anderson y Crawford en el año 1962 y ha sido ampliamente usado desde entonces. El entendimiento de otras variables, sus interrelaciones con el sistema y la medición in situ de ellas, han permitido la implementación de otros modelos más elaborados que requieren una mayor diversidad de información y parámetros.

Históricamente, la modelación de la cobertura nival se ha abordado a través de modelos concentrados, los cuales se ajustan para modelar un punto específico y, mediante estimaciones lineales y regresiones estadísticas, se obtiene una representación agregada del manto en su conjunto constituyendo la extrapolación de una simulación puntual. La temperatura del aire, la precipitación y el área cubierta de nieve representan las variables de mayor uso en la determinación del equivalente en agua y, por lo tanto, son consideradas como las de mayor relevancia bajo este enfoque (Anderson, 2006). Lamentablemente estos modelos no simulan singularidades, como tampoco es posible llevar registro de la evolución del manto de nieve.

En la década de los 90 la modelación de nieves evolucionó hacia el tipo distribuido debido a la información disponible y las capacidades computacionales ya existentes sumado a las nuevas metodologías del conocimiento remoto. En países como los Estados Unidos de Norteamérica,

se han desarrollado modelos de simulación nival en “tiempo real” pero orientados al manejo forestal, y no desde el punto de vista puramente hidrológico. La experiencia de estos modelos en el país del norte ha llegado a buen fin por la disponibilidad de datos meteorológicos, y morfológicos a la escala de simulación (Wigmosta, 1994).

Los modelos distribuidos necesitan una cantidad de información muy elevada comparado con los modelos concentrados, la cual estará sujeta a la resolución espacial en la que se está simulando el proceso. En Chile se dispone de información medida en determinados puntos e información meteorológica espacialmente distribuida a distintas resoluciones espaciales. Con la aparición de los modelos digitales de elevación (DEM) y de los sistemas de información geográficos (SIG) se ha podido redefinir el problema a uno de grilla regular, lo que posibilita la aplicación de técnicas numéricas. Con este tipo de definición, características topográficas, tipos y usos de suelo y cauces pueden ser integrados a una base de datos SIG. En la Figura 4.1 se aprecia el esquema de una formulación de grilla regular. Esta formulación considera directamente los efectos de elevación y del uso del suelo, uniendo los elementos de simulación mediante balances de flujo.

La integración de la modelación distribuida con SIG se convierte en una gran herramienta para la gestión del recurso hídrico en sistemas complejos. Se puede identificar zonas con mayores reservas de agua en forma de nieve, al igual que zonas con escasa cobertura, posibilitando un manejo global del sistema hídrico considerando simulación a nivel sectorial, lo que se traduce en una mejor gestión de los recursos hídricos (Valck, 2004).

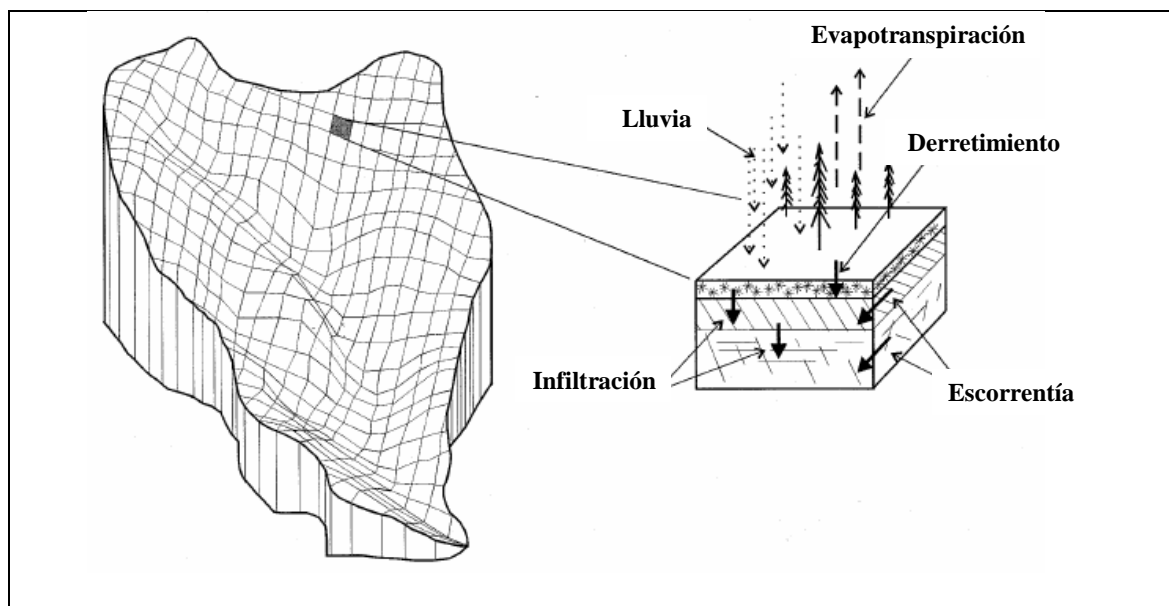


Figura 4.1. Esquema de formulación general en grilla regular.
Modificación: U. S. Army Corps. Of Engineers (1998).

4.1.1. Modelación del manto de nieve y la escorrentía de deshielo

Existen dos aproximaciones básicas para modelar el comportamiento de la nieve, la solución por balance de energía y la de índice de temperatura. La solución por balance de energía se obtiene de un modelo físico práctico que incorpora en sus ecuaciones factores tales como radiación solar, viento, y radiación de onda larga. El segundo método básico, llamado la solución del índice de la temperatura, es un planteamiento más simplificado, en el que la temperatura del aire se considera un índice representativo de todas las fuentes de energía.

La solución por índice de temperatura es una solución estadística que engloba todos los procesos de calor en el gradiente de temperatura entre la atmósfera y la superficie de la nieve. Esta solución es recomendable cuando no se dispone de información meteorológica robusta que permita estimar las componentes de calor, o cuando no se desee obtener el comportamiento detallado del manto. El modelo SNOW-17 se basa en este principio.

Se puede demostrar que para zonas forestadas, los efectos de la radiación por onda corta y el viento pasan a ser secundarios en el balance energético de la nieve, por lo que la temperatura del aire es un buen índice del calor. En general, se puede decir que la temperatura es un buen índice del flujo energético en zonas boscosas, mientras que no lo es para zonas descubiertas en las que la radiación por onda corta y el viento juegan un papel preponderante en el derretimiento de la nieve.

La solución por balance de energía, permite obtener una mejor representación de la nieve, ya que modela físicamente los procesos que gobiernan su constante metamorfosis. Esto posibilita simular en forma distribuida el comportamiento del manto nival cuando se tienen las variables a la resolución espacial y temporal requerida. El modelo MSND permite representar el manto en una escala espacial menor.

Una tercera manera de abordar el problema es mediante el uso de modelos de función de transferencia, que permitan encontrar relaciones lineales entre las variables medidas, en base a principios estadísticos. La aplicabilidad de estos modelos está sujeta a información poco rigurosa que posea un amplio registro en el tiempo. Un ejemplo de este tipo de herramientas es el modelo FTXZ.

4.2. MODELO FTXZ

Cada variación temporal en las variables independientes de entrada $X(t)$ provoca una respuesta desfasada en el tiempo de la variable de estado $Y(t)$, debido a la inercia propia del sistema. Por lo tanto, un modelo de función de transferencia es aquel que actualiza esta respuesta dinámica en función de la información de entrada, que en general pueden ser:

- Variables autorregresivas, que consideran valores anteriores de la misma variable a modelar, lo cual representa la inercia del sistema;
- Variables exógenas, cuyo comportamiento no son representados explícitamente por el modelo y que en general pueden adoptar cualquier valor;

- Variables independientes, o entradas que conceptualmente representan una condición de borde del problema.

La forma general del modelo que se utilizará sigue la Ecuación 4.1.

$$\begin{aligned}
 Q(t) = & d_1 Q(t-1) + d_2 Q(t-2) + \dots + d_r Q(t-r) + \\
 & w_0 P(t-b) + w_1 P(t-b-1) + \dots + w_{s-1} P(t-b-(s-1)) + \\
 & a \cdot \text{Per log}(t-j) + \\
 & q_1 Q'(t-d) + q_2 Q'(t-d-1) + \dots + q_d Q'(t)
 \end{aligned} \quad [4.1]$$

Donde $Q(t)$ es el caudal a modelar, representado como una variable dependiente; $P(t)$ es la precipitación asociada al evento de crecida, por lo que para estos efectos será considerada como una variable exógena; $Q'(t)$ es una variable independiente que otorga información adicional del caudal, por ejemplo, aguas arriba del punto de modelación.

Adicionalmente el término $\text{Perlog}(t)$, expresado en la Ecuación 4.2, es un operador incluido en el modelo para corregir la no linealidad existente entre los datos de precipitación y caudal, lo cual no es capturado de forma directa por este tipo de planteamiento. Su expresión es la siguiente:

$$\text{Per log}(t) = \frac{1}{Q(t)} \frac{\sum_{r=-j}^{r=j} r \cdot Q(t+r)}{\sum_{r=-j}^{r=j} r^2} \quad [4.2]$$

En que j es un desfase temporal para el cual se evaluará el operador. En esta misma dirección, el modelo define los siguientes dos desfases para incluir adecuadamente en la modelación la variable exógena e independiente:

- b , el cual representa el desfase entre los peaks de precipitación y caudal aguas abajo (Q); y
- d , que el desfase de los picos de caudal aguas arriba y caudal aguas abajo (Q').

Finalmente, los parámetros δ , ω , θ y α son constantes que deben ser calibradas particularmente para cada serie de datos, es decir, en principio son representativas de cada crecida y su ajuste (resultado final de *FTXZ*) busca minimizar progresivamente el error cuadrático medio y la varianza entre lo observado y lo simulado.

En el Anexo E se explica en detalle el ingreso de la información al programa *FTXZ*. En este anexo se explica además, cuáles son los parámetros del modelo y algunas de sus características.

4.3. MODELO SNOW-17

El modelo de acumulación y ablación de nieve, SNOW-17, nace de los modelos descritos por Anderson y Crawford en 1964 y Anderson en 1968. Este modelo diseñado para el pronóstico de la escorrentía, simplifica los procesos físicos que alteran la evolución del manto utilizando como únicas variables de entrada (i) la temperatura del aire para determinar el balance de energía en la interface manto-aire, (ii) la precipitación y (iii) el área cubierta de nieve. En la Figura 4.2 se aprecia el diagrama de flujo del modelo.

Este modelo nace para representar los procesos físicos que ocurren en una columna de nieve utilizando el mínimo de información meteorológica posible. Los procesos de mayor importancia que ocurren en una columna de nieve son (Snow Hydrology, 1956):

- Forma de precipitación.
- Acumulación y derretimiento de la cubierta de nieve.
- Intercambio de energía entre el manto de nieve y el aire.
- Estado interno de la nieve en el manto.
- Transmisión de agua a través de los poros de la nieve.
- Transferencia de calor entre el suelo y el manto.

La extrapolación de la temperatura del aire hacia las altas cumbres es un elemento crítico del modelo cuando se aplica en cuencas de régimen nival donde la escorrentía proviene del derretimiento de las nieves a gran altura. En regiones montañosas, la cuenca suele dividirse en 2 o 3 zonas por cota, debido a la diferencia entre las acumulaciones y la variación del derretimiento con la altura (Anderson, 2006). La versión desarrollada en el Departamento de Ingeniería Civil de la U. de Chile divide la cuenca en 6 bandas, vale decir, de acuerdo a la topografía de la cuenca, ésta es dividida en 6 regiones por cota de manera que cada región posea la misma área. Durante la calibración, errores de tipo aleatorios pueden confundirse con condiciones meteorológicas anormales como altas tasas de derretimiento debido a inestabilidad del viento, punto de condensación u otro fenómeno.

La calidad de los resultados en el pronóstico está sujeta a:

- la información de entrada (precipitación y temperatura), la que debe ser imparcial en relación a los instrumentos de medición;
- la calibración de los parámetros, la que debe buscar la minimización de los errores aleatorios.

En el Anexo E se detallan las ecuaciones empleadas por el modelo y las consideraciones respecto de cada parámetro.

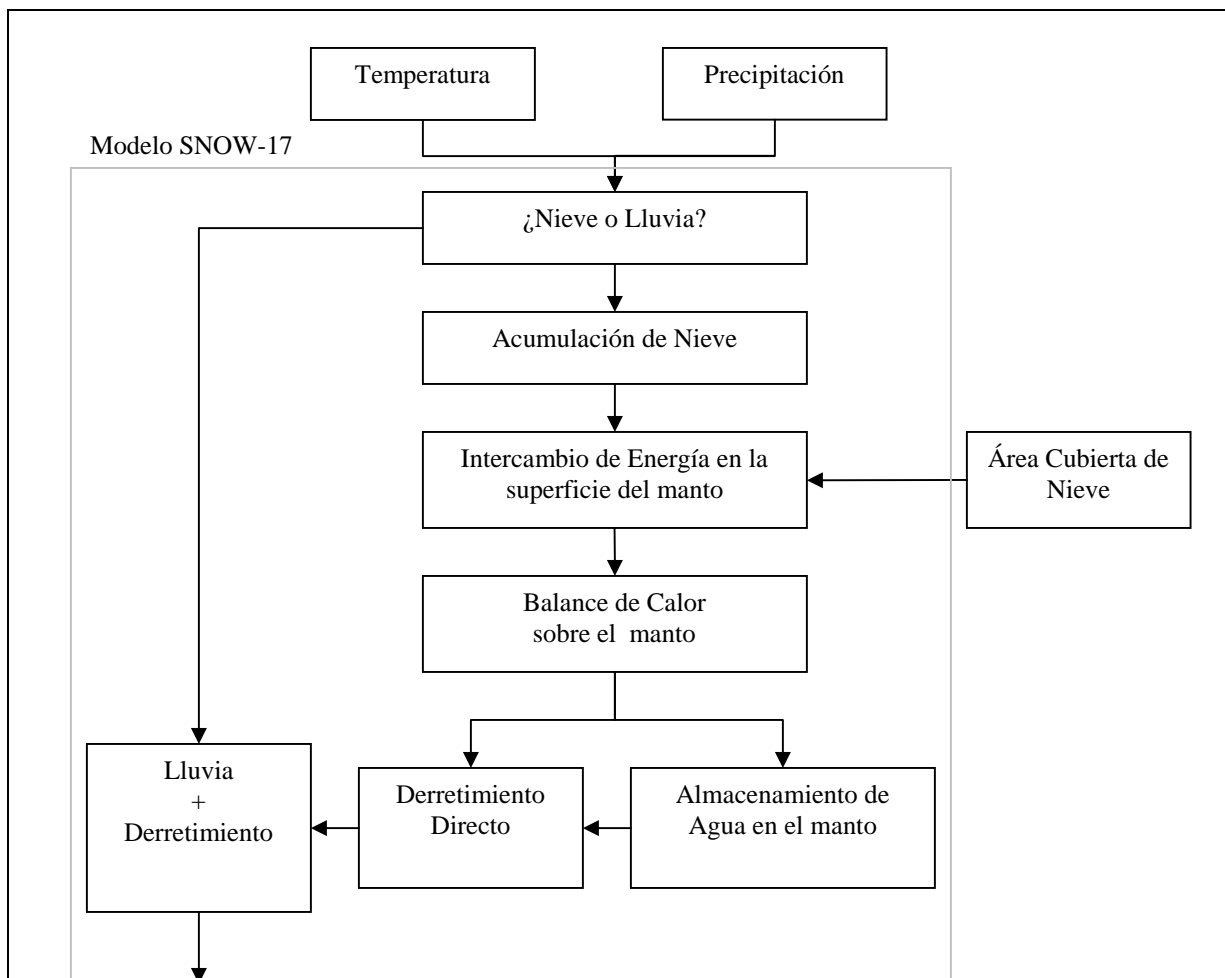


Figura 4.2. Diagrama de flujo del modelo.
Modificación: Anderson and Crawford, 1964.

4.4. MODELO MSND

El modelo desarrollado en el Departamento de Ingeniería Civil de la U. de Chile simula el estado del manto discretizando la zona a simular en una grilla regular, aplicando a cada elemento ecuaciones de balance de energía. La información meteorológica utilizada es la generada por el modelo de pronóstico de meso escala Weather Research & Forecasting Model (WRFM). Hasta el año 2004, el modelo operado por el Departamento de Geofísica (DGF) de la Universidad de Chile fue el MM5/DGF a una resolución espacial de 15 km y temporal de una hora. La validación del modelo se hará para el año 2002, por lo tanto el modelo utilizado para este propósito será el MM5.

La existencia o no de precipitación sólida distingue el comportamiento del manto. Cuando la nieve no recibe precipitación sólida está expuesto a las acciones del medio caracterizado por precipitación líquida o ausencia de ésta. Producto de esto se produce derretimiento, percolación, evaporación, ablación y densificación que pueden ser cuantificados mediante un

balance de energía entre el manto y el medio que lo rodea, y en menor medida un balance de masa. Es así como el US Army Corps of Engineers (1998) y otros autores proponen evaluar el efecto de transferencia de calor en la parte más superficial del manto, la que se designa capa activa (CA), a través de una ecuación de balance de energía. En cambio, cuando el manto es sometido a precipitación sólida, el efecto de transferencia de calor es mucho menor, predominando el balance de masa sobre el energético. Los efectos de una nevada se resumen en un aumento del contenido de frío, profundidad, equivalente en agua y un cambio en la densidad.

La principal fuente de calor o energía (Q) es el Sol, evaluado por la radiación de onda corta (roc) y en una porción menor por la radiación atmosférica o radiación de onda larga (rol). Además, se consideran las transferencias de calor por convección (ss), por condensación (lat), el calor cedido por la lluvia (Q_{pp}), la transferencia de calor entre elementos circundantes (Q_v) y el calor intercambiado con la superficie terrestre (Q_s). En síntesis, el balance sobre un elemento se expresa según la Ecuación 4.1.

$$Q_t = Q_{roc} \cdot (1 - Albedo) + Q_{rol} + Q_{ss} + Q_{lat} + Q_s + Q_{pp} + Q_v \quad [4.3]$$

El modelo MM5/DGF simula la circulación atmosférica a escala regional, mediante leyes no hidrostáticas y ecuaciones de circulación de advección difusión, en un volumen de control de apertura horizontal regular (15 km) y vertical variable. Los resultados de este modelo, son pronósticos meteorológicos a un horizonte máximo de 72 horas (año 2002) y cubren gran parte del territorio Chileno. Se inicializa diariamente a las 0 horas UTC, y genera, cada día, una serie de 72 horas de pronósticos del estado atmosférico para todo su dominio. Utilizando las primeras 24 horas de este pronóstico se puede construir una serie continua de pronósticos meteorológicos de un año, la que se puede suponer como la secuencia real de variables observadas, las que se utilizan como entrada al modelo de simulación de la cobertura nival planteado (Otondo *et al.*, 2004). Las variables atmosféricas extraídas del MM5/DGF se describen en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Resumen de variables MM5/DGF utilizadas

Nomenclatura MM5	Descripción	Unidades
rc – rn	Precipitación Acumulada (convectiva y no convectiva)	cm
soilt1	Temperatura a nivel del suelo.	°K
t2m.	Temperatura del aire a 2 metros.	°K
u.	Rapidez del viento, componente este.	m/s
v.	Rapidez del viento, componente sur.	m/s
swd.	Calor por Radiación de onda Corta, incidente en superficie horizontal.	W/m ²
lwd.	Calor por Radiación Atmosférica (RA) incidente.	W/m ²
shf.	Flujo de Calor Sensible.	W/m ²
lhf.	Flujo de Calor Latente.	W/m ²

Para obtener las variables del modelo MM5/DGF representativas de los elementos simulados,

se utilizan correcciones de gradientes térmicos típicos de aire seco y húmedo, orientación de los elementos simulados y dirección y magnitud del viento. En la Figura 4.3 se muestra el diagrama de flujo del modelo donde se muestran cada uno de sus procesos.

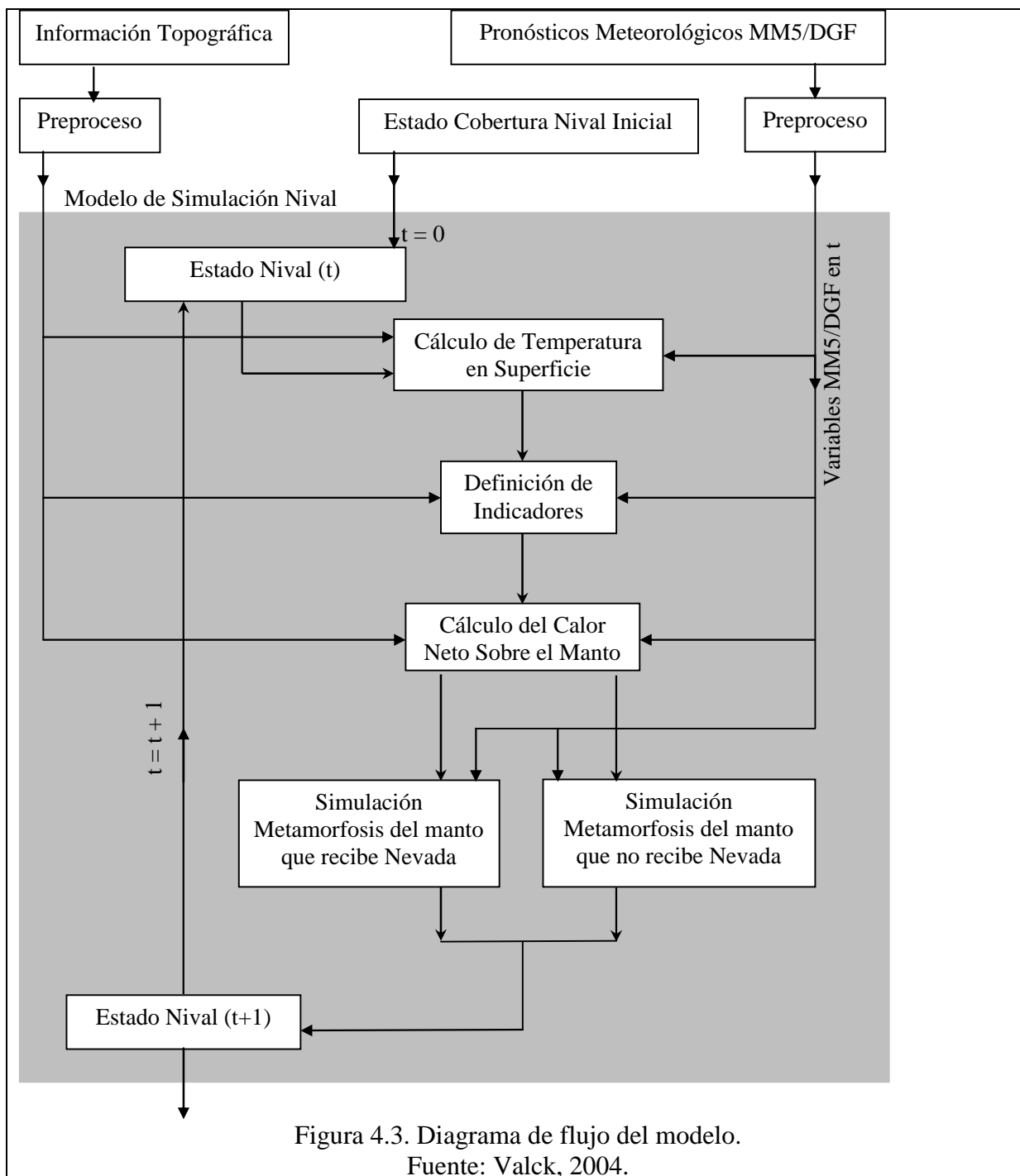


Figura 4.3. Diagrama de flujo del modelo.

Fuente: Valck, 2004.

La información topográfica es obtenida de distintas fuentes, a diferentes escalas y con distintos formatos. El subprograma de preproceso topográfico integra esta información, caracterizando

la zona a simular en el formato que requiere el modelo. La información meteorológica, la cuál es extraída por el programa GrADS (Grid Analisis & Display Sistem) de los resultados del modelo meteorológico, se obtiene en formato binario. Las rutinas de preproceso meteorológico en Matlab, crean archivos binarios con los datos atmosféricos a la resolución de simulación. Las salidas del modelo se realizan en archivos de datos Matlab (.mat), formato en el que debe estar la cobertura inicial. Se utiliza un subprograma para caracterizar el manto inicial, que integra distintas fuentes, como coberturas SIG o imágenes satelitales

En el Anexo E se detallan las ecuaciones utilizadas por este modelo. Además se explican algunos detalles respecto del esquema de modelación básico.

4.5. EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS RESULTADOS DEL MODELO

Para la evaluación de los modelos existen herramientas estadísticas que entregan un diagnóstico acerca del ajuste que entrega el modelo respecto de alguna variable muestreada o monitoreada. En la selección del mejor conjunto de parámetros se utilizaron 3 indicadores que permiten entregar un diagnóstico de la calidad del modelo. Éstos son el Error Cuadrático Medio (ECM) y el Error Cuadrático Medio Normalizado (ECMN) y el coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2).

El ECM está dado por la Ecuación 4.4.

$$ECM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2 \quad [4.4]$$

Donde x_i y \hat{x}_i denotan el valor actual y el valor estimado, respectivamente. Un ECM cercano a cero es llamado insesgado y un ECM lejos de cero es llamado sesgado.

El ECMN por la varianza de la serie es el coeficiente dado por la Ecuación 4.5.

$$ECMN = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \hat{x}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad [4.5]$$

Donde \bar{x} denota el promedio de los datos. Mientras el coeficiente ECMN se acerca más a cero, se puede decir que el modelo se ajusta en mejor medida a los datos originales.

Uno de los indicadores más importantes para evaluar la calidad del modelo es el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970) el cual es función del error cuadrático medio normalizado, y está dado por la Ecuación 4.6.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \hat{x}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad [4.6]$$

Para un predictor perfecto este coeficiente debe ser 1, mientras que para un predictor trivial que siempre predice el valor medio, $R^2 = 0$.

5. MODELACIÓN

5.1. GENERALIDADES

La modelación de la escorrentía de deshielo puede ser planteada por separado entre período pluvial y estival o de manera conjunta. De acuerdo a su concepción, los modelos planteados en el presente estudio presentan características particulares que indican la manera en que se puede abordar el fenómeno en cuestión. Es así como mediante el modelo FTXZ es posible segmentar el fenómeno anual en dos conjuntos más simples. Los modelos SNOW-17 y MSND poseen la ventaja de abordar el fenómeno a escala, pudiendo reconocer las características de cada período.

El modelo FTXZ requiere de información temporal de cualquier variable que esté relacionada con la escorrentía de deshielo, a nivel diario, mensual o anual, siendo necesario estandarizar las escalas temporales de acuerdo a la escala de la variable principal.

El modelo SNOW-17 requiere registros de temperatura y precipitación diaria, gradientes de precipitación y temperatura, y la curva hipsométrica de la cuenca que permitirá dividir la cuenca en 6 niveles de elevación. Los registros de temperatura y precipitación generalmente están disponibles a nivel diario, siendo posible disponer alguna de las dos variables en una escala menor de tiempo, sin embargo, se requiere que ambas estén en el mismo lapsus de tiempo. Para la evaluación de los resultados finales se requieren de registros fluviométricos, cobertura de nieve observada y mediciones de equivalente en agua.

El modelo MSND requiere caracterizar la zona de simulación. Además de la elevación topográfica, es necesario obtener la latitud y longitud, el uso de suelo, la pendiente, la orientación, el porcentaje cubierto por vegetación, la longitud teórica del día y la hora del amanecer para cada elemento de simulación en el período a simular. Para representar con mayor exactitud pendientes y orientación de los elementos de simulación, se utiliza una topografía a mayor resolución que la de simulación, para suavizar y mitigar posibles errores de medición y crear una topografía más continua. Dado que la resolución espacial de simulación es de 250 [m], es necesario tener una topografía a 125 [m] de resolución o menos. Para la evaluación de los resultados se requiere cobertura de nieve observada y mediciones de equivalente en agua.

5.1.1. PLANTEAMIENTO

El planteamiento de la modelación entrega una pauta para la entrada de la información y detalles considerados dada una salida esperada. Cada uno de los modelos indicados en el presente trabajo poseen características particulares y requieren grandes volúmenes de información de entrada. A continuación se indican las diferentes consideraciones empleadas para la ejecución de cada modelo.

5.1.2. FTXZ

Dado que el modelo FTXZ es un modelo simplificado y flexible que se puede adaptar a los requerimientos de la respuesta deseada, la modelación se realizará bajo 2 perspectivas:

- escala diaria, que permita conocer las variaciones durante 7 días, y
- escala mensual, que permita conocer las variaciones durante el año completo.

Además, se plantea modelar la escorrentía para las estaciones fluviométricas Juncal el Juncal (JUNCAL) y Aconcagua en Chacabuquito (ACOCHA), mediante un esquema diferente para cada una:

- escorrentía estival JUNCAL,
- escorrentía pluvial ACONCHA,
- escorrentía estival ACONCHA,
- escorrentía anual ACONCHA,

Como se indica en la Figura 5.1, en la modelación de la escorrentía en la estación Juncal en Juncal se utilizará información de temperatura de la estación Vilcuya y sólo se evaluará la respuesta para el período estival.

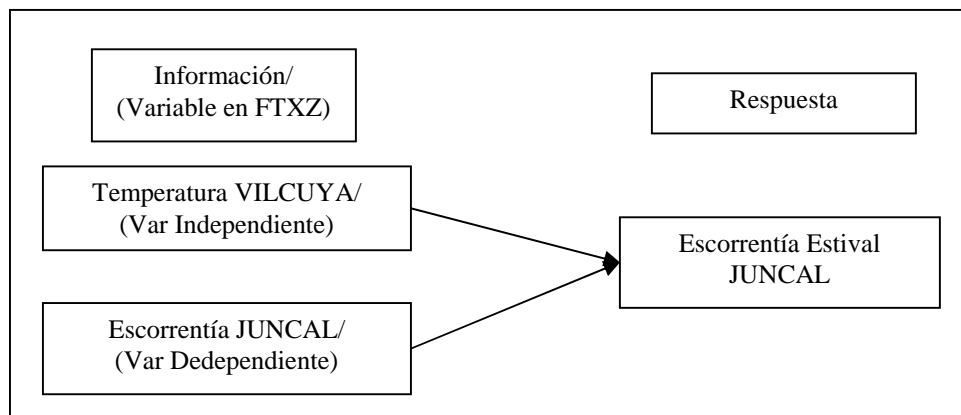


Figura 5.1. Esquema modelación escorrentía Juncal en Juncal.

En cambio, para la estación ACOCHA se evaluará la respuesta pluvial utilizando información de precipitación media en la cuenca y, para la respuesta estival se empleará información de temperatura de la estación Vilcuya e información de escorrentía de la estación JUNCAL, según el esquema de la Figura 5.2.

Para evaluar la respuesta anual de la escorrentía en ACOCHA, se plantea utilizar la información de rutas de nieve en Portillo y de temperatura en la estación Vilcuya. Debido a que el modelo de función de transferencia requiere información continua en el tiempo, un solo registro de acumulación de nieve en el año no es suficiente. Este problema fue solucionado

mediante la asignación del valor registrado en Portillo al mes de septiembre y a los 11 meses siguientes. Un ejemplo de esto último se aprecia en la Figura 5.3, para el período 1994-1996.

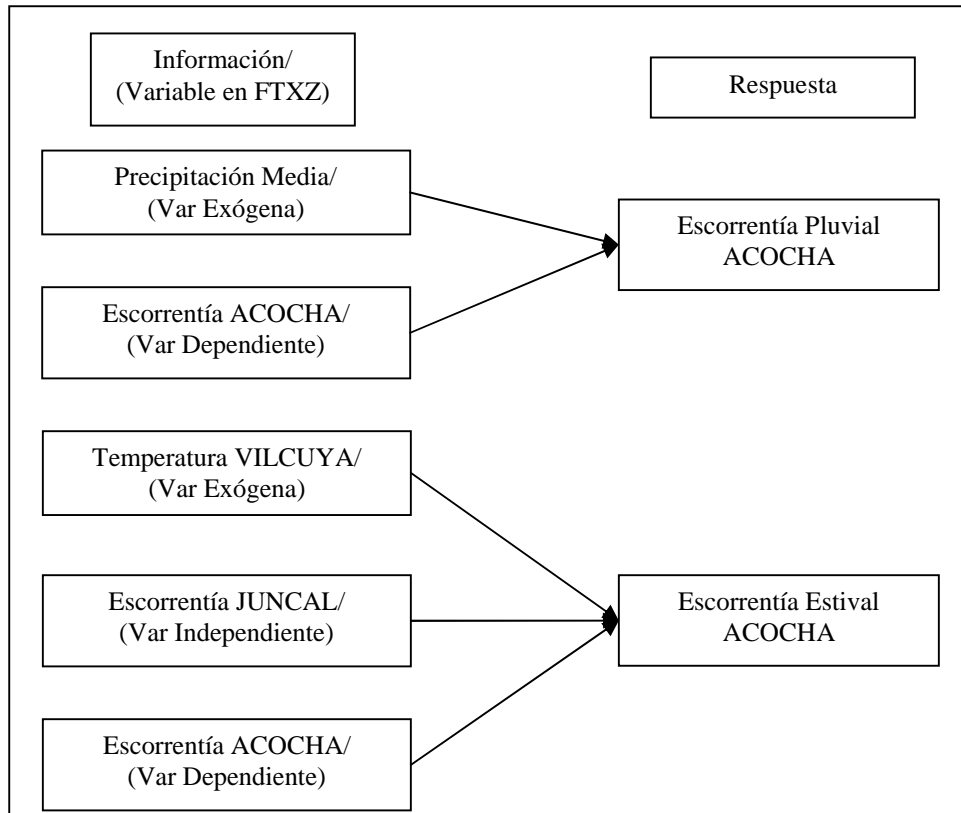


Figura 5.2. Esquema Modelación escorrentía Aconagua en Chacabuquito.

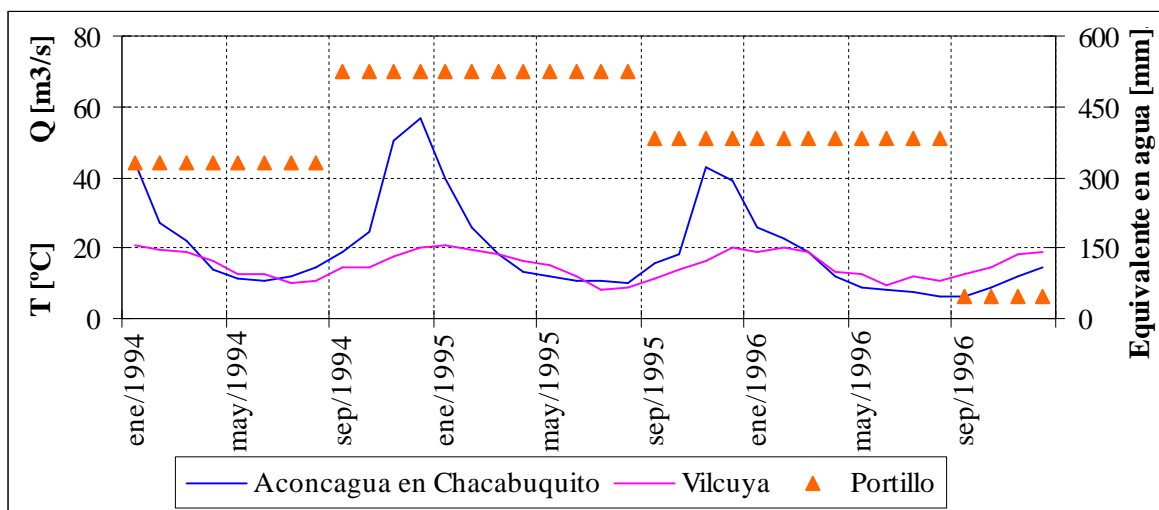


Figura 5.3. Configuración de la información considerada para la modelación de la escorrentía de Aconagua en Chacabuquito a nivel anual.

Las posibilidades de modelación mediante el ingreso de las 3 variables son 2. Éstas se muestran en la Figura 5.4.

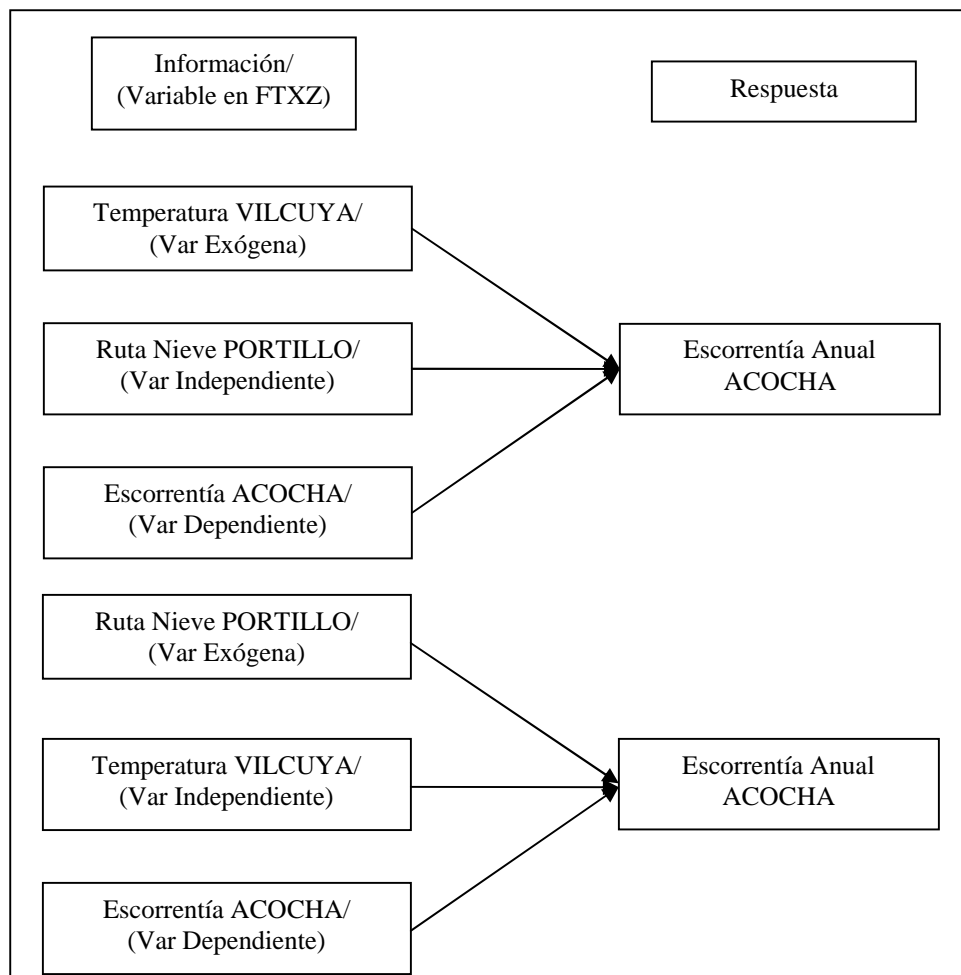


Figura 5.4. Esquema modelación escorrentía Aconcagua en Chacabucuito, a nivel mensual.

La calibración de los parámetros, validación y pronóstico se realizará para cada uno de los escenarios descritos. Para evaluar cada escenario a escala diaria se definieron 3 a 5 períodos de análisis. Cada escenario cuenta con 182 datos diarios correspondientes a toda la temporada, pluvial o deshielo. Para el análisis anual se plantea el uso del período 1965-2007, debido a que los registros de temperatura de la estación Vilcuya se inician en el año 1964.

5.1.3. SNOW-17

El modelo SNOW-17 posee un único esquema de modelación, el cual está dado por un conjunto de variables de entrada definido. En el Figura 4.2 se indica el esquema de modelación. Este modelo está diseñado para ser aplicado en cuencas de régimen nival donde la precipitación se presenta mayoritariamente en forma sólida. Para dividir la cuenca en bandas se requiere la curva hipsométrica que relaciona el área con la altitud de la cuenca. Debido a esta configuración es posible conocer las variables de estado del manto en las

diferentes bandas en que ha sido dividida la cuenca. Evaluaciones preliminares del modelo SNOW-17 sugieren que el área total de la cuenca sea dividida en áreas iguales para cada banda, de esta manera, en la cuenca del río Juncal que posee un área de 233 km^2 , cada una de las 6 bandas deberá tener un área de 40 km^2 aproximadamente. Para el caso de la cuenca del río Aconcagua con un área total de 2110 km^2 , cada banda tendrá un área de 350 km^2 , aproximadamente.

La aplicación del modelo se realizará en la cuenca del río Juncal y en la cuenca del río Aconcagua. En las Figuras 5.5 y 5.6 se muestran las curvas hipsométricas de las cuencas de aplicación, las cuales son obtenidas mediante el software WMS 7.1.

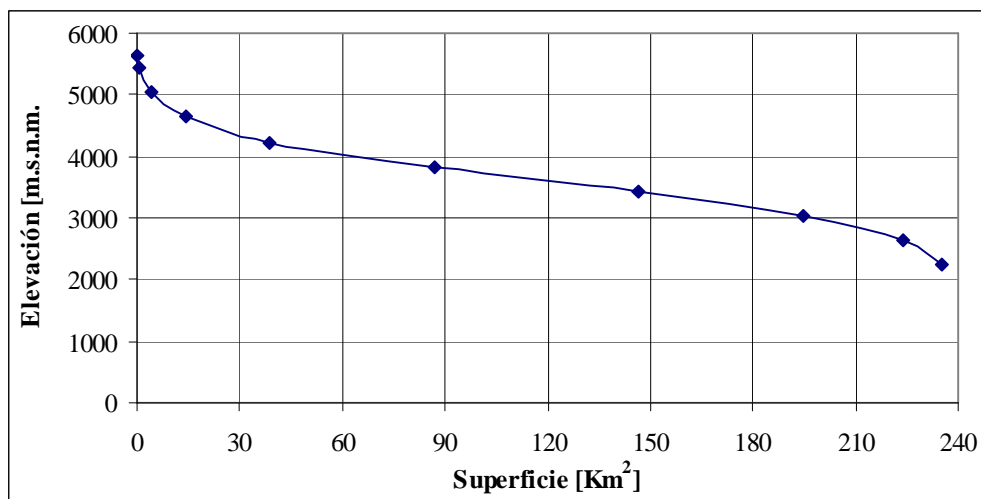


Figura 5.5. Curva hipsométrica de la cuenca definida por la estación Juncal en Juncal.

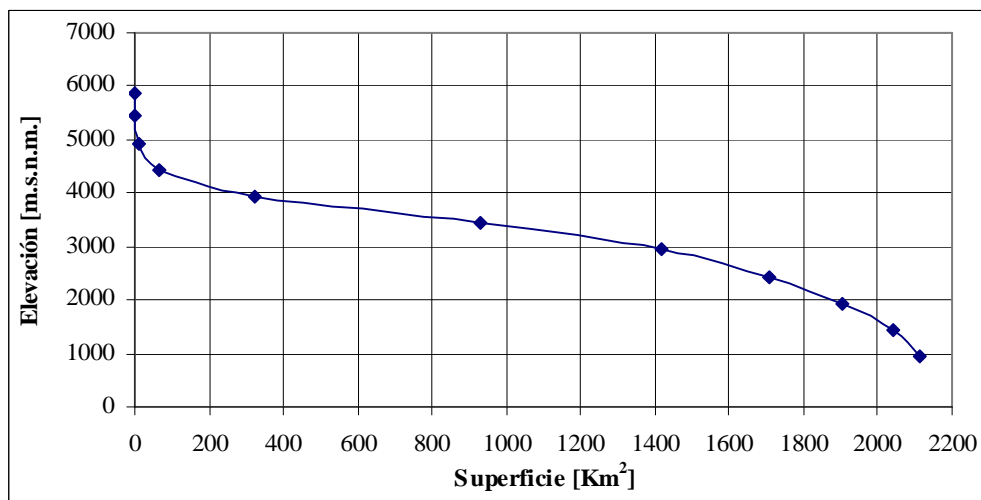


Figura 5.6. Curva hipsométrica de la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabuco.

La salida del modelo entrega diferentes variables de estado del manto, por tanto es posible realizar diferentes tipos de evaluaciones y comparaciones con las variables observadas en cada banda. En total las variables de estado son 13:

- equivalente en agua del hielo,
- déficit de calor,
- índice de temperatura antecedente,
- máximo de equivalente en agua,
- equivalente en agua,
- cobertura,
- exceso de agua líquida.
- profundidad del manto,
- temperatura media de la cubierta.
- 4 parámetros para el ajuste de la curva de agotamiento (derretimiento).

5.1.4. MSND

Una de las etapas más importantes en la modelación mediante MSND es el procesamiento de la información topográfica, en la cual se deben definir el tamaño de la grilla a simular, también conocida como escala espacial. La segunda etapa de importancia es el procesamiento de la información meteorológica la cual se ajusta a la escala espacial elegida. Es importante destacar que la información de entrada es de carácter matricial y, por lo tanto, la modelación se basa en el trabajo de matrices múltiples.

Las condiciones iniciales buscan definir un mismo número de filas y columnas para la topografía como para las variables meteorológicas. Es así como la información topográfica debe reducir su escala desde los 60 m a los 250 m, y por el contrario la información meteorológica debe aumentar su escala de 15 km hasta los 250 m. En la Tabla 5.1 se muestran los diferentes elementos necesarios para estandarizar los diferentes tipos de datos.

Tabla 5.1. Variables iniciales de modelación.

Variable	Valor
Coordenada Este [°]	-69,8884
Coordenada Oeste [°]	-70,9676
Coordenada Sur [°]	-33,268
Coordenada Norte [°]	-32,1327
Resolución Simulación [m]	250
Resolución Latitud [°]	0,001892
Resolución Longitud [°]	0,002248
MM5_ncols	9
MM5_nrows	11
Ncols	480
nrows	600

Los límites de la región en estudio definen una malla de 9 (MM5_ncols) por 11 (MM5_nrows) elementos para la información meteorológica. La matriz de formato queda definida por 480 columnas (ncols) y 600 filas (nrows) sobre la región en estudio.

En la Figura 5.7 se muestra la topografía, el mapa de azimut y el mapa de pendiente de acuerdo a la resolución de simulación. En la Figura 5.8 se muestran las cuencas en estudio, cuenca de los ríos Juncal y Aconcagua, enmascaradas para la obtención de los resultados.

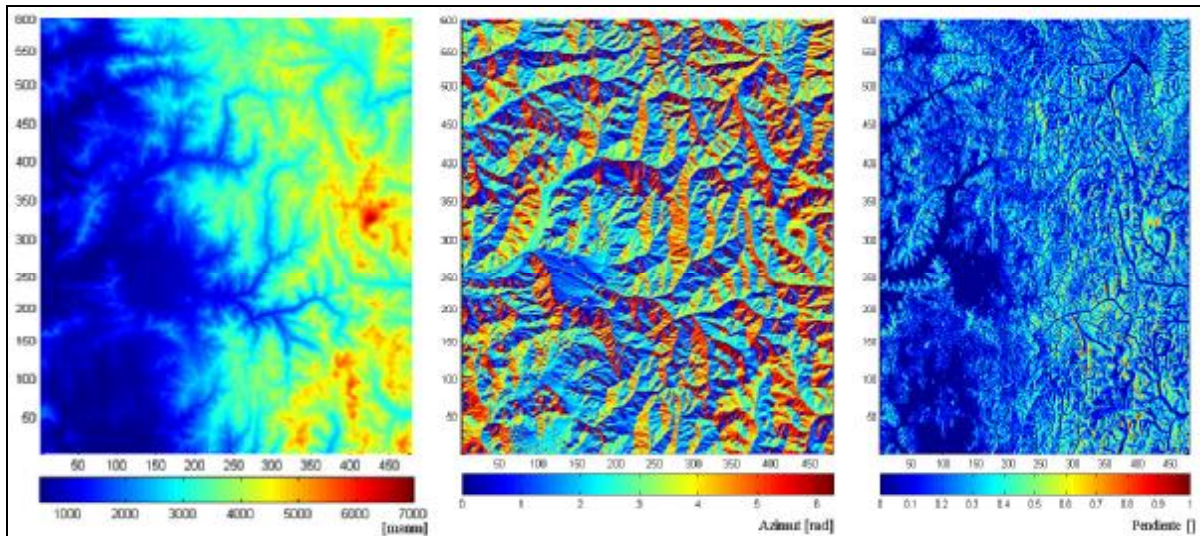


Figura 5.7. Información procesada de terreno. (Izq.) Topografía de Simulación. (Centro) Azimut c/r al sur. (Der.) Pendiente de terreno.

Para simular los procesos involucrados en el manto de nieve, se hace necesario hacer ciertas simplificaciones de los procesos que gobiernan las transiciones de estado del manto. El manto varía su estado según la profundidad, aumentando la densidad y el contenido de agua a mayores profundidades, por lo que suponer un manto homogéneo no es del todo correcto, cuando la altura del manto supera cierto umbral. Por lo anterior, es corriente distinguir al menos dos capas verticales en el manto de nieve.

La capa superior, en contacto directo con la atmósfera, se denomina capa activa (CA). En ésta se producen la totalidad de los intercambios de calor manto – atmósfera. Su altura o profundidad está determinada por la penetración máxima que alcanzan las componentes de calor atmosférico, y se supondrá de igual magnitud para todos los elementos a simular. Tal como se mencionó en el capítulo anterior la componente más importante del balance energético es la radiación de onda corta, ésta penetra hasta aproximadamente los 45 [cm] en la nieve, por lo que se adopta dicho valor como la profundidad máxima de la capa activa para toda la región simulada.

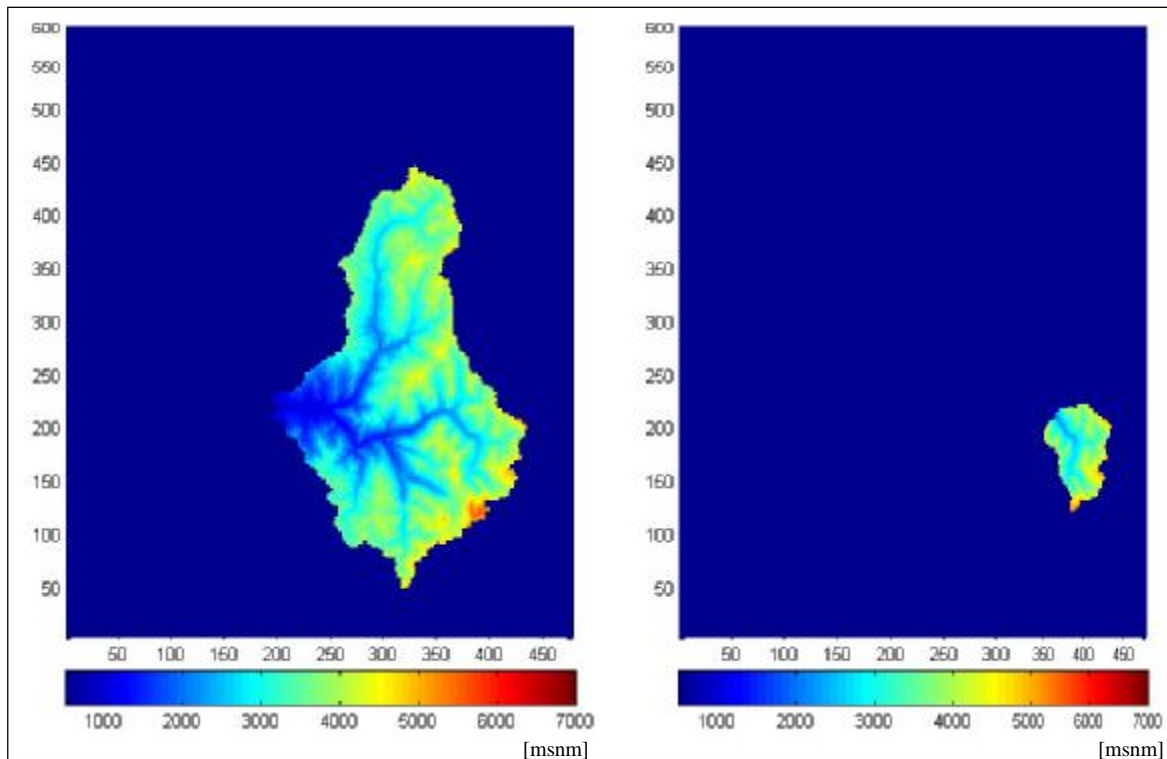


Figura 5.8. Topografía enmascarada. (Izq.) Cuenca del río Aconcagua en Chacabuco.
(Der.) Cuenca del río Juncal en Juncal.

Si el manto posee una altura superior al espesor de la capa activa, el estrato inferior se denomina capa inactiva o pasiva (CP). Esta capa no interviene en el intercambio de calor, pero si es capaz de retener agua líquida.

La salida del modelo entrega diferentes variables de estado del manto, por tanto es posible realizar diferentes tipos de evaluaciones y comparaciones con las variables observadas. En total las variables de estado son 13:

- cobertura,
- temperatura,
- densidad capa activa (CA),
- densidad capa pasiva (CP),
- densidad media,
- contenido agua CA,
- contenido agua CP,
- equivalente agua CA,
- equivalente agua CP,
- contenido de frío,
- calidad térmica CA,

- calidad térmica CP,
- exceso de agua líquida.

5.2. CALIBRACIÓN

5.2.1. FTXZ

5.2.1.1. Escorrentía estival Juncal en Juncal

Sobre un universo que consideró los períodos 2001, 2002, 2003, 2004, 2005 y 2006, se eligieron los mejores modelos obtenidos de acuerdo a la mínima varianza de los errores, la cual es una respuesta directa del modelo. Los mejores modelos resultaron ser los períodos: 2001, 2002 y 2004. Los parámetros obtenidos se muestran en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Modelos y conjuntos de parámetros.

Conjunto	A	B	C
Año	2001	2002	2004
Términos AR (r)	1	1	1
Términos T (s)	1	1	1
T _{lag time} (d)	0	0	1
Varianza	0,69	0,85	0,36
Error %	32,53	19,77	34,62
δ_1	1,27	1,02	1,07
θ_1	-0,35	-0,06	-0,17

La selección del mejor conjunto de parámetros se llevó a cabo en base a los indicadores ECM y ECMN. Cada modelo con su respectivo conjunto de parámetros fue aplicado sobre cada tormenta de calibración. Luego, los valores de cada función objetivo fueron sumados parcialmente para cada conjunto de información (A, B o C). Finalmente, estas sumas parciales fueron nuevamente sumadas por cada modelo y ponderadas sobre la suma total de resultados. Aquel modelo de mejor alcance estará definido por el menor valor alcanzado sobre los valores ponderados.

Los resultados de la modelación de la escorrentía estival en JUNCAL se muestran en la Tabla 5.3. De la Tabla 4.13 se desprende que el mejor conjunto de parámetros es el C, sin embargo, en una evaluación gráfica, se determinó que el mejor modelo correspondía al conjunto B. El modelo seleccionado se muestra en la Ecuación 5.1.

Tabla 5.3. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Modelo		Conjunto A	Conjunto B	Conjunto C	Ponderación
A	ECM	18,52	13,58	27,23	
	ECMN	0,90	0,35	3,54	
	Σ	19,41	13,93	30,78	0,54
B	ECM	9,69	12,16	4,94	
	ECMN	0,10	0,31	0,21	
	Σ	9,79	12,47	5,15	0,23
C	ECM	8,27	7,21	9,01	
	ECMN	0,40	0,18	1,17	
	Σ	8,67	7,40	10,18	0,22

$$Q(t) = 1,02 \cdot Q(t-1) - 0,06 \cdot T(t) \quad [5.1]$$

5.2.1.2. Escorrentía pluvial Aconcagua en Chacabuquito

Sobre un universo que consideró los períodos 2000, 2001, 2005, 2006 y 2007, se eligieron los mejores modelos obtenidos de acuerdo a la mínima varianza de los errores, la cual es una respuesta directa del modelo. Los mejores modelos resultaron ser los períodos: 2000, 2001 y 2007. Los parámetros se muestran en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4. Modelos y conjuntos de parámetros.

Conjunto	A	B	C
Año	2000	2001	2007
P _{lag time} (b)	0	1	1
Términos AR (r)	2	2	3
Términos P (s)	2	3	3
Perlog (j)	0	1	3
Varianza	10,66	0,64	1,67
Error %	69,67	17,38	29,31
α	5,02	29,04	0,30
δ ₁	0,84	0,25	0,83
δ ₂	0,15	0,76	0,13
δ ₃			0,04
ω ₀	0,07	-0,02	0,08
ω ₁		-0,03	-0,07

Los resultados de la aplicación de las funciones objetivos por cada modelo a cada conjunto de información se muestran en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Modelo		Conjunto A	Conjunto B	Conjunto C	Ponderación
A	ECM	12,48	12,85	1,96	
	ECMN	0,23	0,38	0,23	
	Σ	12,71	13,23	2,19	0,25
B	ECM	23,12	28,52	4,67	
	ECMN	0,42	0,85	0,37	
	Σ	23,54	29,36	5,04	0,52
C	ECM	14,43	9,18	1,69	
	ECMN	0,26	0,27	0,20	
	Σ	14,69	9,45	1,89	0,23

De la Tabla 5.5 se desprende que el mejor conjunto de parámetros es el C. El modelo seleccionado se muestra en la Ecuación 5.2.

$$Q(t) = 0,83 \cdot Q(t-1) + 0,13 \cdot Q(t-2) + 0,04 \cdot Q(t-3) + 0,08 \cdot P(t-1) - 0,07 \cdot P(t-2) + 0,30 \cdot \text{Per log}(t-3) \quad [5.2]$$

5.2.1.3. Escorrentía estival Aconcagua en Chacabuquito

Sobre un universo que consideró los períodos 2004, 2005 y 2006, se determinó realizar la calibración utilizando todos los períodos. Los parámetros se muestran en la Tabla 5.6. La selección del mejor conjunto de parámetros se muestra en la Tabla 5.7.

Tabla 5.6. Modelos y conjuntos de parámetros.

Conjunto	A	B	C
Año	2004	2005	2006
P _{lag time} (b)	1	1	2
Términos AR (r)	1	1	1
Términos P (s)	1	2	2
Perlog (j)	1	0	3
Términos Q` (s`)	1	1	1
Q` _{lag time} (d)	0	0	0
Varianza	4,44	79,84	28,41
Error %	39,78	40,76	35,58
α	29,30	70,98	10,29
δ ₁	0,97	0,98	0,96
ω ₀		0,02	0,06
θ ₁	0,11	0,12	0,13

Tabla 5.7. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Modelo		Conjunto A	Conjunto B	Conjunto C	Ponderación
A	ECM	13,72	129,45	25,77	
	ECMN	0,09	0,05	0,02	
	Σ	13,81	129,50	25,79	0,33
B	ECM	10,76	131,69	29,24	
	ECMN	0,07	0,05	0,02	
	Σ	10,83	131,74	29,26	0,33
C	ECM	11,98	135,46	30,52	
	ECMN	0,08	0,05	0,03	
	Σ	12,06	135,51	30,55	0,34

De la Tabla 5.7 se desprende que cualquiera de los 3 modelos y conjuntos de parámetros puede considerarse como un buen modelo. La selección del modelo más idóneo corresponde al conjunto A y se definió por la menor varianza, mostrada en la Tabla 5.6.

$$Q(t) = 0,97 \cdot Q(t-1) + 29,30 \cdot \text{Per log}(t-1) + 0,11 \cdot Q'(t) \quad [5.3]$$

5.2.1.4. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabuquito

Dadas las 2 configuraciones señaladas en la Figura 5.4 se definió utilizar para la calibración del modelo el período comprendido entre los años 1965 y 1999. Los parámetros para cada una de las 2 configuraciones se muestran en la Tabla 5.8. La selección del mejor conjunto de parámetros se muestra en la Tabla 5.9.

Tabla 5.8. Modelos y conjuntos de parámetros.

Configuración	A	B
Var. Exógena	T Vilcuya	RN Portillo
Var. Independiente	RN Portillo	T Vilcuya
P _{lag time} (b)	0	2
Términos AR (r)	1	2
Términos P (s)	2	2
Perlog (j)	1	1
Términos Q` (s`)	1	1
Q` _{lag time} (d)	2	0
Varianza	160,66	156,23
Error %	525,37	465,75
α	34,27	29,89
δ ₁	0,69	0,77
δ ₂		-0,12
ω ₀	0,33	0,01
θ ₁	0,01	0,40

Tabla 5.9. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Período	Configuración		
	A	B	
1965-1999	ECM	157,44	148,7
	ECMN	0,16	0,15
	Σ	157,60	148,89

De la Tabla 5.9 se desprende que cualquiera de los 2 modelos puede ser aceptado como el mejor debido a la poca variabilidad entre indicadores de diagnóstico. Sin embargo, siguiendo las reglas aplicadas sobre los demás esquemas de modelación, el mejor modelo corresponde a la configuración B, debido a una menor varianza unido al menor valor alcanzado en la suma de las funciones objetivo. El modelo definido para este esquema queda dado por la Ecuación 5.4.

$$Q(t) = 0,77 \cdot Q(t-1) - 0,12 \cdot Q(t-2) + 0,01 \cdot P(t-2) + 29,89 \cdot \text{Per } \log(t-1) + 0,40 \cdot Q'(t) \quad [5.4]$$

5.2.2. SNOW-17

Los parámetros son calibrados de acuerdo a la minimización del error cuadrático medio por medio de algoritmo genético, materia que no se explicará por estar fuera de los alcances del presente trabajo.

La información de temperatura y de precipitación debe estar asociada a una cota de referencia. De esta forma se determinó que la estación Vilcuya sería la más apropiada para los registros medios diarios de temperatura, y la estación Riecillos para los registros de precipitación diaria.

5.2.2.1. Escorrentía anual Juncal en Juncal

En la Figura 5.9, 5.10 y 5.11 se muestran los resultados de la aplicación del modelo para los períodos: (i) 2000-2002 (años hidrológicos 2000-2001 y 2001-2002), (ii) 2002-2004 (años hidrológicos 2002-2003 y 2003-2004), y (iii) 2004-2006 (años hidrológicos 2004-2005 y 2005-2006), respectivamente.

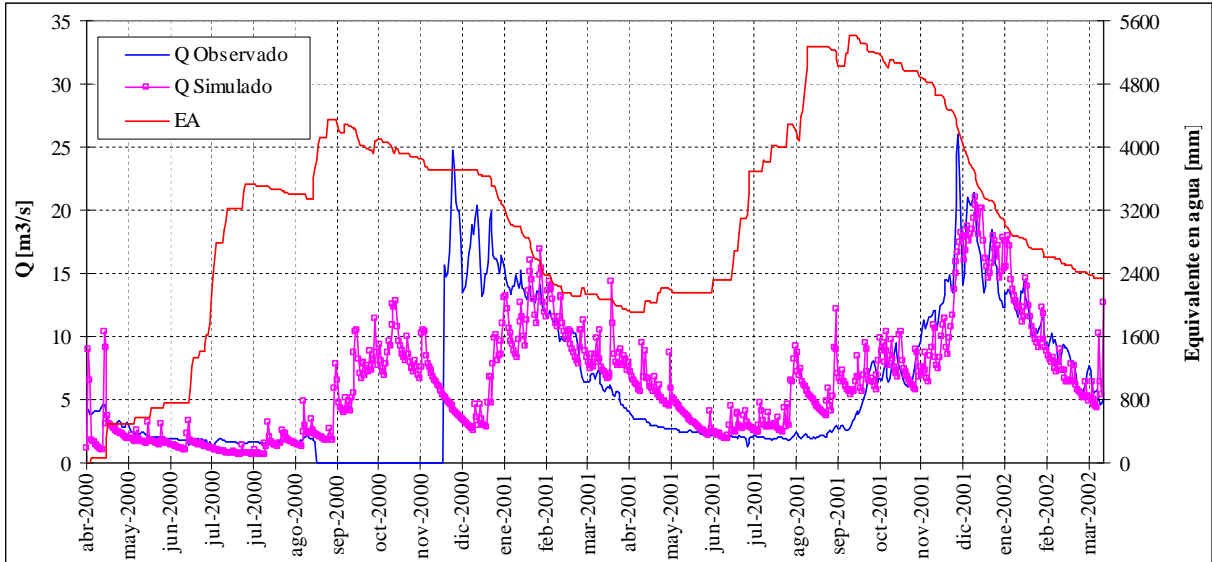


Figura 5.9. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Juncal en Juncal, período 2000-2002. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

De la Figura 5.9 se observa que los caudales simulados por el modelo SNOW-17 no alcanzan los valores máximos observados y tienden a predecir un derretimiento acelerado de la nieve generándose una sobrestimación de la escorrentía al inicio del período de estiaje.

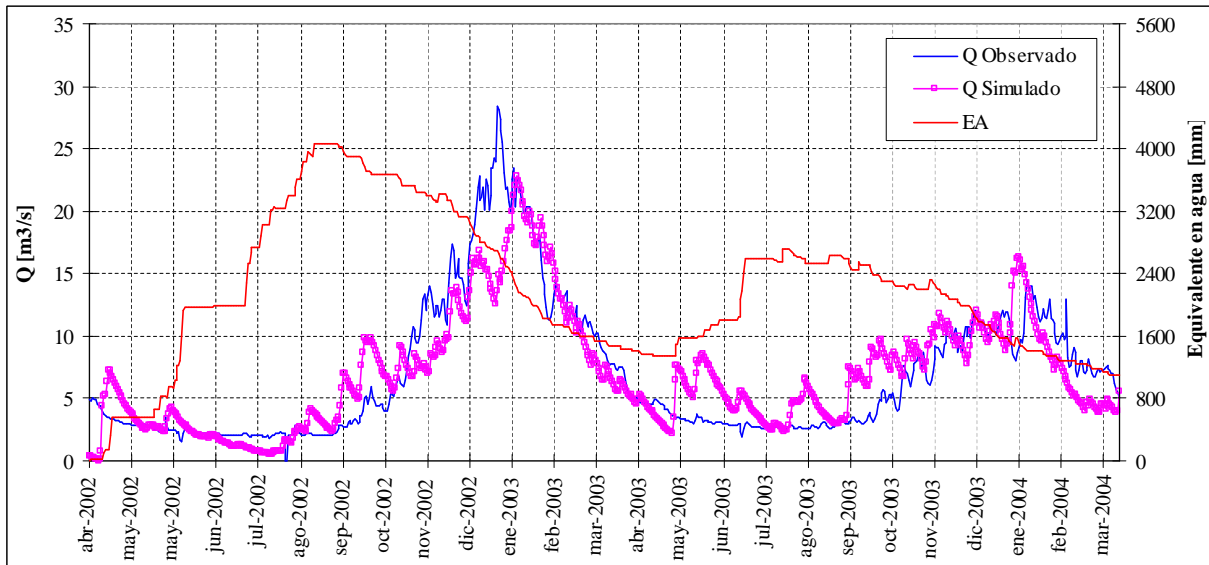


Figura 5.10. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Juncal en Juncal, período 2002-2004. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

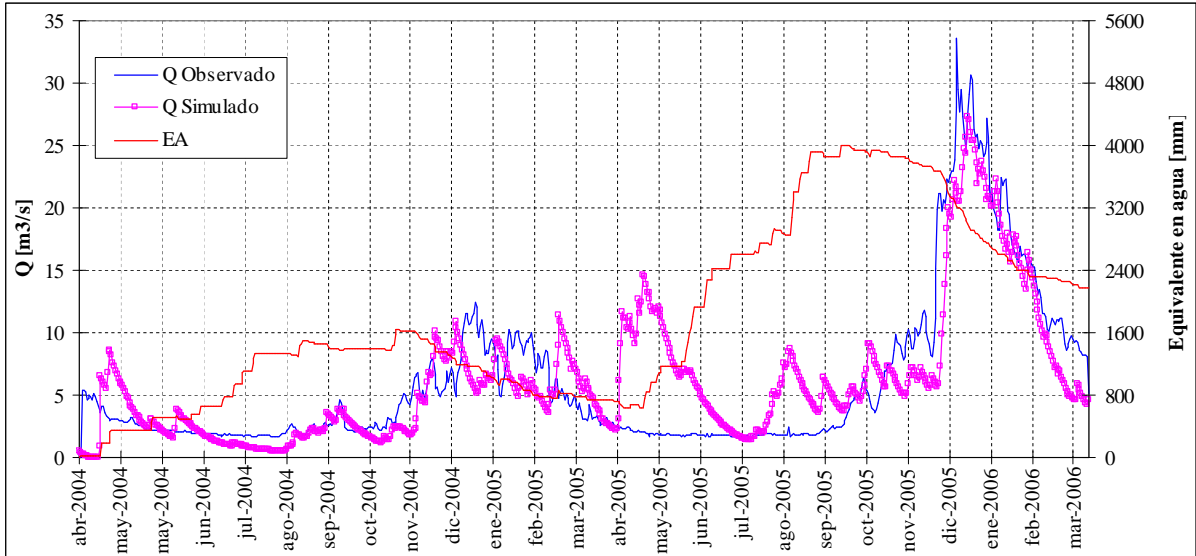


Figura 5.11. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Juncal en Juncal, período 2004-2006. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

En la Tabla 5.10 se muestra el resumen de las funciones objetivos aplicadas sobre la variable de escorrentía para los diferentes períodos de modelación.

Tabla 5.10. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Modelo		Período 2000-2002	Período 2002-2004	Período 2004-2006	Ponderación
Período 2000-2002	ECM	4,03	4,10	4,61	
	R ²	0,48	0,43	0,44	
	Σ	4,51	4,54	5,05	14,09
Período 2002-2004	ECM	4,53	2,83	4,41	
	R ²	0,35	0,73	0,48	
	Σ	4,88	3,56	4,89	13,33
Período 2004-2006	ECM	4,66	4,59	3,62	
	R ²	0,31	0,29	0,65	
	Σ	4,97	4,88	4,27	14,12

De la Tabla 5.10 se desprende que el conjunto de parámetros que entrega mejores resultados es el correspondiente al período modelado 2002-2004, con un coeficiente promedio de Nash-Sutcliffe igual a 0,52, con una desviación estándar del 19%, lo que representa un resultado de mediana calidad.

En relación a los resultados gráficos, la respuesta del modelo sigue la tendencia de régimen estacional en la cuenca, sobreestimando la escorrentía generada al inicio de la temporada de deshielo y subestimando la máxima escorrentía alcanzada en el período. Esto puede deberse a múltiples razones dentro de las cuales la más importante es la falta de relaciones en el modelo

que incorporen la influencia del suelo en la respuesta dinámica de la escorrentía. La variabilidad del equivalente en agua posee una particularidad en años húmedos (o de gran acumulación) en la que se distingue la permanencia de un volumen importante de agua al final del período disponible para la siguiente temporada de acumulación.

5.2.2.2. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabuquito

En la Figura 5.12, 5.13 y 5.14 se muestran los resultados de la aplicación del modelo para los períodos hidrológicos: (i) 2000-2001, (ii) 2004-2005, y (iii) 2005-2006. Para tener una apreciación respecto del equivalente en agua en los diferentes años, se ha definido una escala única en cada gráfico con un máximo de 4.000 mm.

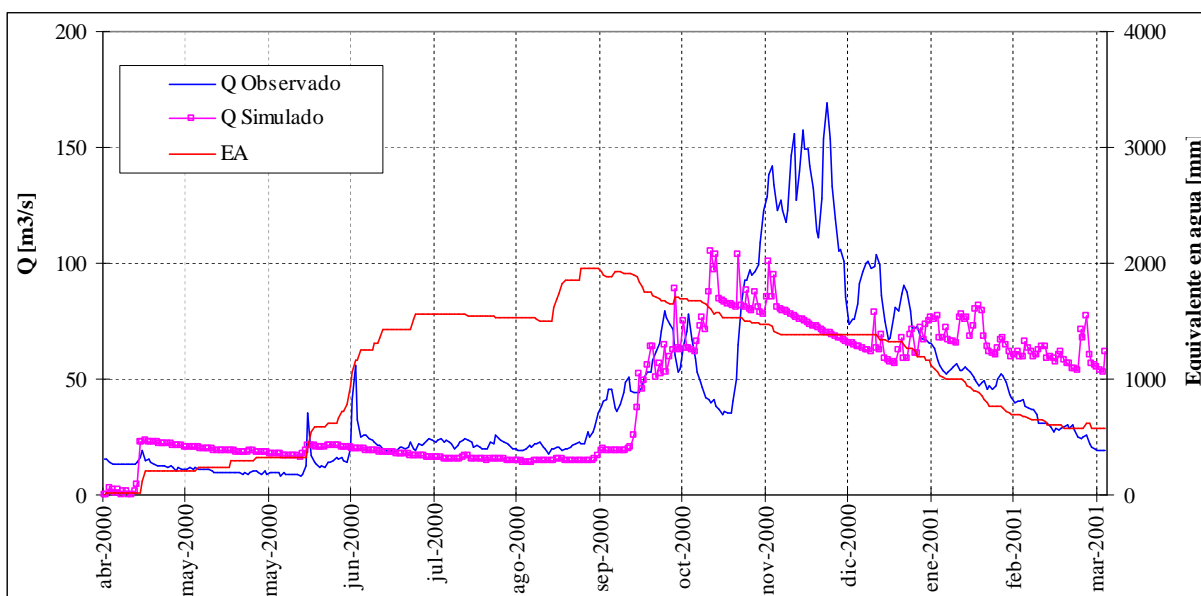


Figura 5.12. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabuquito, período 2000-2001. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

Los resultados gráficos muestran que la respuesta del modelo sigue la tendencia de régimen estacional en la cuenca, con una subestimación de la escorrentía máxima de deshielo. En relación a las crecidas pluviales, se observa que el modelo no identifica dichas crecidas como instantáneas.

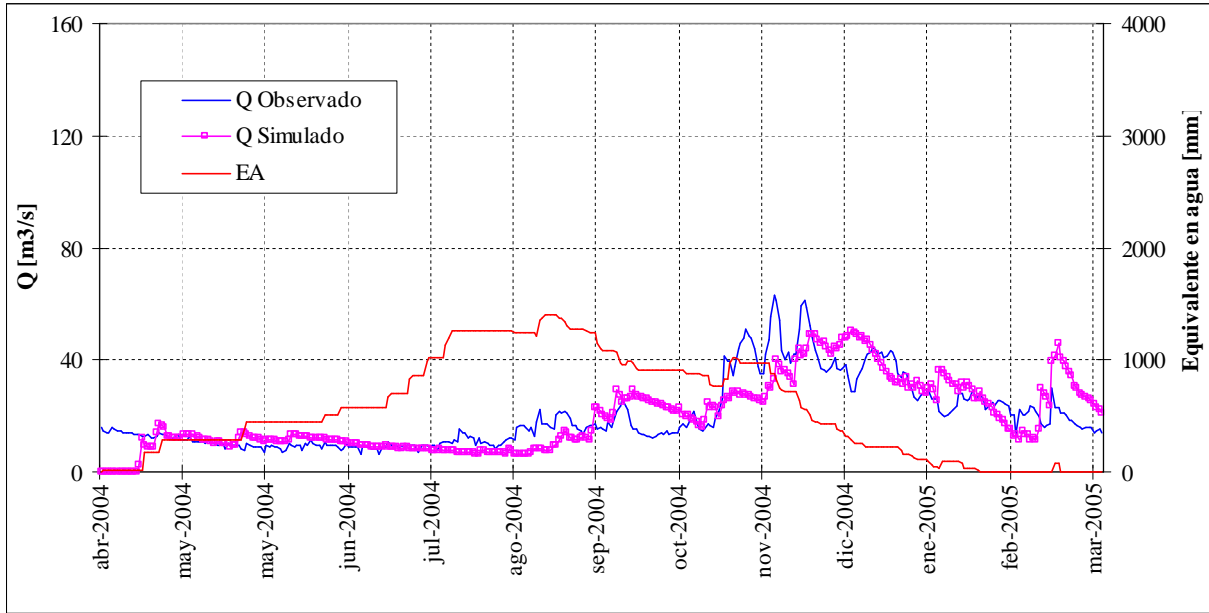


Figura 5.13. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabuquito, período 2004-2005. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

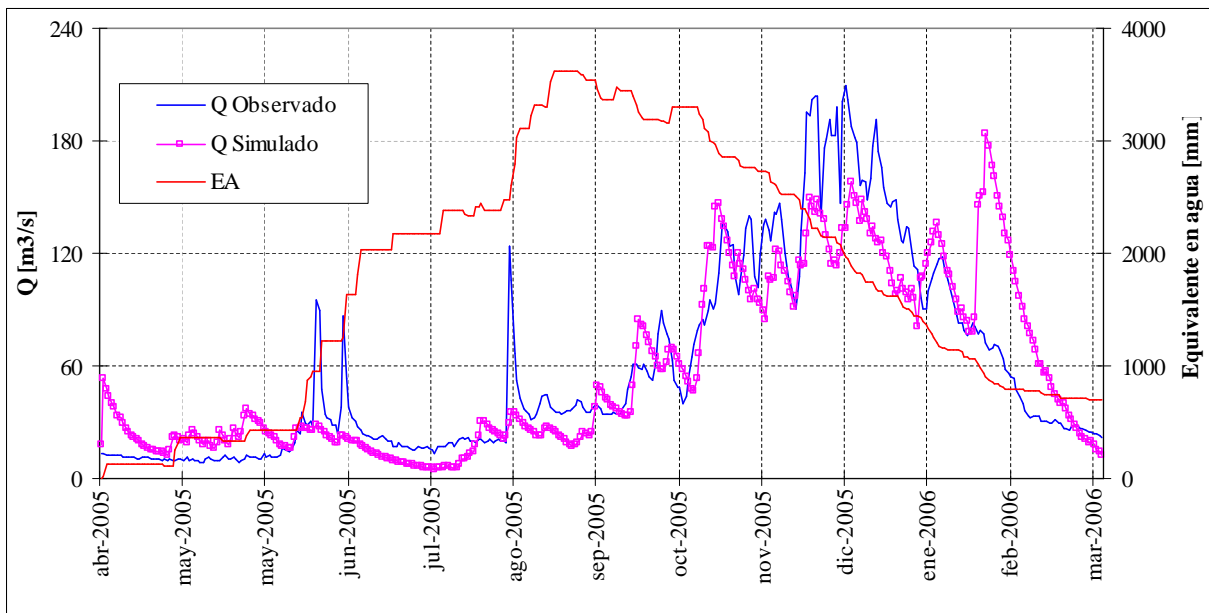


Figura 5.14. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabuquito, período 2005-2006. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

En la Tabla 5.11 se muestra el resumen de las funciones objetivos aplicadas sobre la variable de escorrentía para los diferentes períodos de modelación.

Tabla 5.11. Selección del mejor conjunto de parámetros.

Modelo		Período 2000-2001	Período 2004-2005	Período 2005-2006	Ponderación
Período 2000-2001	ECM	24,71	11,22	39,81	
	R ²	0,53	0,16	0,43	
	Σ	25,24	11,38	40,24	76,85
Período 2004-2005	ECM	31,58	2,83	44,92	
	R ²	0,23	0,73	0,27	
	Σ	31,82	3,56	45,19	80,56
Período 2005-2006	ECM	45,39	18,96	28,49	
	R ²	-0,59	-1,39	0,71	
	Σ	44,80	17,57	29,19	91,56

Los resultados numéricos no son satisfactorios, puesto que los coeficientes promedios de Nash-Sutcliffe son menores a 0,5, lo que hace desechar las diferentes modelaciones.

5.2.3. MSND

Una de las particularidades que posee el modelo MSND es que posee variables que requieran ser calibradas, por lo que no es necesario calibrar el modelo antes de su aplicación. Esto puede ser considerado una desventaja significativa frente a otros modelos ya que durante el proceso de calibración es posible evaluar los supuestos que se consideran en la modelación.

5.3. VALIDACIÓN

5.3.1. FTXZ

5.3.1.1. Escorrentía estival Juncal en Juncal

El modelo obtenido fue aplicado en los períodos: 2003, 2005 y 2006. Los resultados numéricos y gráficos se muestran en la Tabla 5.12 y en las Figuras 5.15, 5.16 y 5.17, respectivamente.

Tabla 5.12. Resultados de la validación del modelo.

Año	ECM	ECMN	R ²
2003	8,90	1,32	-0,32
2005	7,78	0,13	0,87
2006	8,46	0,29	0,71

Para definir el pronóstico se asumió conocida la temperatura en el instante presente. Se observa en los resultados gráficos que la capacidad de pronóstico del modelo es bastante limitada debido al peso negativo que acompaña a la temperatura.

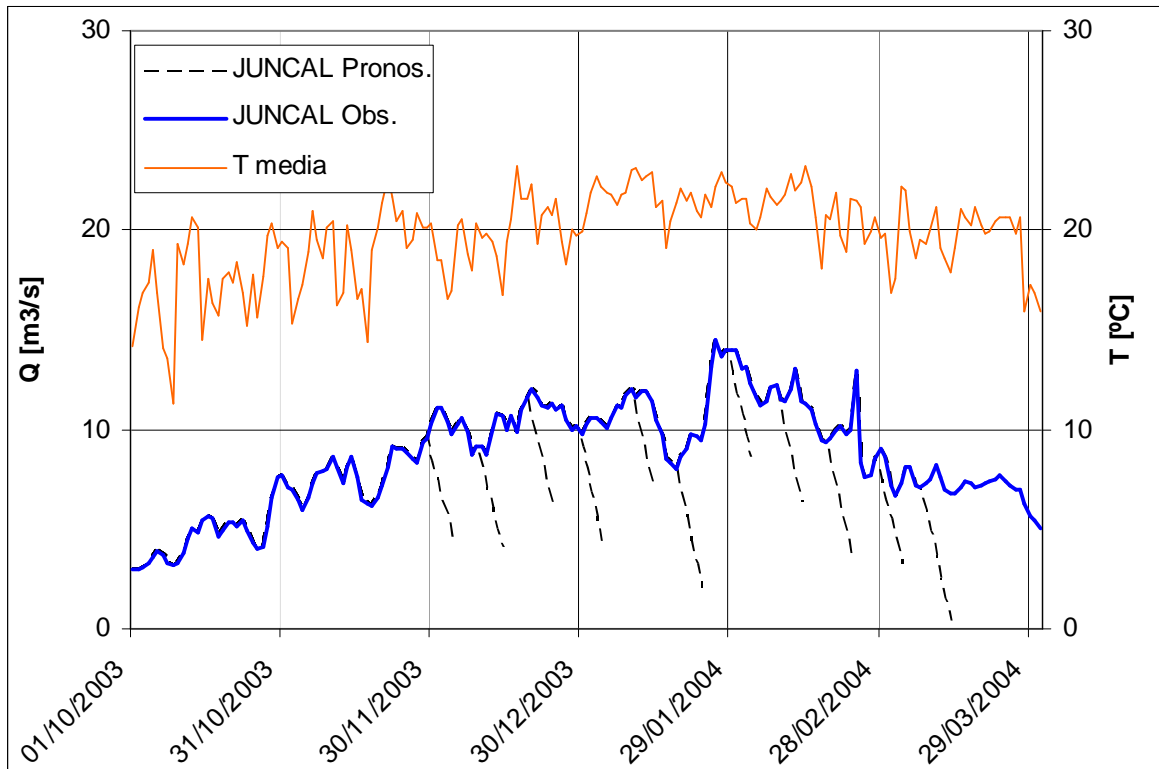
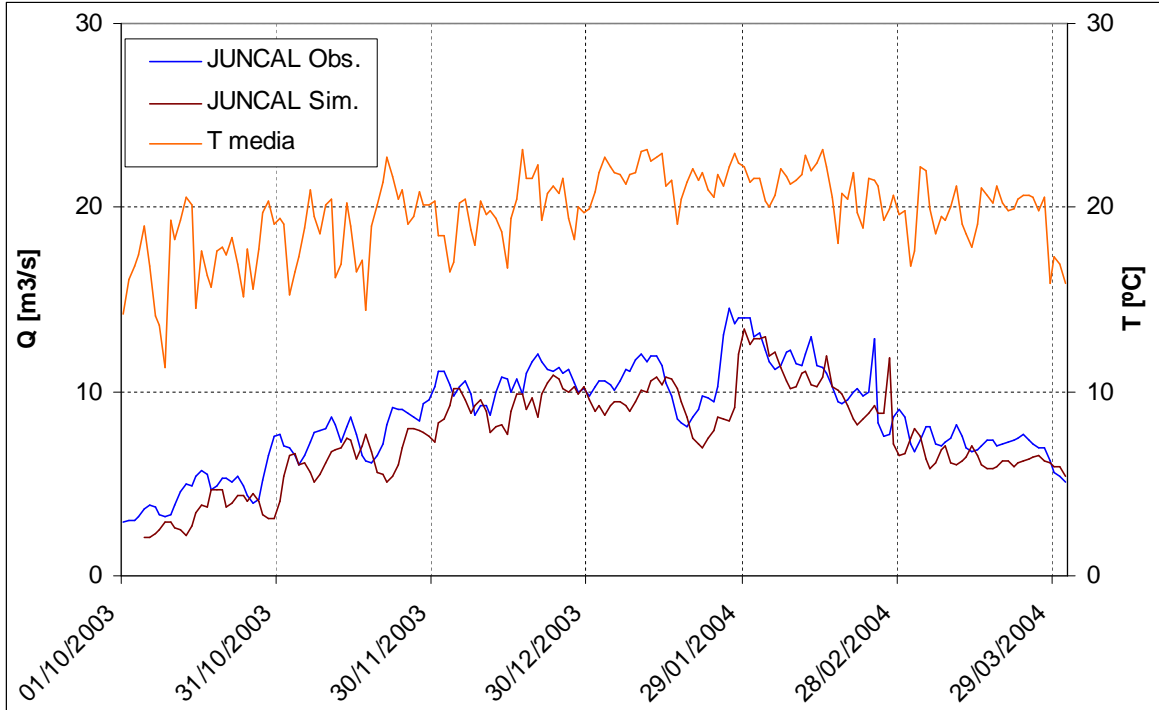


Figura 5.15. (Sup) Validación del modelo para el período estival 2003-2004. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

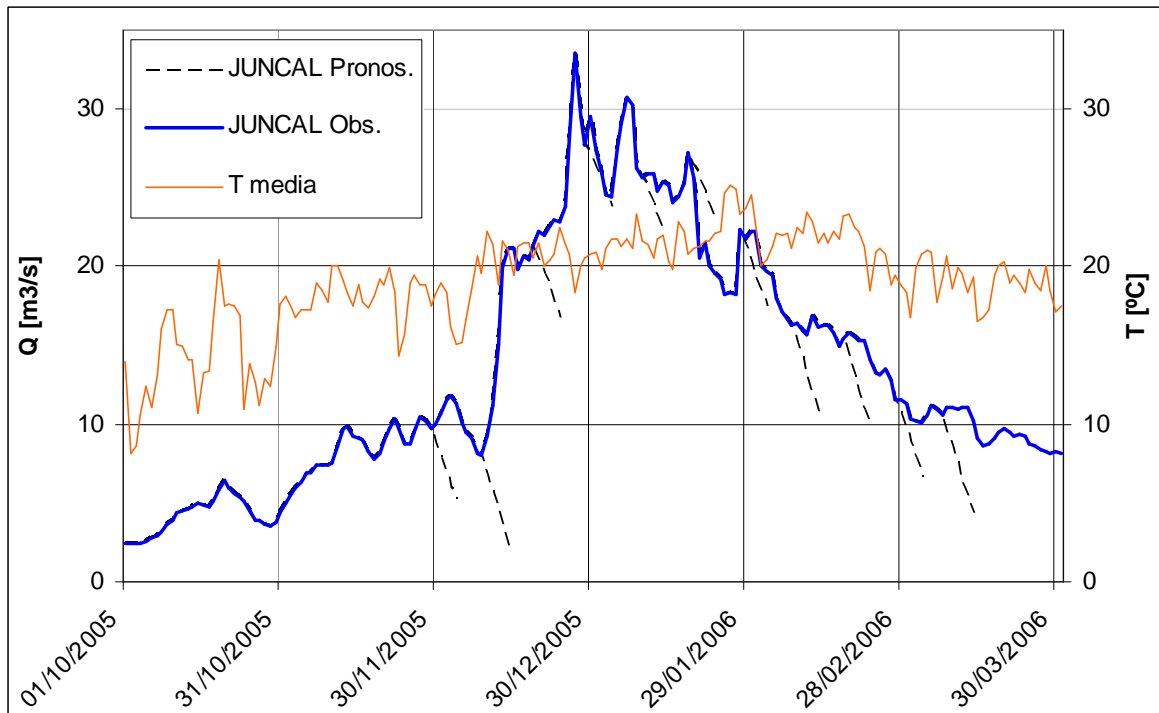
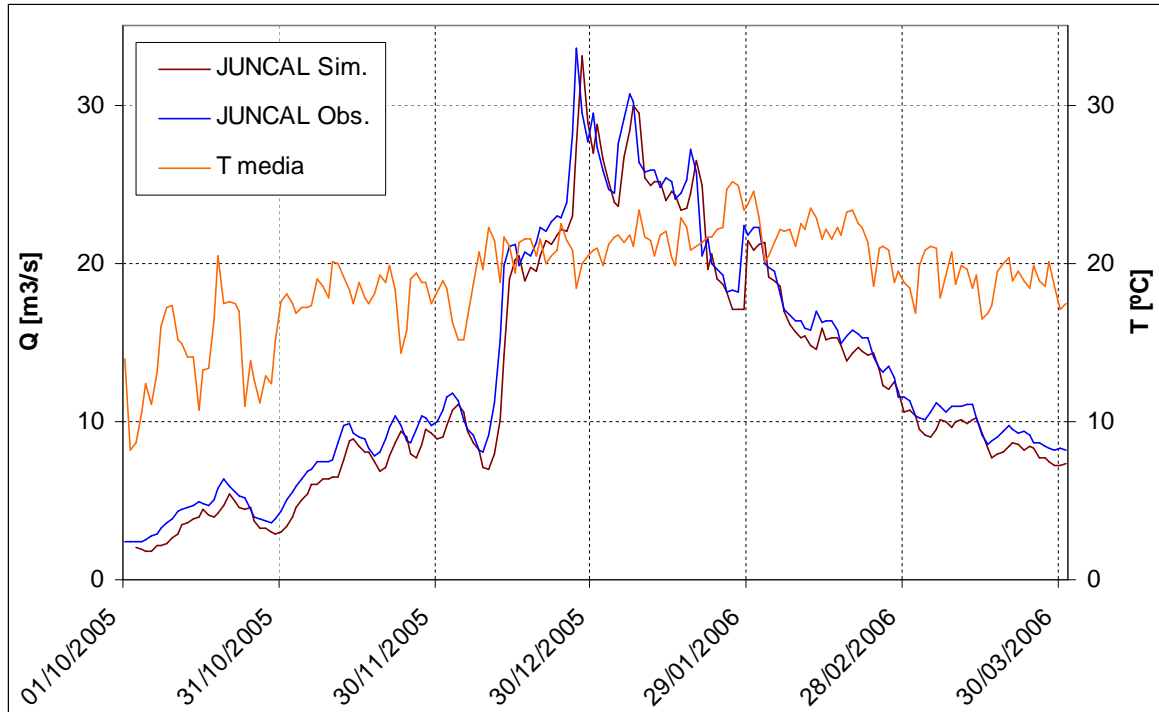


Figura 5.16. (Sup) Validación del modelo para el período estival 2005-2006. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

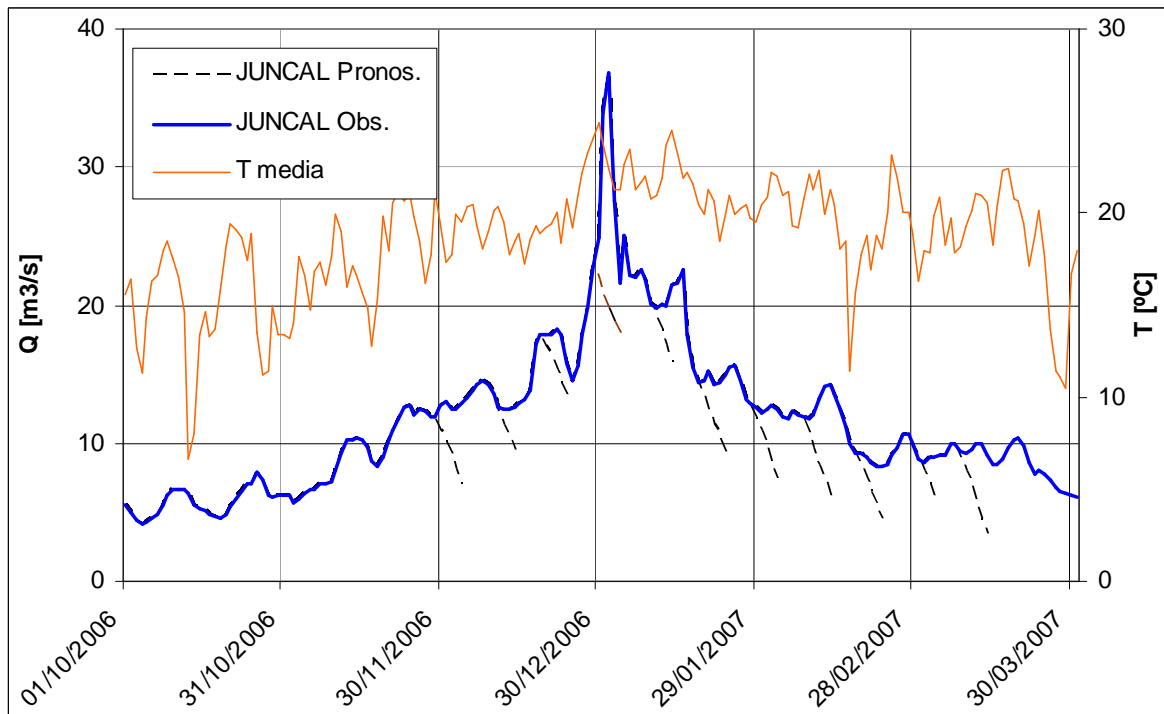
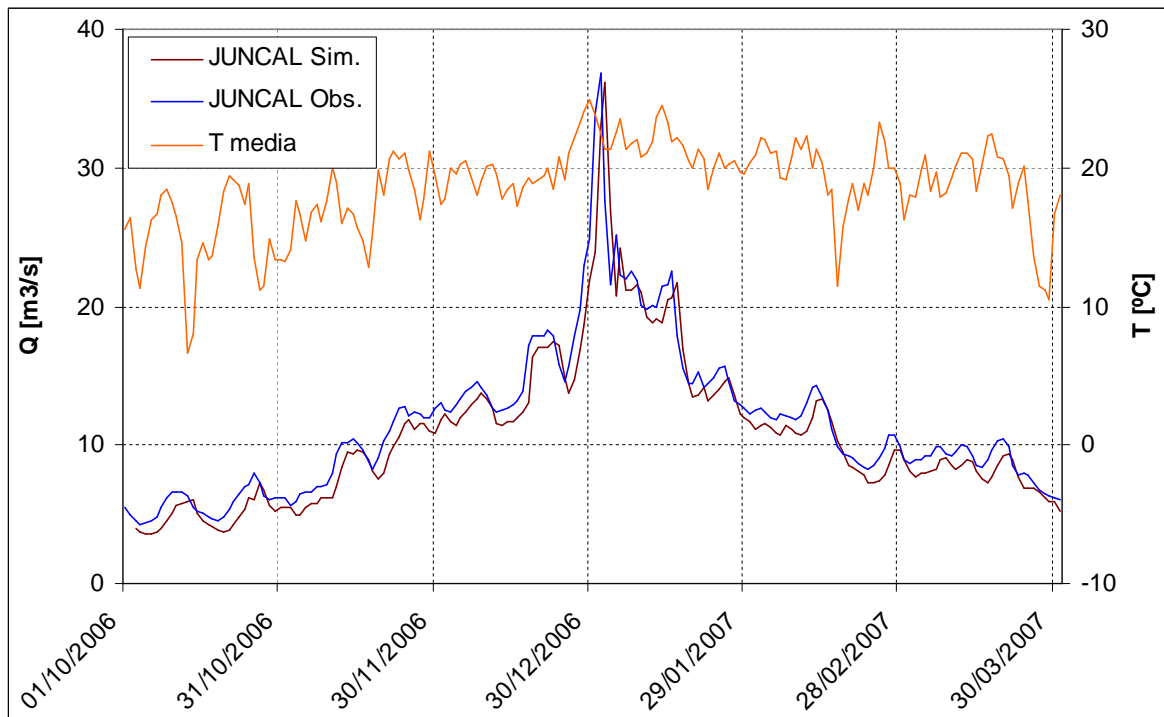


Figura 5.17. (Sup) Validación del modelo para el período estival 2006-2007. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

5.3.1.2. Escorrentía pluvial Aconcagua en Chacabucuito

El modelo obtenido fue aplicado en los períodos: 2005 y 2006. Los resultados numéricos y gráficos se muestran en la Tabla 5.13 y en las Figuras 5.18 y 5.19, respectivamente.

Tabla 5.13. Resultados de la validación del modelo.

Año	ECM	ECMN	R ²
2005	23,33	0,40	0,60
2006	85,80	0,49	0,51

En relación a la capacidad de pronóstico de este modelo, se observa que no permite representar las grandes crecidas. La razón de esta limitante es la similitud y signo opuesto entre los parámetros que acompañan a la precipitación.

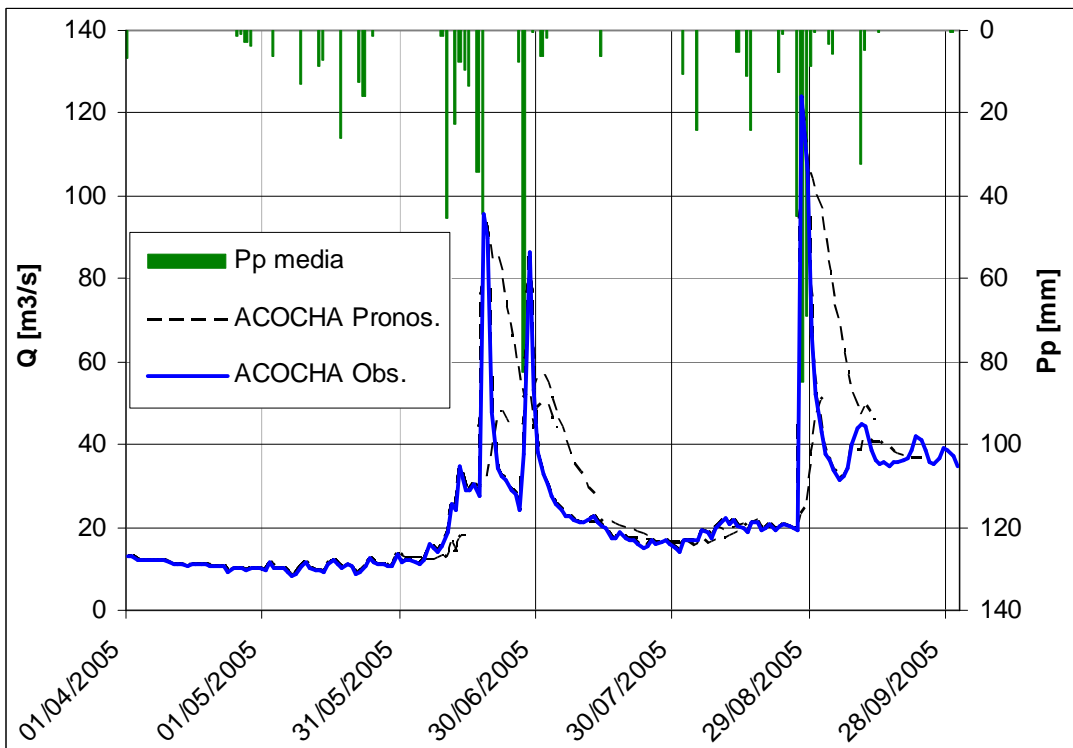
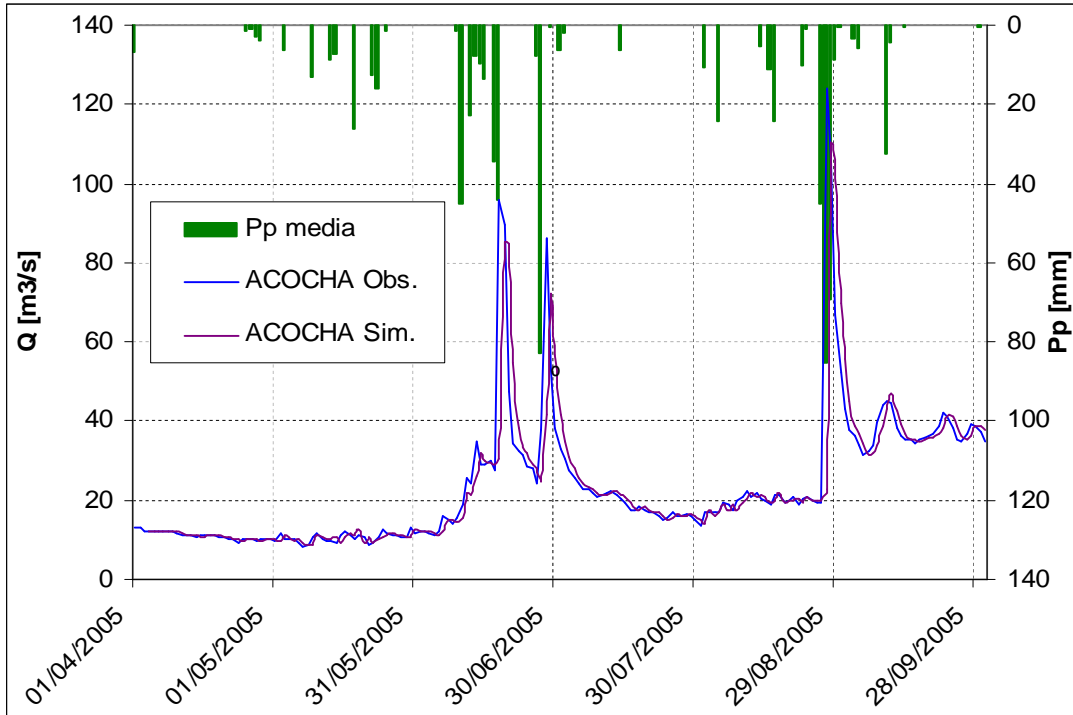


Figura 5.18. (Sup) Validación del modelo para el período pluvial 2005. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

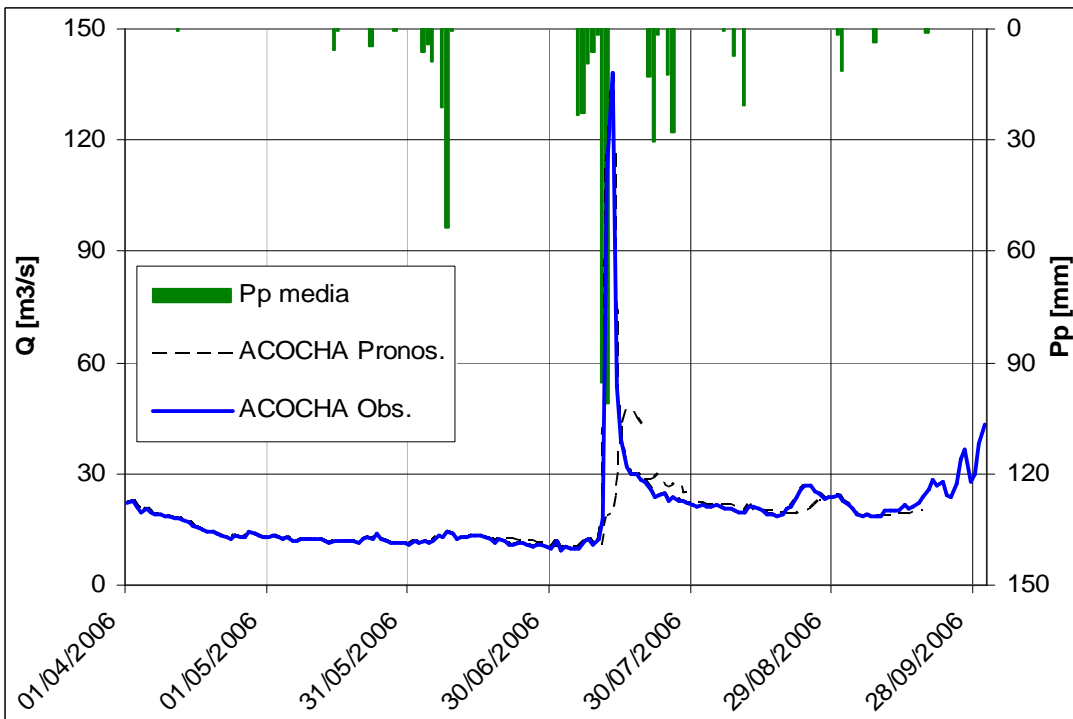
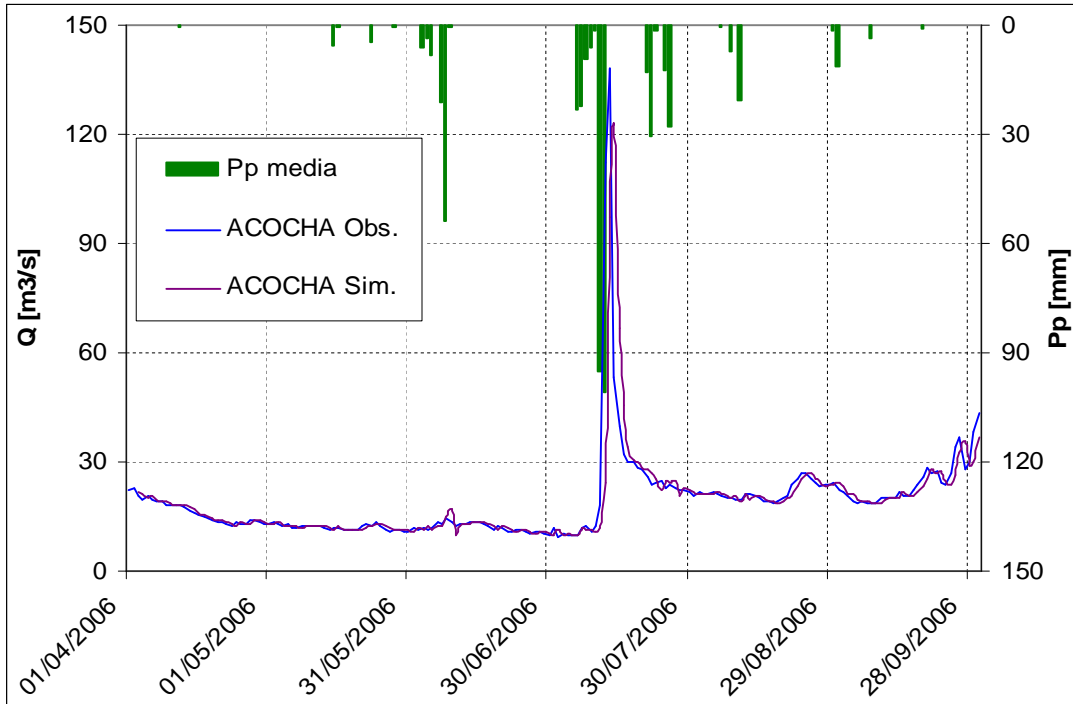


Figura 5.19. (Sup) Validación del modelo para el período pluvial 2006. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

5.3.1.3. Escorrentía estival Aconcagua en Chacabuquito

El modelo obtenido no pudo ser aplicado en ninguna serie aparte de las definidas en el proceso de calibración, por falta de información. Los resultados obtenidos en la calibración se resumen en la Tabla 5.14. Los resultados gráficos se aprecian en las Figuras 5.20, 5.21 y 5.22.

Tabla 5.14. Resultados de la validación del modelo.

Año	ECM	ECMN	R ²
2004	13,78	0,09	0,91
2005	129,45	0,05	0,95
2006	25,77	0,02	0,98

Se cree que para validar el modelo es necesario utilizar algún período con información disponible durante los años anteriores al período 2000-2007.

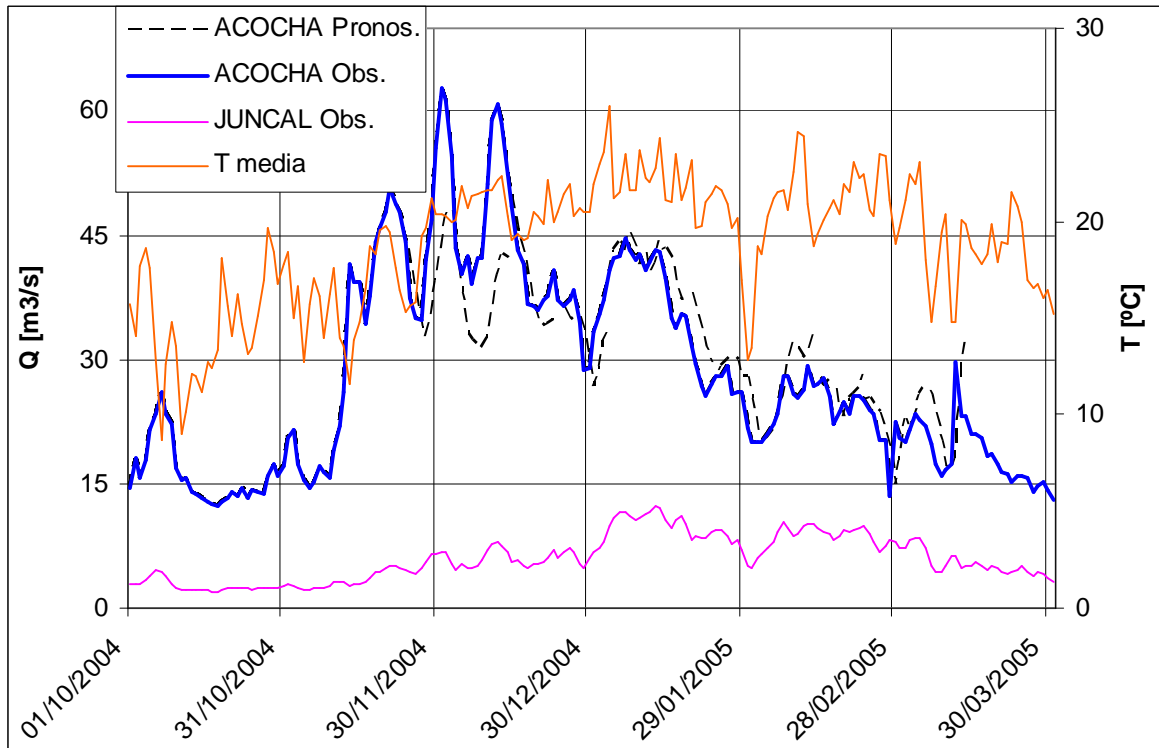
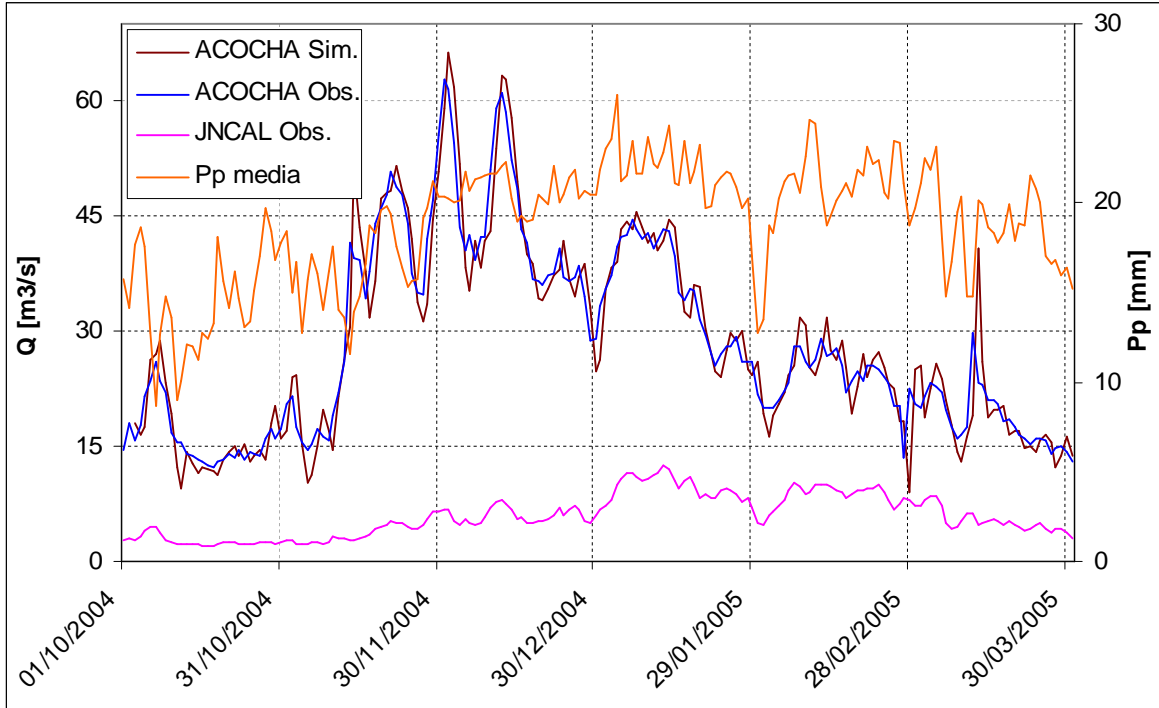


Figura 5.20. (Sup) Validación del modelo para el período deshielo 2004-2005. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

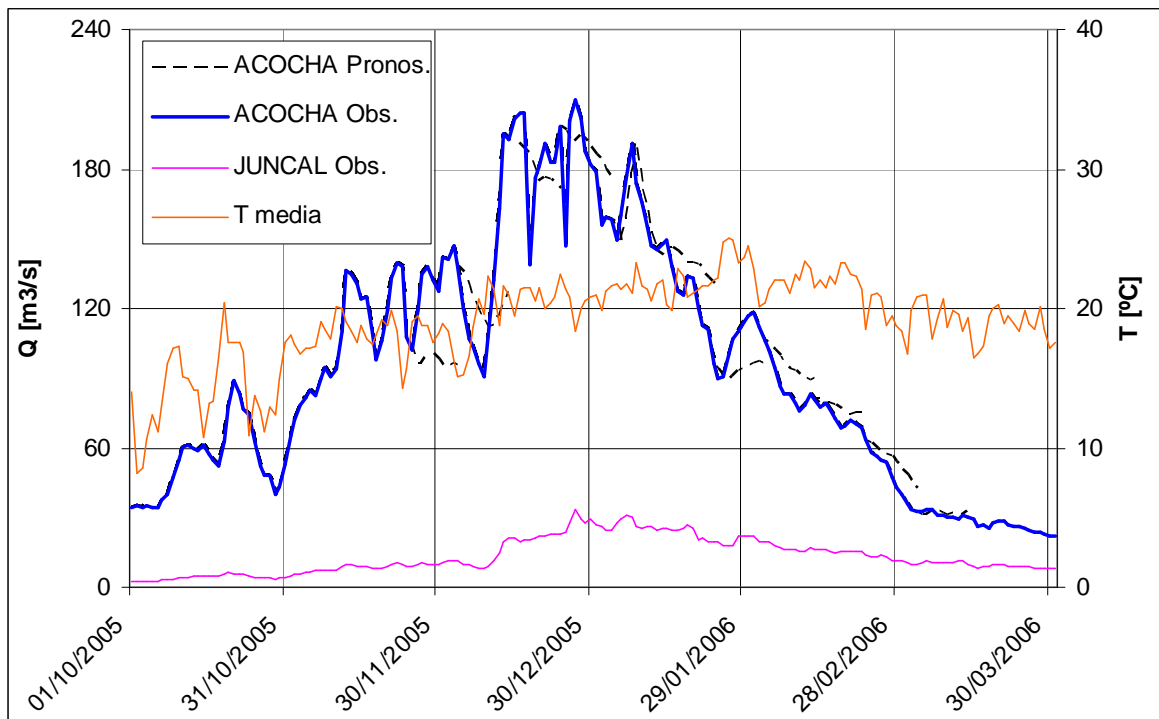
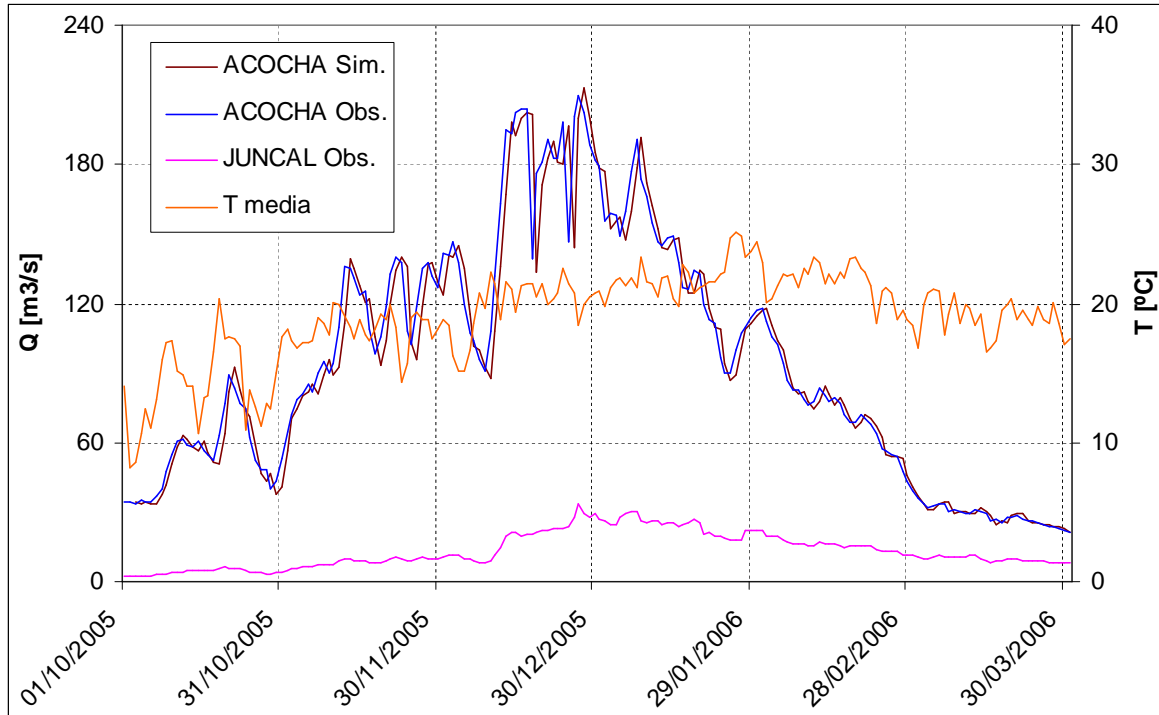


Figura 5.21. (Sup) Validación del modelo para el período deshielo 2005-2006. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

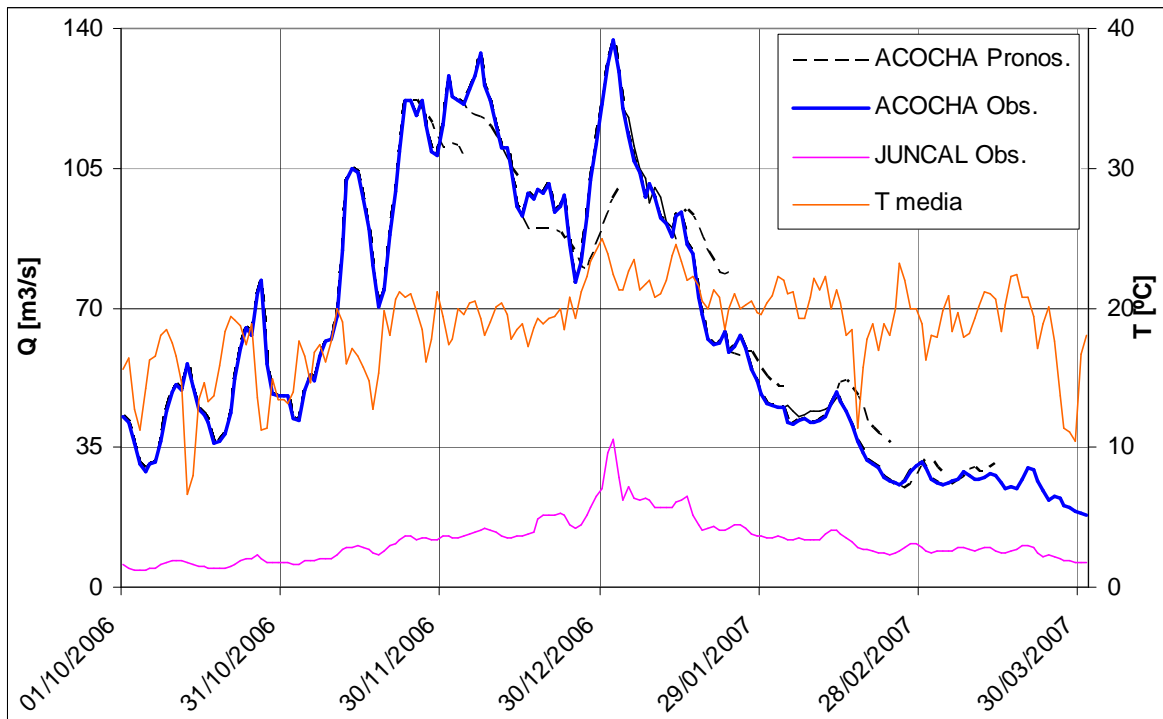
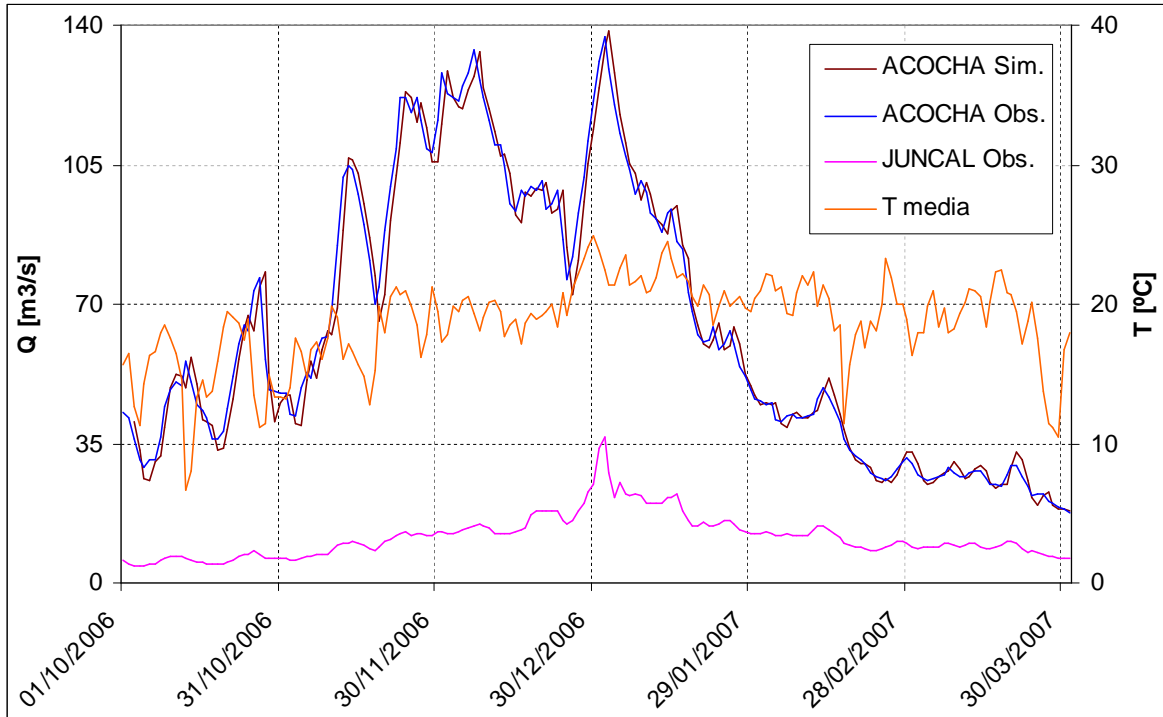


Figura 5.22. (Sup) Validación del modelo para el período deshielo 2006-2007. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

5.3.1.4. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabucuito

Cada modelo obtenido fue aplicado en el período 2000-2007. En las Figuras 5.23 y 5.24 se aprecian los resultados gráficos de cada configuración. Para incluir la información de ruta de nieves en los gráficos, se dividió por un factor igual a 10 cada valor mensual extrapolado.

Si bien, en la calibración se seleccionó el segundo modelo generado (Configuración B), el mejor pronóstico podría ser otra variable para esta elección. A partir de las Figuras 5.23 y 5.24 se puede apreciar que el mejor pronóstico alcanzado para el año 2006 se consigue con el primer modelo (Configuración A). Se puede observar también que los pronósticos obtenidos para el año 2007 son de mediana calidad, generando una sobreestimación del volumen observado.

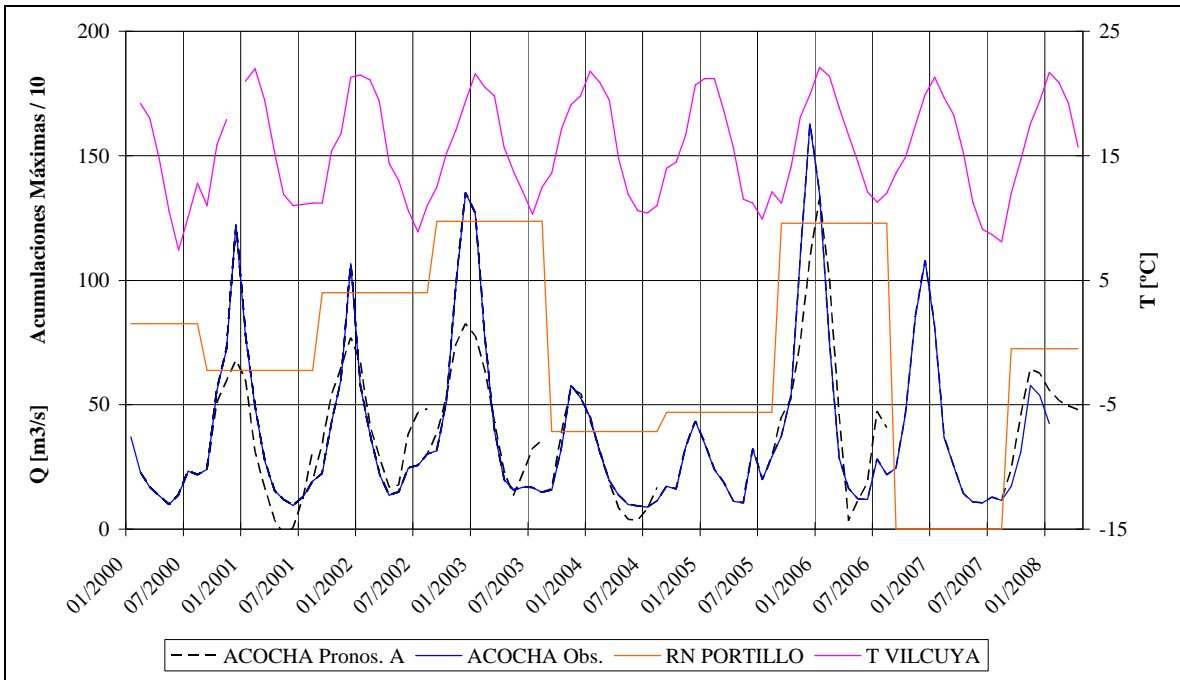
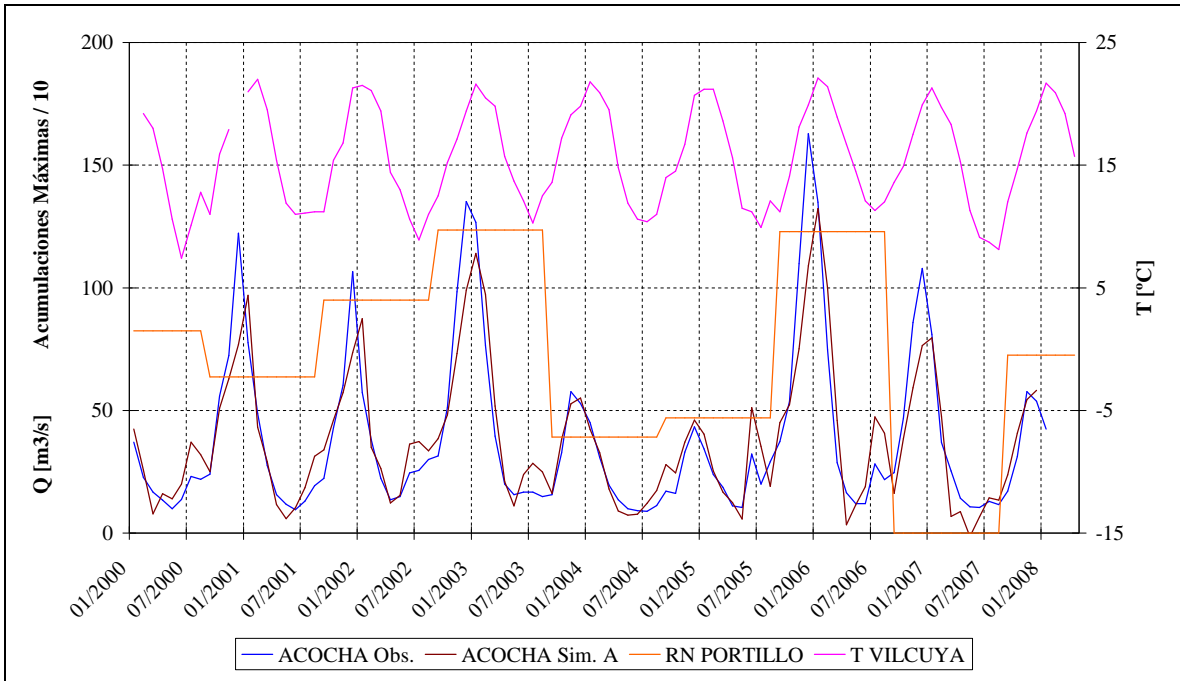


Figura 5.23. (Sup) Validación del modelo según la Configuración A para el período 2000-2007.

(Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

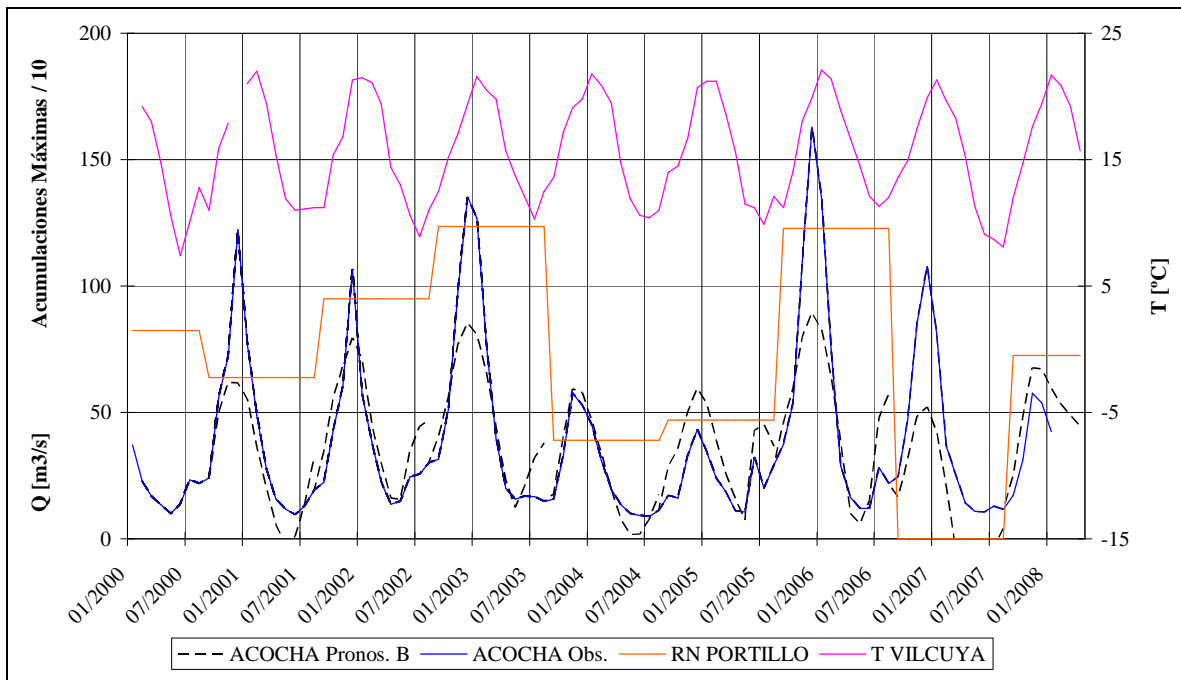
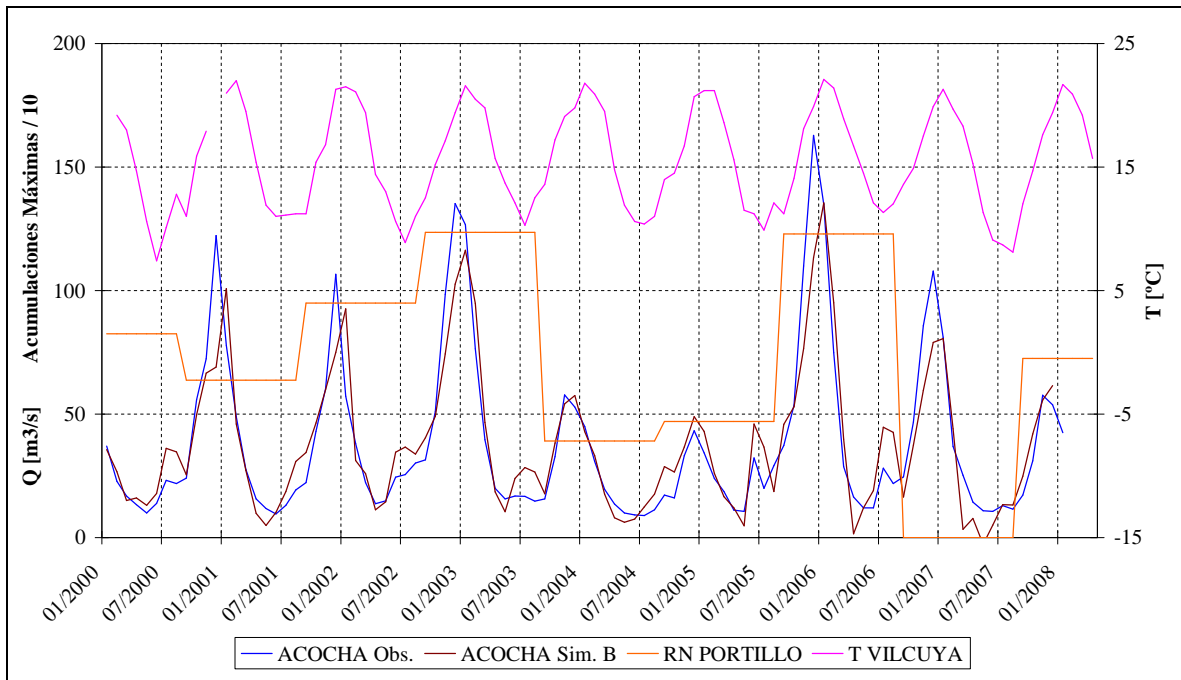


Figura 5.24. (Sup) Validación del modelo según la Configuración B para el período 2000-2007. (Inf) Pronóstico del modelo en el mismo período.

5.3.2. SNOW-17

5.3.2.1. Escorrentía anual Juncal en Juncal

Para la validación del modelo identificado durante el proceso de calibración se empleará la información disponible en el período hidrológico 2006- Enero/2008. En la Figura 2.25 se muestra el resultado sobre el modelo escogido en la calibración.

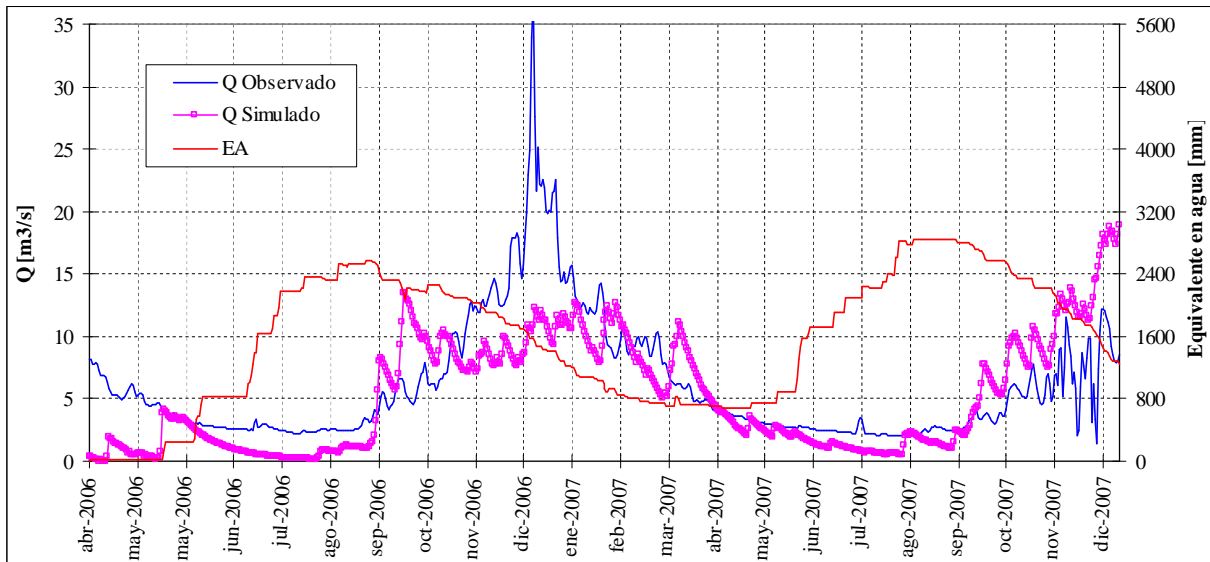


Figura 5.25. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Juncal en Juncal, período 2002-2004. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

Los resultados gráficos muestran una subestimación importante para la crecida de deshielo del período 2006-2007 y una sobrestimación parcial sobre el período 2007-2008. El coeficiente de Nash-Sutcliffe es de 0,29, el cual demuestra la no utilidad del modelo seleccionado.

5.3.2.2. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabuquito

A pesar que no se identificó un modelo idóneo para la cuenca, se evaluaron las diferentes alternativas generadas en la etapa de calibración, identificando la mejor respuesta sobre el período 2006-2007 generada por medio del conjunto de parámetros resultante de la calibración en el período 2005-2006. Los resultados gráficos se muestran en la Figura 5.25. El coeficiente de Nash-Sutcliffe obtenido es de 0,39, el cual representa un mejor resultado que el obtenido para la cuenca del río Juncal. Al igual que en la calibración, los resultados gráficos muestran que el modelo no permite simular las crecidas pluviales.

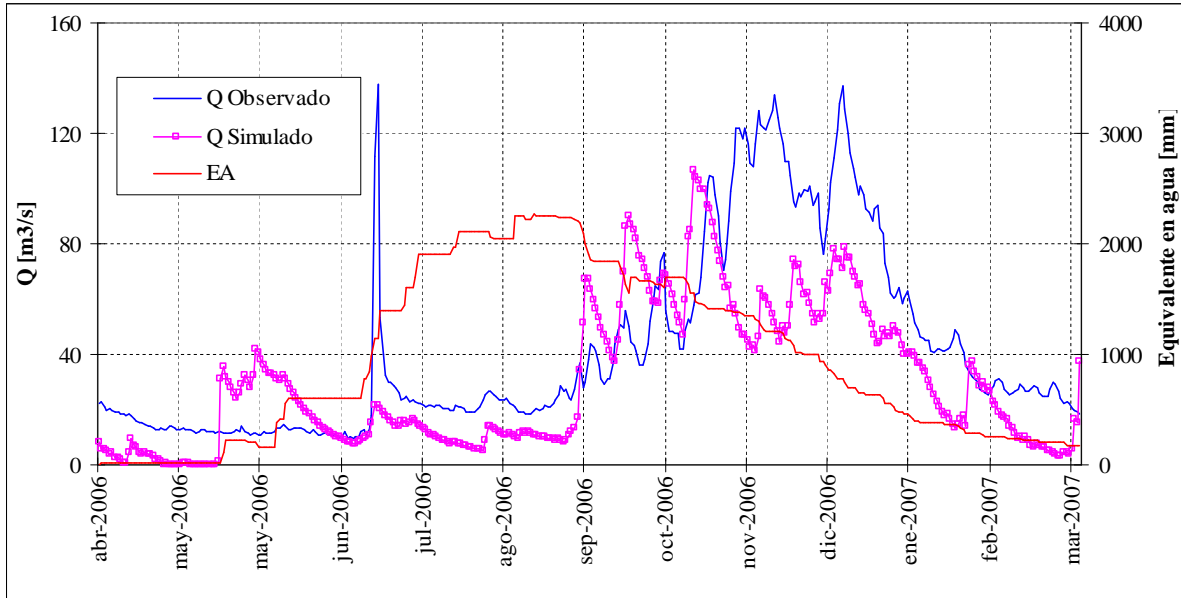


Figura 5.25. Caudal simulado v/s caudal observado en la cuenca definida por la estación Aconcagua en Chacabucuito, período 2005-2006. Además, se muestra el equivalente en agua de la nieve (en color rojo) simulado por el modelo SNOW-17.

5.3.3. MSND

La información meteorológica disponible para el año 2002 comprende el período entre el 12 de Abril 13:00:00 hrs, hasta el 24 de Septiembre 13:00:00 hrs, período que corresponde al período de modelación. Un segundo período con información disponible fue el año 2007, el cual fue desechado finalmente por no ser un registro continuo, con vacíos de información mayor a 15 días.

Desafortunadamente las mediciones in situ son bastantes reducidas en la región lo que limita la comparación con las variables observadas. La única variable que puede ser comparada con alguna fuente de información observada corresponde a la cobertura de nieve. En la Figura 5.26 y 5.27 se comparan las coberturas simuladas y observadas en la cuenca del río Aconcagua y en la cuenca del río Juncal, respectivamente.

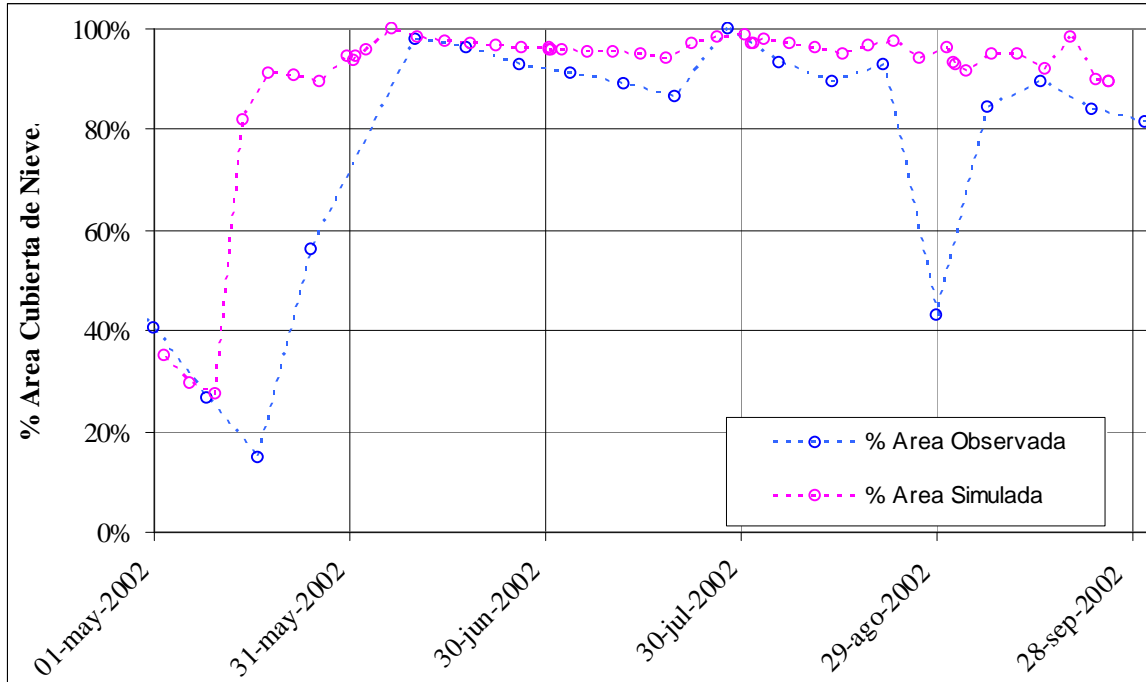


Figura 5.26. Comparación porcentaje de área cubierta simulado y observado en la cuenca definida por la estación fluviométrica Aconcagua en Chacabucito.

Los resultados de la comparación de la cobertura de nieve demuestra la sobrestimación del modelo de simulación. En la cuenca del río Aconcagua se aprecia una cierta tendencia de la respuesta simulada respecto de la respuesta observada, sin embargo, el derretimiento se desarrolla a una menor tasa.

En la cuenca del río Juncal, la situación es más aguda por cuanto la respuesta simulada se mantiene en el 100% del área durante todo el período de simulación. No se observa respuesta al derretimiento de la nieve.

Cabe indicar que el error cometido por el procesamiento de las imágenes utilizadas (MOD10-8 días) no está cuantificado y requiere ser estudiado en profundidad en trabajos futuros.

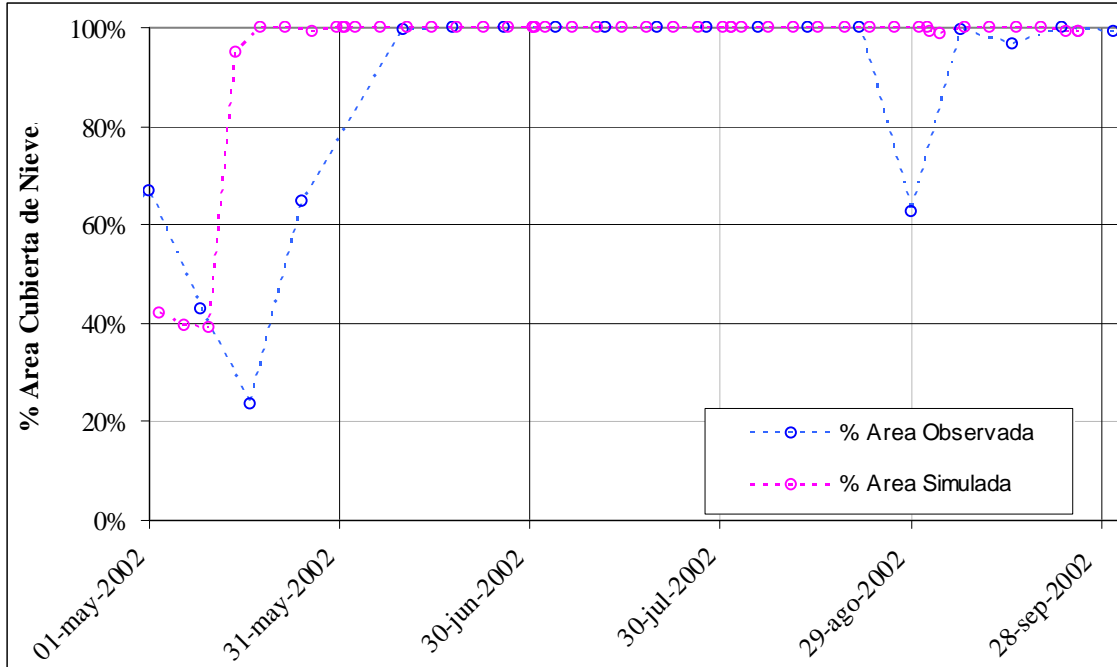


Figura 5.27. Comparación porcentaje de área cubierta simulado y observado en la cuenca definida por la estación fluviométrica Juncal en Juncal.

En la Figura 5.28 se muestra el equivalente en agua del manto durante el período de simulación para cada cuenca.

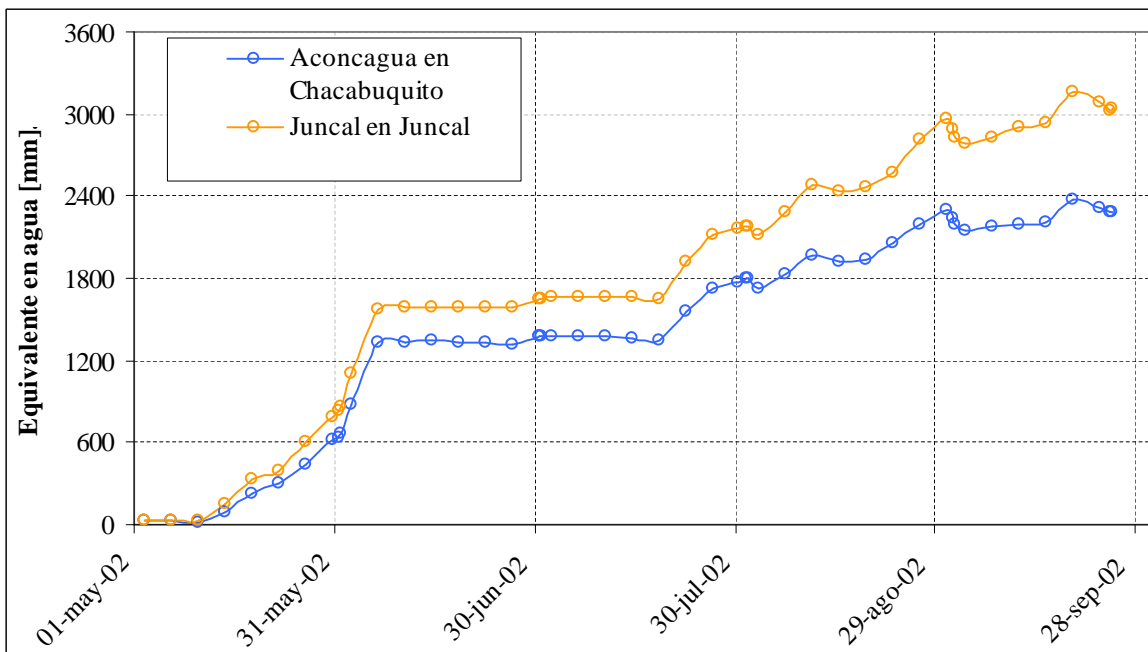


Figura 5.28. Equivalente en agua simulada en la cuenca definida por las estaciones fluviométricas Aconcagua en Chacabucito y Juncal en Juncal

El equivalente en agua (EA) al 2 de Septiembre del año 2002 para la cuenca del río Aconcagua en Chacabucito fue de 2151,87 mm. Para la cuenca del río Juncal el EA para la misma fecha fue de 2776,49 mm.

Para evaluar la respuesta del volumen disponible en el manto de nieve se puede estimar el volumen observado a partir del EA medido en la estación de rutas de nieve de Portillo y considerar las mismas condiciones del manto para el total de la cuenca. Si bien esta estimación puede resultar grosera al considerar la cuenca completa con las mismas condiciones, permite conocer el orden de magnitud de los volúmenes y el grado de acierto o desacierto del modelo (Tabla 5.15).

Tabla 5.15. Comparación volumen observado v/s volumen simulado en las cuencas estudiadas, para el 2 de Septiembre del año 2002.

Variable	Aconcagua	Juncal
EA obs [mm]	1.236	1.236
Area [km ²]	2.210	233
Vol obs [mill m ³]	2.731,56	287,99
Vol sim [mill m ³]	4.540,46	646,92
Error (%)	66,22	124,64

Los resultados ratifican la sobrestimación del modelo, esta vez en relación al volumen de agua almacenado el que alcanza una sobrestimación del 66% en la cuenca del río Aconcagua y por sobre el 100% en la cuenca del río Juncal, considerando para este caso el área total de la cuenca cubierta por nieve.

En el Capítulo 4 se señaló la sobrestimación del modelo meteorológico de meso-escala en relación a la variable de precipitación, hecho que puede explicar la sobrestimación de los volúmenes de agua almacenados en la alta cordillera. Una alternativa que posee el modelo de simulación nival es la corrección de las variables meteorológicas de entrada, en la que es posible ingresar registros observados para su ajuste. Existe otra particularidad que nace de la comparación de los volúmenes, en la que los registros de rutas de nieve pueden tener asociado un error no cuantificado del tipo instrumental lo que puede afectar este tipo de comparaciones.

5.4. PRONÓSTICO PERÍODO 2007-2008

El pronóstico de la escorrentía de deshielo para el período 2007-08 se hará empleando sólo dos de los modelos planteados, FTXZ y SNOW-17. Dichos modelos serán aplicados en las regiones delimitadas por las estaciones fluviométricas Aconcagua en Chacabucito y Juncal en Juncal. El tercer modelo planteado, MSND, no permite modelar la escorrentía por no ser parte de una de las variables de estado del modelo.

5.4.1. Escorrentía anual Juncal en Juncal

En la Tabla 5.16 se muestran los resultados producto de cuatro pronósticos generados mediante el modelo SNOW-17 para el período 2007-2008. La gráfica de los diferentes pronósticos se aprecia en la Figura 5.29. En la Tabla 5.17 se muestra el resumen de resultados.

Tabla 5.16. Escorrentía observada v/s escorrentía pronosticada (m³/s).

Mes	Q _{Obs}	Q _{Pron.1}	Q _{Pron.2}	Q _{Pron.3}	Q _{Pron.4}	Q _{Pron. Medio}	Desv. Est.
Sep	2.6	2.6	1.5	1.5	3.5	2.3	1.0
Oct	4.2	6.6	5.3	7.2	5.5	6.2	0.9
Nov	6.6	7.1	5.5	11.4	5.7	7.4	2.7
Dic	7.8	8.1	12.4	12.3	7.7	10.1	2.6

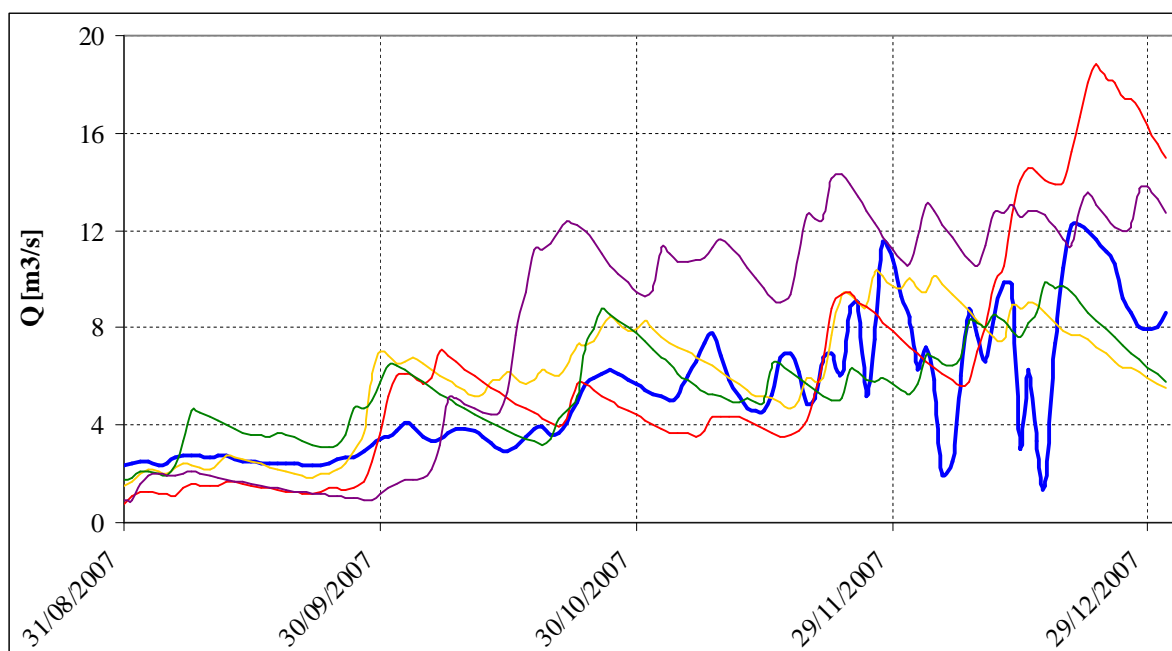


Figura 5.29. Pronósticos de escorrentía de deshielo en la estación Juncal en Juncal mediante el modelo SNOW-17. Q observado (línea azul); Q pronosticado (líneas con otros colores).

Tabla 5.17 Resumen de resultados, pronósticos de escorrentía (m³/s) y error porcentual en el período 2007-2008

Mes	Q Obs.	Q Pron. SNOW-17	Error %
Sep	2,61	2,3	-13
Oct	4,24	6,2	46
Nov	6,58	7,4	13
Dic	7,76	10,1	31

5.4.2. Escorrentía anual Aconcagua en Chacabuquito

En la Figura 5.30 se aprecian diferentes pronósticos generados con el modelo SNOW-17 para el período 2007-2008. En la Tabla 5.18 se muestra el resumen de los resultados.

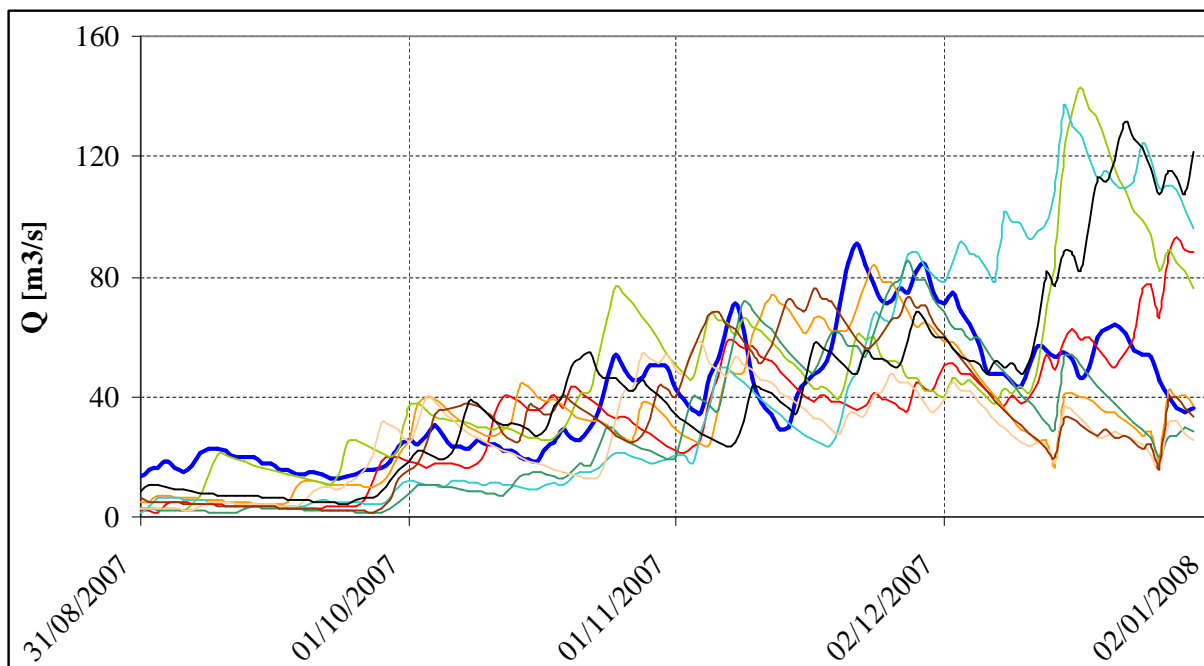


Figura 5.30. Pronósticos de escorrentía de deshielo en la estación Aconcagua en Chacabuquito mediante el modelo SNOW-17. Q observado (línea azul); Q pronosticado (líneas con otros colores).

En la Figura 5.30 se aprecia la creciente variabilidad de la respuesta del modelo en la medida que se aproxima al caudal máximo de deshielo.

Tabla 5.18. Resumen de resultados, pronósticos de escorrentía (m³/s) y error porcentual en el período 2007-2008

Mes	Q Obs.	Q Pron. DGA	Error %	Q Pron. FTXZ	Error %	Q Pron. SNOW-17	Error %
Sep	17,16	24	40	24,0	40	3,7	-78
Oct	31,15	34	9	46,2	48	9,7	-69
Nov	57,66	55	-5	64,8	12	8,5	-85
Dic	53,72	70	30	63,0	17	26,9	-50
Ene	42,42	55	30	56,1	32	-	-

5.5. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En el empleo de las diferentes herramientas para la modelación de la escorrentía se debe destacar ciertas consideraciones generales:

- el pre-procesamiento de la información es uno de los factores determinantes en la respuesta final de la modelación,
- la comparación de los registros disponibles entre variables es un buen indicador de la calidad de ellos, que permite chequear irregularidades de la serie y otorga un entendimiento básico de su variabilidad temporal,
- la información recopilada es suficiente para permitir la evaluación de los tres modelos empleados, esto no ocurre en el proceso de validación-pronóstico en el que la información requerida por el modelo MSND resulta ser escasa,

5.5.1. FTXZ

El esquema de la modelación por temporada surge como una respuesta a la variabilidad estacional de la escorrentía, la cual tiene un origen diferente durante el período pluvial que durante el período de deshielo. Con esto se busca la segmentación de un fenómeno complejo en dos conjuntos más simples que puedan ser abordados por un modelo de función de transferencia.

Respecto a los resultados de la calibración, se determinó un modelo y un conjunto de parámetros para cada esquema, con un buen ajuste sobre las crecidas para dicho efecto. Los criterios utilizados en la selección del mejor modelo son usados habitualmente y no representan una dificultad en este estudio. Los resultados de la validación de los modelos son de variada calidad, alcanzando $R^2 > 0,7$ durante la temporada estival y, $R^2 > 0,5$ durante la temporada pluvial. Para el análisis anual, las configuraciones elegidas resultan ser del todo aceptable con $R^2 > 0,9$ en cada caso.

En la búsqueda del mejor modelo, una cualidad importante es que todos los parámetros sean positivos, sin embargo, puede resultar lo contrario. Esta condición es una limitante del modelo ante la búsqueda de relaciones intuitivas.

En la generación de un modelo para la cuenca del río Juncal queda de manifiesto la necesidad de una estación meteorológica en la alta cordillera, que permita registrar la temperatura del aire. Para todos los modelos, el parámetro que acompaña a la temperatura resultó ser negativo, lo que no es razonable si se piensa que la escorrentía de deshielo está afectada por esta variable de forma proporcional.

A partir de los pronósticos generados, la modelación del río Aconcagua en el período estival y a nivel anual resultaron ser los más asertivos, sin embargo, uno de los supuestos asumidos sobre la modelación estival es que el caudal en la estación Juncal se conoce a priori, lo que es una limitante para este caso. Esta condición puede ser solucionada mediante el pronóstico del caudal en Juncal utilizando otro tipo de herramientas. En el caso de la modelación anual, la

solución generada para un solo valor observado de la acumulación de nieve (correspondiente a la acumulación máxima) en la estación Portillo representa una alternativa valedera, pero a la vez sirve de argumento para el monitoreo de otras variables en la alta cordillera a intervalos menores de tiempo.

5.5.2. SNOW-17

El empleo de relaciones físicas con una base conceptual robusta, otorga una comprensión más acabada de los procesos que afecta la escorrentía de deshielo. La respuesta del modelo SNOW-17 en sus diferentes aplicaciones es aceptable, por cuanto permite conocer la variabilidad anual del equivalente en agua (EA) del manto.

Respecto de los resultados de la calibración, es importante señalar que la variabilidad de la respuesta del modelo no es despreciable, por cuanto existen variables de gran sensibilidad en el modelo. En la modelación del río Juncal se alcanzó valores aceptables con $R^2 > 0,6$, en tanto que en la cuenca del río Aconcagua se alcanzó $R^2 > 0,7$, sin embargo, en el proceso de selección de los modelos, la discusión se centró en la aceptación del modelo para la siguiente etapa, debido a la variabilidad de resultados.

La etapa de validación no mostró diferencias respecto de la etapa de calibración. Los resultados gráficos mostraron falencias respecto a la elección de cortos períodos de modelación, por cuanto existen remanentes en EA que pueden derretirse en años posteriores. En general la aplicación del modelo SNOW-17 debe ser sobre la base de un conjunto de información con varios años que incluya diferentes escenarios hidrológicos.

Comparativamente, sobre la cuenca del río Juncal, el EA del manto será mayor que sobre la cuenca del Aconcagua por poseer esta última un área mayor desprovista de nieve. La existencia de un remanente en EA explica la existencia de nieves eternas que no alcanzan a derretirse durante el período de los deshielo.

Los pronósticos generados en ambas cuencas reconocen los problemas encontrados durante la etapa de calibración y validación, pues la calidad de los resultados carece de sustentabilidad al ser comparados con los pronósticos provenientes de la DGA o del modelo FTXZ.

5.5.3. MSND

Existen diferentes ventajas de la modelación distribuida versus la semi-distribuida y concentrada, entre las que se destacan la posibilidad de obtener resultados a cualquier escala requerida, ya sea en cuencas controladas o no, lo que confirma la flexibilidad de esta clase de modelos. La mayor desventaja de esta clase de modelos es la información requerida, la cual debe corresponder a una escala espacial y temporal única.

Si bien, no se cuenta con datos para validar con exactitud el comportamiento del manto del manto en la región de estudio, se puede comparar la respuesta con otros modelos. Al comparar las respuestas del equivalente en agua de los modelos MSND y SNOW-17, durante el período 04/2002-09/2002, los resultados son interesantes. En la Figura 5.31 se aprecia una respuesta

similar en magnitud y en relación a la tendencia del EA simulados.

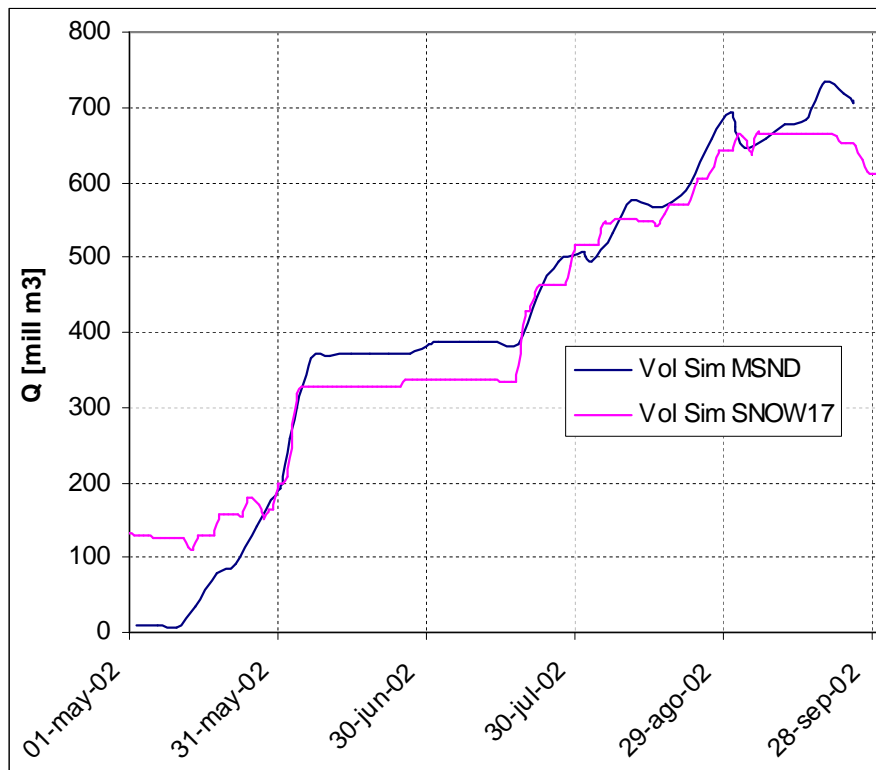


Figura 5.31. Comparación de la respuesta de los modelos MSND y SNOW-17 en relación a la variable: equivalente en agua simulada en la cuenca definida por la estación fluviométrica Juncal en Juncal.

La respuesta entregada por el modelo SNOW-17 en relación a la escorrentía de deshielo es aceptable y permite validar el equivalente en agua del mismo modelo. Basándose en esta relación se puede aceptar la respuesta del modelo MSND, la cual es obtenida mediante una metodología diferente con información de entrada proveniente desde otras fuentes y ecuaciones que gobiernan la evolución del manto más elaboradas que el modelo SNOW-17.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES GENERALES

El desarrollo de nuevas metodologías de estudio en el área de la hidrología de nieves permite un conocimiento más certero de los volúmenes de agua almacenados en el manto de nieve. Un entendimiento más acabado de la dinámica del manto permite no sólo una evaluación de la disponibilidad del recurso hídrico, sino que fomenta el uso racional con varios meses de antelación, permitiendo manejar elementos tales como regla de operación de embalses interanuales de manera más óptima.

La determinación del equivalente en agua del manto de nieve existente en la cuenca es un resultado que merece distinción por cuanto permite tener una estimación del volumen de agua almacenado en la cordillera disponible para sus diferentes usos. La exploración de esta variable in situ requiere de un número de mediciones en la cuenca que dependerá en gran medida de las condiciones de la región estudiada, tales como accesibilidad. Sin embargo, conocer el total del agua disponible al comienzo de la temporada de deshielo posee sus inconvenientes por cuanto en el balance hídrico estarán involucradas diferentes variables no cuantificables como flujos sub-superficiales, flujos subterráneos y evaporación que no permiten determinar la escorrentía directa proveniente del derretimiento de las nieves, ni tampoco su distribución.

En general, los modelos de función de transferencia permiten encontrar relaciones simples entre variables que alteran de forma directa el manto de nieve o que tienen una correspondencia considerable. Sin embargo, la capacidad de pronóstico está limitada por el grado de incertidumbre de la información inmediatamente anterior (o términos auto regresivos de la serie).

El empleo de modelos de base física que permitan conocer el estado del manto en cualquier período de tiempo es una alternativa para modelación de la escorrentía de deshielo. Los resultados obtenidos con los modelos físicos: SNOW-17 y MSND, muestran la aplicabilidad de éstas herramientas en la zona de estudio, pudiendo estimarse el volumen total de agua disponible al inicio de la temporada de deshielo.

La modelación mediante un planteamiento físico posee la habilidad de incorporar relaciones empíricas que permitan entender el comportamiento del fenómeno, con la limitación que dicha relación sea aplicable a ciertas regiones o bajo determinadas consideraciones particulares. La aplicación de los modelos SNOW-17 y MSND permitió complementar los conocimientos ya existentes acerca del manto de nieve en la cuenca del río Aconcagua con resultados de variada calidad.

La mayor falencia en la respuesta del modelo SNOW-17 es la aceleración del derretimiento de nieve al inicio de la temporada de deshielo, lo cual genera un aumento de la crecida de deshielo. Esto puede deberse a múltiples razones dentro de las cuales la más importante es la

falta de relaciones que incorporen la influencia del suelo en la respuesta dinámica de la escorrentía.

El reconocimiento de la zona de estudio, en sus límites norte y sur, dan cuenta de las diferentes condiciones fisiográficas a las que se encuentra sometido el manto de nieve. En el diseño de una red de monitoreo, la variabilidad en la geomorfología de la región justifica la implementación de diferentes estaciones en los extremos de la región de estudio. Una alternativa a este planteamiento es la concentración del monitoreo en una región más pequeña, en la que se puedan distinguir los aportes nivales de los aportes glaciares a la escorrentía.

Las campañas de terreno permitieron reconocer a cabalidad la región de estudio, incluyendo las estaciones de monitoreo y sus características, lo que posibilitó el análisis crítico de la información existente. Desafortunadamente se debe indicar que la información empleada no es suficiente para actualización de los pronósticos en tiempo real.

6.2. RECOMENDACIONES

6.2.1. Modelos empleados

El empleo de modelos distribuidos o semi-distribuidos permite diferenciar la dinámica del manto de nieve en diferentes regiones. El empleo de un modelo de función de transferencia representa una alternativa simple que está limitado a entender la dinámica de sólo la variable modelada, en cambio, modelos de mayor complejidad que emplean relaciones específicas acerca del comportamiento del manto posibilitan conocer la evolución de la nieve y la escorrentía producto de los deshielos. Se estima que la concepción del índice grado día debe ser estudiado con mayor profundidad para su aplicación en la cordillera de Los Andes. Los modelos de este tipo deben ser complementados con elementos topográficos para incluir, además de las variaciones según cota, la exposición solar de las laderas. Para abordar esta alternativa se requiere dividir la cuenca en subcuencas con características especiales y luego aplicar este tipo de modelos de forma agregada. Otra alternativa es evaluar este tipo de modelos en una cuenca piloto que sea monitoreada mediante una red de estaciones y muestreos in-situ.

El desarrollo en esta materia debe ir acompañado paralelamente por un mayor número de estaciones de monitoreo que permitan validar los resultados obtenidos. Ante las condiciones de monitoreo existentes en la cuenca se hace imprescindible el diseño de una red de estaciones fluviométricas, estaciones meteorológicas, y variables a considerar, la cual es propuesta en el Anexo C del presente informe. Se recomienda que la red propuesta sea implementada en el futuro cercano preferentemente antes del mes de abril.

Una alternativa de modelos distribuidos que puedan ser utilizados en futuras investigaciones es el modelo hidrológico distribuido TOPNET, desarrollado por NIWA (Natural Institute of Water and Atmospheric Research, New Zealand, de libre acceso para ser compilado en Fortran (ifort). Este modelo emplea el índice grado día simplificado en la modelación del estado del manto unido a características topográficas de la región. Este modelo desagrega la cuenca base en múltiples subcuencas y aplica las ecuaciones básicas de balance de masa en cada una. La

escorrentía es rastreada mediante la onda cinemática Lagrangeana al punto de salida de la cuenca.

6.2.2. Información utilizada

La mayoría de las fuentes de información consultadas son de carácter gratuito y están actualizadas en tiempo real. Estas condiciones permiten agilizar la generación de pronósticos a un bajo costo pero no garantizan su ejecución en tiempo real. Una de las variables de mayor importancia corresponde a los registros fluviométricos, los cuales no están disponibles en tiempo real (información oficial), sino que con un desfase de algunos meses. Además, los pronósticos meteorológicos a nivel horario están sujetos a la capacidad computacional existente para su generación y actualización.

La agilización en la disponibilidad de las fuentes de información, así como también en la ejecución de los modelos, permitirá obtener pronósticos actualizados en forma continua. Una de las variables decidoras en esta materia es el equivalente en agua del manto a la fecha, la cual se recomienda estar disponible en las diferentes estaciones meteorológicas existentes.

En general todas las fuentes consultadas debiesen estar respaldadas por validaciones mediante algún método paralelo que indique la veracidad de la información. Es así como por ejemplo los registros fluviométricos y de equivalente en agua son validados o recalibrados mediante mediciones in-situ, sin embargo, dada la condición de estas variables se requieren mediciones puntuales y no distribuidas. Para el caso de la topografía, uso de suelo, registros meteorológicos horarios y cobertura de nieve se requiere de una evaluación que debe incluir mediciones en diferentes puntos de la región. El limitado número de estaciones no permite la validación de modelos meteorológicos en la alta cordillera, lo que deja de manifiesto la incerteza en su respuesta. A priori, se acepta el uso de esta información, pero se recomienda caracterizar diferentes puntos durante las campañas de terreno para su evaluación.

6.2.3. Mejoras en el pronóstico

Ante la incertidumbre del equivalente en agua del manto de nieve se sugiere la evaluación de esta variable mediante modelos físicos simplificados. Puesto que las mediciones sobre esta variable son de carácter puntual durante la temporada de acumulación nival, se recomienda la aplicación de metodologías alternativas de carácter distribuido mediante el empleo de información remota.

Una vez que se estime el agua almacenada en el manto de nieve se podrá ajustar los modelos de acuerdo a condiciones actuales que sean conocidas. Es así como el modelo SNOW-17 y MSND podrán ser ejecutados a partir de cualquier tiempo inicial y no necesariamente a partir de un tiempo con condiciones específicas.

Además, los modelos meteorológicos de meso-escala requieren ser evaluados en la alta cordillera para ser un complemento en la modelación del manto de nieve.

6.2.4. Estaciones hidrométricas

Según la OMM (1994), el objetivo principal de la red de aforo de caudales es obtener información sobre la disponibilidad de recursos hídricos superficiales, su distribución geográfica, y su variabilidad en el tiempo. La magnitud y la frecuencia de las inundaciones y las sequías son de importancia particular a este respecto. En zonas montañosas se recomienda un mínimo de 1 estación por 1.000 km², a lo largo de grandes cauces en función de consideraciones topográficas y climáticas.

En la región de estudio, existen 5 estaciones ubicadas a lo largo de la cuenca del río Aconcagua, lo que permitiría asegurar un conocimiento íntegro de esta variable en la cuenca.

Durante las campañas a terreno se pudo constatar el estado de las estaciones existentes en la región en estudio, reconociéndose variados problemas de diseño y ubicación. De las cinco estaciones visitadas, tres poseen registros que no concuerdan con el flujo natural del cauce por estar ubicadas aguas abajo de importantes bocatomas, y una cuarta estación posee importantes errores en su diseño.

Para la medición total del caudal en las estaciones que poseen bocatomas aguas arriba se sugiere dos alternativas: (i) la reubicación de las estaciones aguas arriba de las bocatomas importantes; ó (ii) la implementación de nuevas estaciones en las bocatomas de manera de conocer el caudal restante que atraviesa la sección. Esta última opción permitiría mantener la ubicación actual de las estaciones existentes y mejoraría sustancialmente los registros actuales.

En relación a la estación Juncal en Juncal, los errores en su diseño son cuantiosos y se recomienda una revisión de los planos de su diseño.

6.2.5. Estaciones meteorológicas

La OMM (1994) recomienda al menos una estación pluviométrica cada 2.500 km² y una estación de evaporación cada 50.000 km². Los límites de área indicados son mayores al área de la cuenca en estudio y al menos existe una estación dentro de la cuenca por cada variable.

En relación a la topografía, la cuenca en estudio posee una cota mínima de 1.030 msnm en la estación Aconcagua en Chacabuquito llegando a alturas por sobre los 5.000 msnm. La estación pluviométrica de mayor altura se ubica a 1.290 msnm lo que deja un vacío de registros a mayores alturas, fundamental para la modelación de las nieves.

A partir de lo anterior se sugiere la implementación de estaciones meteorológicas a diferentes alturas (2000 y 2500 msnm) donde se midan variables tales como: precipitación, temperatura, presión atmosférica y viento.

6.2.6. Estaciones de rutas de nieve

Según la OMM (1994) se sugiere que una ruta de nieves por cada 2.000 a 3.000 km² es una densidad razonablemente buena para regiones accidentadas. Además, se indica que en un

inicio se realicen mediciones una vez por año durante la acumulación máxima y que paulatinamente convendrá extender la operación para incluir sondeos a intervalos regulares a través de la estación de nieve. Tan pronto como sea posible, las observaciones de la capa de nieve deberían aumentarse con observaciones de factores meteorológicos relacionados, como la radiación, la temperatura del suelo, y la velocidad del viento.

La estación de ruta de nieves Portillo, instalada desde el año 1951, se ha mantenido con una medición por año. Dicha estación, implementada con un snow pillow en la última década, no posee registros de radiación y otras variables meteorológicas lo cual limita el monitoreo de las condiciones del manto de nieve. Ante este escenario, se recomienda que se realice un mayor número de mediciones de ruta de nieve durante diferentes épocas del año o a nivel mensual de manera de asegurar un conocimiento más certero de las condiciones del manto.

Según la densidad de estaciones de rutas de nieve en la región de estudio, el número de estaciones es aceptable para la cuenca del río Aconcagua, sin embargo, en la actualidad resulta ser inapropiado ante las posibilidades de modelación existentes y otros estudios relacionados.

Además, se sugiere la implementación de sensores en la estación de Portillo para la medición de otras variables tales como: radiación, presión atmosférica, humedad relativa y viento.

7. REFERENCIAS

AGUIRRE, W. L (1993) Desarrollo de un modelo bidimensional de precipitación orográfica con aplicación a la zona central de Chile. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago. Chile.

ANDERSON, E. A. and CRAWFORD, N. H. (1964). The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer. Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California. *Technical Report No. 36*, 103 pp.

ANDERSON, E. A. (1968). Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations. *Water Resources Research*, Vol. 4, No. 1, pp 19-37.

ANDERSON, E. (2006). Snow Accumulation and Ablation Model – Snow-17. NOAA's National Weather Service.

http://www.weather.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/pdf/22snow17.pdf

BOWN, F., Rivera, A., Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48.

BROWN, E. (2007). "Comunicación Personal".

BUZETA, V. H (2003). Estudio de curvas precipitación-duración-área : "aplicación a una subcuenca del Río Maule". Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago. Chile.

CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Aconcagua. Santiago. Chile.

CADLE, B. J. and Bales, R.C.(1997). Application of Snow distribution Models within the Laguna Negra Basin, Chile. Department of Hydrology & Water Resources. University of Arizona. *Technical Report Series 97-090*.

CARRASCO, F., Osorio, R., Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, vol. 54, 186.

DGA (2008). Banco Nacional de Aguas. Dirección General de Aguas. MOP.

DOZIER, J. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, 9–22.

EARTH OBSERVING SYSTEM DATA GATEWAY (EDG). National Aeronautics and Space Administration (NASA). <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome>

ESCOBAR, F. (1992) Aplicación del modelo “SRM3-11” (Snowmelt runoff model) en cuencas de los Andes centrales. Segundas Jornadas de Hidráulica Francisco Javier Domínguez, Santiago, Chile.

FARÍAS, A. O. (1983). Sensores Remotos en medición de cobertura de nieve en cuencas andinas chilenas de pronósticos de deshielo. . Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

GUPTA, R., Haritashya, U., Singh, P. (2005). Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery. *Remote Sensing of Environment*, 97, 258–269.

HALL, D. K., Foster, J. L., and Chang, A. T. C. (1992). Reflectance of snow as measured in situ and from space in sub-arctic areas in Canada and Alaska. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(3), 634– 637.

HALL, D. K., Riggs, G. A., and Salomonson , V. V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*, 54, 127-140.

HALL, D. K., Riggs, G. A., Salomonson , V. V., DiGirolamo N. E. and Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83, 181-194.

HALL, D. K. and Riggs, G. A. (2006). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, 21, 1534-1547.

KLEIN, A. and Barnett, A. (2003). Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000-2001 snow year. *Remote Sensing and Environment*, 86, 162-176.

MAURER, AE., Rhoads, J., Dubayah, R., Lettenmaier, D. (2003) Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS. *Hydrological Processes*, 17, 59-71.

MODIS Land Surface Reflectance, Science Computing Facility. National Aeronautics and Space Administration (NASA). <http://modis-sr.ltdri.org>.

OTONDO, I. (2004) .Validación de Campos de Precipitación y su Desagregación Mediante Análisis Multi-escalar. Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago. Chile.

RIGGS, G. A., Hall, D. K., and Salomonson, V. V. (1994). A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. *Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'94*, 8-12 August 1994. Pasadena, CA, pp, 1942-1944.

SALOMONSON, V. and Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing and Environmet*, 89,351-360.

SIMIC, A., Fernandes, R., Brown, R., Romanov, P., Park, W. (2004). Validation of VEGETATION, MODIS, and GOES+SSM/I snow-cover products over Canada based on surface snow depth observations. *Hydrological Processes*, 18, 1089-1104.

STROEVE, J., Box., J., Haran, T. (2006). Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet. *Remote Sensing and Environment*, 105, 155-171.

TEKELI, AE., Şensoy, A., Şorman, A., Akyürek, Z., Şorman, Ü. (2006). Accuracy assessment of MODIS daily snow albedo retrievals with in situ measurements in Karasu basin, Turkey. *Hydrological Processes*, 20, 705-721.

THE WEATHER RESEARCH & FORECASTING MODEL (WRF). <http://www.wrf-model.org/index.php>

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS(USACE). (1956). Snow Hydrology. North Pacific Division, Portland, Oregon, EE.UU.

VALCK, P. (2004). Modelación espacial de la cobertura nival usando distribuciones de precipitaciones de modelos meteorológicos. Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

VALDIVIA, P. (1984). Inventario de Glaciares. Andes de Chile (32°-35° Lat.S.) Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur, Santiago, Chile, 3 al 8 de Diciembre 1984. Santiago, UNESCO. Programa Hidrológico Internacional, 6.1-6.24.

VARGAS, X. (2005). Apuntes del curso “Análisis Hidrológico y Evaluación de Recursos Hídricos Avanzados”. Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

WIGMOSTA, M. S., Vail L. W. y Lettenmaier, D.P. (1994). A Distributed Hydrology-Vegetation Model for Complex Terrain. *Water Resources Research*, 30(6): 1665-1679.

WMO. (1896). Intercomparisions of Models of Snowmelt Runoff. Operacional Hydrology Report n° 23 (WMO-N° 646). World Meteorological Organization, Geneva.

8. ANEXO A: CAMPAÑAS DE TERRENO

Durante el desarrollo del presente estudio se realizaron tres campañas de terreno con diferentes objetivos que fueron definidas conforme el desarrollo de la investigación. Cada campaña tuvo una duración de 1 día y fueron realizadas en las siguientes fechas:

- 17 de abril;
- 9 de octubre;
- 20 de noviembre.

A continuación se señalan los objetivos, integrantes y resultados de cada una.

8.1. CAMPAÑA 17 DE ABRIL, 2008

8.1.1. Objetivos

Durante esta campaña se realizó una visita a terreno a la zona baja y media del área de estudio. Tuvo como principal objetivo reconocer y evaluar el funcionamiento de las estaciones fluviométricas y meteorológicas existentes. La evaluación del funcionamiento de las estaciones fluviométricas, necesaria para discriminar la información alterada de aquella en régimen natural, resulta ser básica para la modelación de la escorrentía de deshielo puesto que es imprescindible utilizar información inalterada.

8.1.2. Integrantes

El equipo de trabajo estuvo conformado por:

- Ismael Pasten. Encargado estaciones. DGA-MOP, Nivel Central.
- Luis Reyes. Encargado estaciones. DGA-MOP, V región.
- Ximena Vargas. Ingeniero Civil. Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- James McPhee. Ingeniero Civil, PhD. Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- Aldo Flores. Ingeniero Civil (e). Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- Mauricio Cartes. Ingeniero Civil (e). Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.

8.1.3. Resultados

El uso total del agua del río Aconcagua dejó al descubierto el alto grado de intervención de los cauces afluentes al río en varios sectores producto de la explotación hidroeléctrica en la región. La inspección de las estaciones hidrometeorológicas permitió conocer el estado actual de mediciones y reconocer algunos falencias sobre el cuidado y mantención de ellas.

En la Tabla 8.1 se muestran las estaciones visitadas, su ubicación geográfica y algunas observaciones acerca de su funcionamiento.

Tabla 8.1. Estaciones visitadas, coordenadas medidas y observaciones in situ.

Punto	Estación	Tipo	Coordenadas UTM*		Observación
			Norte [m]	Este [m]	
P1	Aconcagua en Chacabucito	Fluviométrica y Pluviométrica	-	-	Posee 2 reglas limnimétricas, una inclinada en la sección y otra regla recta en una cámara contigua a la sección, que está protegida. Posee pluviómetro. Estación sujeta a alteraciones menores en el caudal producto de la regulación de embalses menores ubicados aguas arriba. Estación en buen estado de funcionamiento.
P2	Vilcuya	Meteorológica	6.363.235	362.288	Evaporímetro de bandeja en malas condiciones, con mucha basura en su superficie. La ubicación de la estación no es la más adecuada. Los demás equipos en buen estado de funcionamiento.
P3	Colorado en Colorado	Fluviométrica	6.363.341	367.582	Estación alterada por bocatoma canal Colorado que alimenta central Los Quilos. Existen pequeños problemas de división de cauce para caudales pequeños. Estación en buen estado de funcionamiento.
P4	Riecillos	Pluviométrica	6.356.432	373.125	Pluviómetro de varilla, en buenas condiciones de funcionamiento.
P5	Juncal en Juncal	Fluviométrica	6.362.508	392.668	Estación sujeta a cambio en ubicación por obras contiguas desde febrero del año 2008. Posibles problemas de enbanques futuros por ubicación del sensor de presión. Diseño de estación debe ser revisado por su actual estado de funcionamiento.
P6	Río Aconcagua en Blanco	Fluviométrica	-	-	Estación alterada por bocatomas de centrales de pasada en el sector. Estación en buen estado de funcionamiento.
P7	Río Blanco en Blanco	Fluviométrica	6.357.633	378.538	Estación intervenida por actividad minera existente aguas arriba. Estación en buen estado de funcionamiento.

Obs.: (-) Coordenadas no fueron registradas.

(*) Sistema de Proyección: WGS-84.

El principal problema en las estaciones fluviométricas corresponde al embancamiento susceptible de ocurrir sobre el instrumento de medición (sensor de presión) en épocas de crecidas producto del arrastre de sedimentos.

Debido al grado de intervención que posee la cuenca, provocado principalmente por el uso en la generación hidroeléctrica, tres de las estaciones visitadas miden sólo una porción del caudal total del río, sin conocer la parte restante que, sin lugar a dudas, corresponde a una porción importante de éste.

En relación a las estaciones meteorológicas, su actual estado sugiere un mayor cuidado en su mantención.

8.2. CAMPAÑA 9 DE OCTUBRE, 2008

8.2.1. Objetivos

Durante esta campaña se realizó un sobrevuelo general a la zona alta de la cuenca que incluyó los límites norte y sur de la zona de estudio. Tuvo como principal objetivo tener una completa apreciación de la geomorfología y el estado actual de las fuentes de recursos hídricos existentes en la región, glaciares y el manto de nieve. Para ello se realizaron diferentes clases de muestreo en diferentes puntos. El terreno incluyó la visita al glaciar “Juncal Norte” y a la estación de ruta de nieves “Portillo”.

8.2.2. Integrantes

El equipo de trabajo estuvo conformado por:

- Cristóbal Cox. Ingeniero Civil. DGA-MOP, Nivel Central.
- Antonio Vergara. Nivomensor. DGA-MOP, Nivel Central.
- Noah Molotch. Research Scientist, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California. Ph.D. Department of Hydrology and Water Resources, College of Engineering and Mines, University of Arizona.
- James McPhee. Ingeniero Civil, PhD. Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- Mauricio Cartes. Ingeniero Civil (e). Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.

8.2.3. Resultados

Durante la programación previa se estimó visitar 5 puntos en la cuenca en estudio, los cuales están ubicados en los límites de la cuenca sujetos a diferente exposición solar, vale decir, con laderas expuestas hacia los 4 puntos cardinales. Durante el sobrevuelo se estimó suficiente visitar 3 de los 5 puntos planificados, de acuerdo a las condiciones de cobertura nival existentes a la fecha. En la Tabla 8.2 se muestran las coordenadas y algunas características de los puntos visitados. En la Figura 8.1 se muestra la ruta realizada durante la campaña.

Tabla 8.2. Puntos de muestreo y coordenadas.

Punto	Nombre	Descripción	Coordenadas UTM*		H [msnm]
			Norte	Este	
P1	Glaciar Juncal	Sobre la zona de ablación del glaciar Juncal Norte.	6.349.416	396.167	2.965
P2	Río Blanco	Sobre el monte S/N, río Blanco tributario al río Colorado.	6.398.542	384.366	3.608
P3	Portillo 1	Ruta de Nieves de Portillo-DGA.	6.366.081	394.413	2.781
P4	Portillo 2	Cercano al Hotel Portillo.	6.365.946	394.591	2.861

(*) Sistema de Proyección: WGS-84.

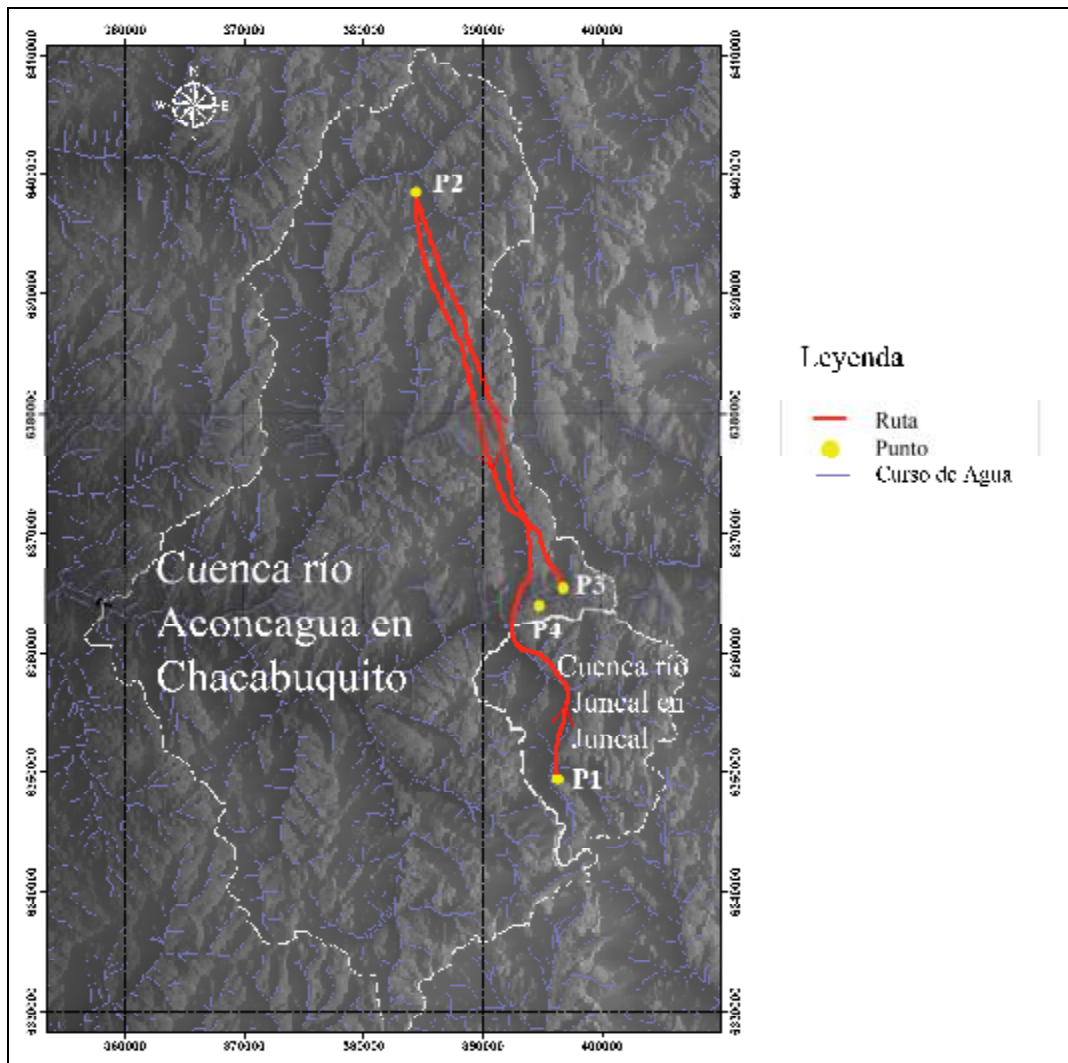


Figura 8.1. Ruta sobrevuelo, terreno 9 de Octubre, 2008.

El sobrevuelo se inició por el sector sur de la cuenca, sobre el glaciar Juncal Sur en dirección al cordón montañoso conocido como “Alto los Leones” ubicado al sur-oeste del glaciar Juncal

Norte. Luego de sobrevolar la zona del glaciar, se determinó conveniente realizar mediciones en la región de ablación del glaciar y no sobre la región de acumulación de mayor pendiente, por razones de seguridad. En el primer punto denominado “Glaciar Juncal”, el muestreo temprano consistió en medir la profundidad del manto de nieve sobre la lengua glaciar obteniendo un espesor entre 2,5 y 3 m. Las condiciones del manto mostraron una alta densidad, permitiendo caminar libremente sobre éste. El siguiente paso fue construir una calicata hasta el límite con el hielo glaciar donde se realizaron mediciones de: (i) densidad cada 10 cm, (ii) temperatura cada 10 cm, y (iii) descripción estratigráfica de las diferentes capas del manto. Las mediciones de densidad se concentraron en el punto P1, sobre la región de ablación del glaciar Juncal Norte. Para ello se construyó una calicata hasta llegar al hielo de 2 niveles (superior e inferior) con una profundidad total de 290 cm. El muestreo en la calicata incluyó densidad y estratigrafía de la nieve que se detallan en las Tablas 8.4 y 8.5, respectivamente.

Tabla 8.4. Densidad en calicata construida sobre glaciar Juncal Norte (P1).

Calicata	Altura (regla) [cm]	Altura (abs) [cm]	Peso [gr]	ρ_n [gr/cm ³]
Superior	150-140	0-10	1.230	0,48
	140-130	10-20.	1.221	0,47
	130-120	20-30	1.210	0,46
	120-110	30-40	1.225	0,48
	110-100	40-50	1.260	0,51
	100-90	50-60	1.171	0,42
	90-80	60-70	1.189	0,44
	80-70	70-80	1.172	0,42
	70-60	80-90	1.164	0,41
	60-50	90-100	1.237	0,49
	50-40	100-110	1.216	0,47
	40-30	110-120	1.132	0,38
	30-20	120-130	1.148	0,40
	20-10.	130-140	1.146	0,40
Inferior	140-130	150-160	1.174	0,42
	130-120	160-170	1.167	0,42
	120-110	170-180	1.192	0,44
	110-100	180-190	1.212	0,46
	100-90	190-200	1.202	0,45
	90-80	200-210	1.206	0,46
	80-70	210-220	1.196	0,45
	70-60	220-230	1.229	0,48
	60-50	230-240	1.156	0,41
	50-40	240-250	1.163	0,41
	40-30	250-260	1.190	0,44
	30-20	260-270	1.180	0,43
	20-10	270-280	1.175	0,43
10-0	280-290	-	-	

Obs.: Para la determinación de la densidad se consideró $W_{perla} = 750$ gr.

Además se midió la temperatura del manto, la que se mantuvo constante con un valor de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. La medición de la densidad de la nieve in-situ estuvo sujeta a una baja varianza en torno al valor promedio igual a $0,44\text{ gr/cm}^3$, resultado que indica la homogeneidad del manto muestreado sujeto a la edad de la nieve, en tanto que la estratigrafía demostró la homogeneidad del manto con copos de nieve con forma redondeada (*ranes*) en los diferentes estratos, con un tamaño promedio de $0,6\text{ mm}$.

En la Figura 8.2 se aprecian las densidades medidas a lo largo del perfil, las cuales dan cuenta de diferentes estratos y una leve tendencia hacia densidades menores a profundidades mayores. El valor medio de densidad es de $0,44\text{ gr/cm}^3$ con una varianza de $9,92 \cdot 10^{-4}\text{ gr/cm}^3$, dando como resultado un equivalente en agua del manto de $1,29\text{ m}$.

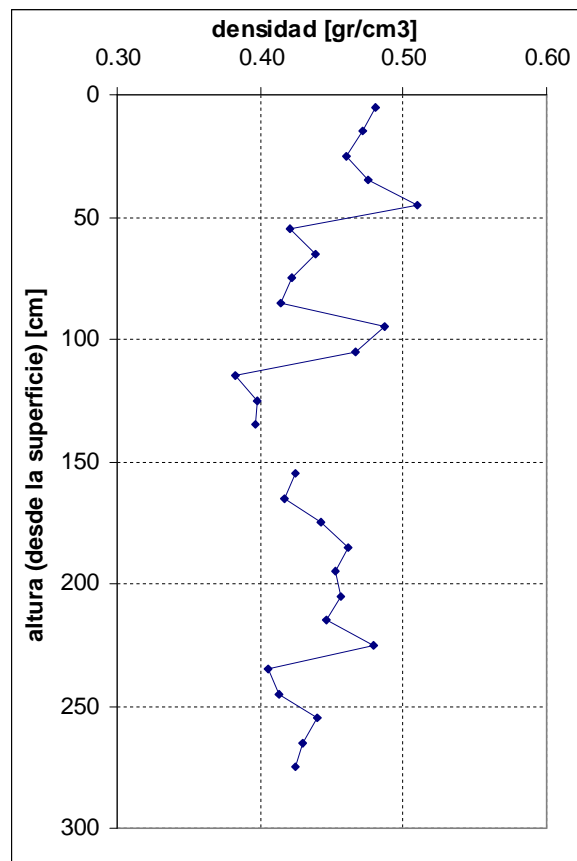


Figura 8.2. Densidad de la nieve sobre el glaciar Juncal Norte (P1).

En relación a la temperatura del manto, el muestreo realizado permitió reconocer una temperatura constante en el manto igual a -1°C . La importancia de esta variable radica en la posibilidad de estimar el contenido de frío del manto, vale decir, la cantidad de energía necesaria para llevar la masa de nieve a fusión.

Tabla 8.5. Estratigrafía en calicata construida sobre glaciar Juncal Norte (P1).

Altura (regla) [cm]	Tipo	Tamaño del grano [mm]
147-140	Redondo	0,7
140-118	Redondo	0,5 y 0,7
118-99	Redondo	0,8
99-89	Redondo	0,5
89-47	Redondo	0,4
47-36	Redondo	0,4
36-28	Redondo	0,6
28-22	Redondo	0,6
22-9.	Redondo	0,8

En relación a la estratigrafía, las diferentes capas que dan forma al manto de nieve permiten estimar su historia, sujeta a tormentas y períodos de derretimiento. El muestreo realizado permite reconocer un manto de similares características en el perfil vertical salvo por algunas capas de hielo, lo que indica el estado avanzado de la temporada de deshielos donde el derretimiento de las capas superiores ha homogeneizado el manto.

El muestreo en el punto P1 incluyó la medición de profundidad del manto de nieve a lo largo de una transecta de 175 m orientada en 152° (respecto N), cada 25 m (8 puntos en total) La profundidad media fue de 243 cm con una tendencia a profundidades mayores en dirección del nacimiento glaciar. Los resultados se aprecian en la Figura 8.3.

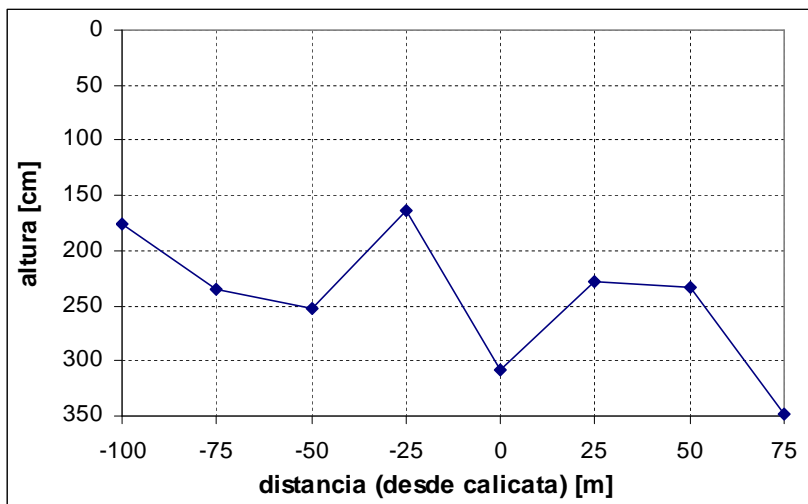


Figura 8.3. Profundidad del manto de nieve sobre el glaciar Juncal Norte (dirección 153°, resp. N).

El sobrevuelo continuó en dirección nor-oeste sobre la cuenca del río Juncal, donde se divisó el límite de la línea de nieve a 5 km aguas arriba de la estación fluviométrica Juncal en Juncal (Figura 8.5). El rumbo siguió en dirección norte cruzando la laguna del Inca y la cuenca del estero Riecillos hacia el segundo punto (P2). En este sector la cubierta de nieve se apreció con

una mayor homogeneidad dado por una menor variación de alturas que lo observado en la cuenca del río Juncal.

En el punto P2 denominado “Río Blanco”, ubicado en una ladera expuesta al norte se visualizó el cordón montañoso denominado “La Cruz del Padre”, límite norte de la cuenca en estudio. En este punto sólo se midió la profundidad del manto. Las condiciones del manto en el segundo punto fueron muy opuestas al primer punto con una menor densidad en su capa superior y una profundidad promedio de 90 cm (72 y 104 cm) hasta el suelo. En este sector se observó la existencia de pequeños “penitentes” y zonas desprovista de nieve.

La ruta de regreso en dirección sur hacia el tercer punto (P3) fue la misma que se utilizó para llegar al segundo punto. En el tercer punto denominado “Portillo 1” se visitó la estación de ruta de nieve de Portillo y se midió el espesor del manto en un punto, obteniendo como resultado 140 cm.

En el cuarto punto (P4) denominado “Portillo 2” se construyó una segunda calicata con una profundidad de 180 cm. En este punto se realizaron mediciones de densidad y temperatura de carácter demostrativo con fines pedagógicos. Las 3 mediciones de densidad del manto, realizadas en su capa superior, dan como resultado un promedio de $0,48 \text{ gr/cm}^3$. Las condiciones de los cristales de nieve a diferentes profundidades en este punto fueron similares a las observadas en el punto “Glaciar Juncal”, lo que sugiere condiciones parecidas del manto en cuanto a densidad y edad de la nieve en ambos puntos.

En general, las mediciones realizadas en los 4 puntos visitados permitieron tener una estimación aproximada de las condiciones del manto a la fecha y su equivalente en agua. A pesar que estos resultados no serán utilizados para la evaluación de los modelos, por corresponder a un período fuera de los alcances del presente estudio, el registro de las mediciones pueden ser utilizadas en estudios futuros donde se incluya la modelación del presente año hidrológico. Comparativamente, el desarrollo de las mediciones se concentró en el manto sobre el glaciar Juncal por representar un punto de inmejorables características en relación a espesor y calidad térmica del manto de nieve.

Se cree que de acuerdo a las condiciones del período de derretimiento de la nieve, dicho terreno fue más fructífero de lo planificado, puesto que permitió reconocer el manto de nieve en un estado maduro y su diferencia respecto de aquellas zonas de glaciares cubiertos con nieve.

8.3. CAMPAÑA 20 DE NOVIEMBRE, 2008

8.3.1. Objetivos

Durante esta campaña se realizó una visita por tierra a la zona alta de la cuenca del río Juncal. El objetivo de esta campaña fue elegir una subcuenca para los estudios posteriores en la que se implementará una red de monitoreo de nieves. Las condiciones de mayor importancia para la selección de dicha subcuenca eran el tamaño y la accesibilidad.

8.3.2. Integrantes

El equipo de trabajo estuvo conformado por:

- Cristóbal Cox. Ingeniero Civil. DGA-MOP, Nivel Central.
- Ismael Pastén. Profesional. DGA-MOP, Nivel Central.
- James McPhee. Ingeniero Civil, PhD. Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- Aldo Flores. Ingeniero Civil (e). Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.
- Mauricio Cartes. Ingeniero Civil (e). Dpto. de Ingeniería Civil- Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, U. de Chile.

8.3.3. Resultados

Las campañas realizadas los días 17 de abril y 9 de octubre permitieron definir a la cuenca del río Juncal como aquella región con mejores condiciones para la selección de la subcuenca a ser monitoreada, debido a las condiciones de acceso y regímenes de escorrentía. La subcuencas candidatas eran las cuencas de los esteros Mardones y Navarro con un área menor a 100 km².

En el punto P1, se visitó la actual estación fluviométrica Juncal en Juncal, la cual se encontró en el mismo estado que durante la campaña del 17 de Abril, sujeta a diferentes problemas de diseño.

La ruta continuó en dirección sureste por el sendero existente hacia el punto P2 y más tarde al punto P3. La mayor dificultad en este tramo fueron algunos cortes del camino producto de las quebradas naturales que cruzaban el sendero. Una vez que se alcanzó el punto denominado “Mardones”, región de confluencia entre el estero Mardones y Navarro con el río Juncal, se pudo apreciar el acceso a cada una de las subcuencas candidatas para la instalación de la red de monitoreo.

La escarpada topografía del estero Mardones y la accesibilidad del estero Navarro producto del sendero existente llevaron a seguir aguas arriba por este último. A pesar de las condiciones topográficas adversas con pendientes abruptas, la ruta de acceso existente permitió reconocer la cuenca del estero Navarro hasta el punto P5.

La campaña a terreno proporcionó detalles suficientes de la región para definir a la cuenca del estero Navarro como la más apropiada para su monitoreo.

En la Tabla 8.6 se muestran las coordenadas y algunas características de los puntos visitados. En la Figura 8.4 se muestra la ruta realizada durante la campaña.

Tabla 8.6. Puntos visitados y coordenadas.

Punto	Nombre	Descripción	Coordenadas UTM*		H [msnm]
			Norte	Este	
P1	Estación Juncal	Estación fluviométrica Juncal en Juncal.	6.362.507	392.666	-
P2	Quebrada Chorillo	Confluencia quebrada Chorillo con el estero Juncal.	6.360.539	394.372	2.238
P3	Mardones	Confluencia del estero Mardones con el estero Juncal.	6.357.443	397.833	2.470
P4	Esteros Navarro 1	Cuenca estero Navarro.	6.357.109	400.049	2.774
P5	Esteros Navarro 2	Cuenca estero Navarro.	6.357.218	400.553	2.812
P6	Estación Aconcagua	Estación fluviométrica Aconcagua en Chacabuquito.	6.364.190	358.600	949

(*) Sistema de Proyección: WGS-84.

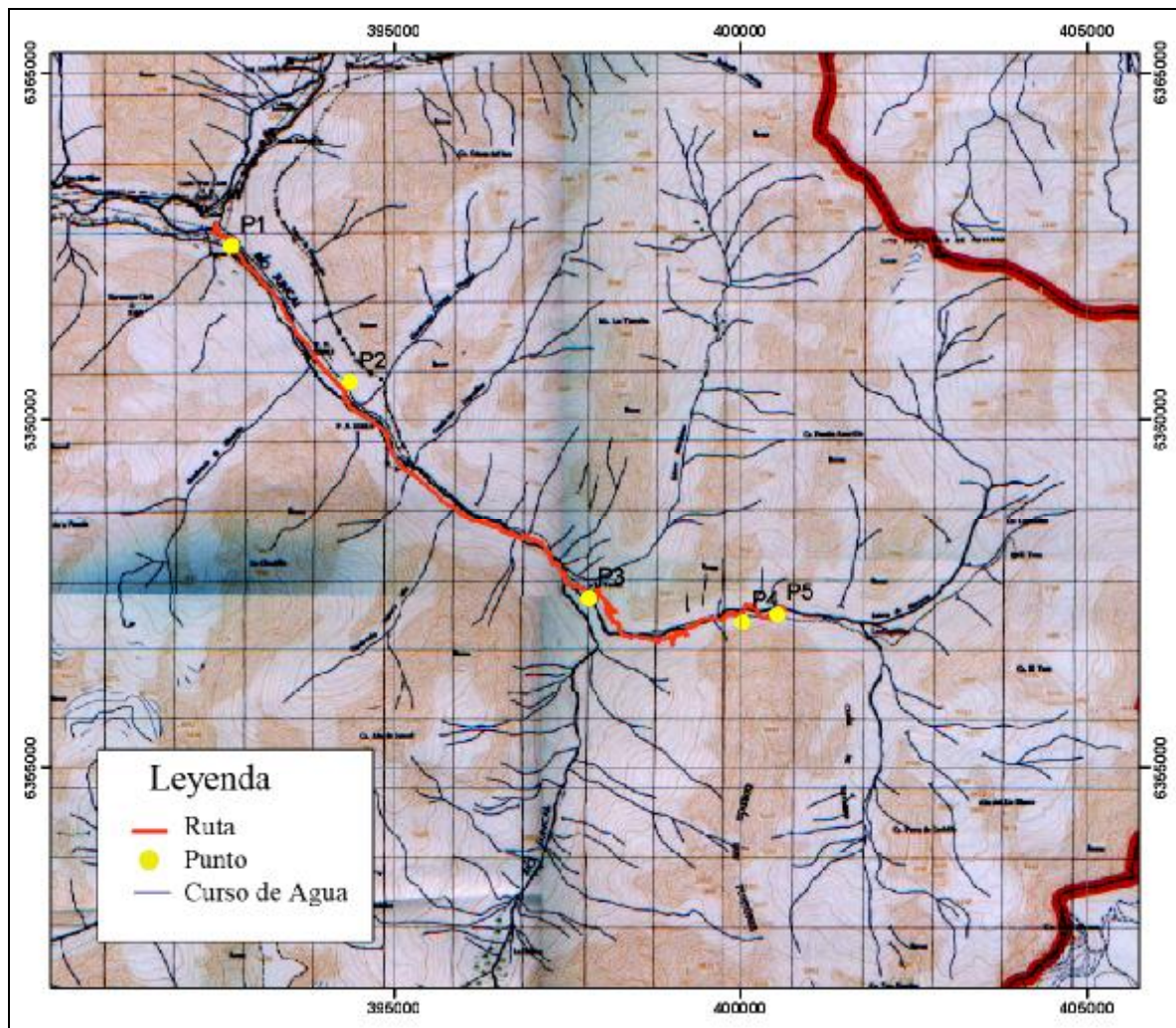


Figura 8.4. Ruta y puntos visitados, terreno 20 de Noviembre, 2008.

9. ANEXO B: FOTOGRAFÍAS CAMPAÑAS DE TERRENO

9.1. CAMPAÑA 17 DE ABRIL, 2008.



Figura 9.1. (Centro) Estación fluviométrica y meteorológica Aconcagua en Chacabucuito. (Izq.) Vista aguas abajo. (Der.) Vista aguas arriba.



Figura 9.2. Estación meteorológica Vilcuya. (Der.) Evaporímetro de bandeja con suciedad.

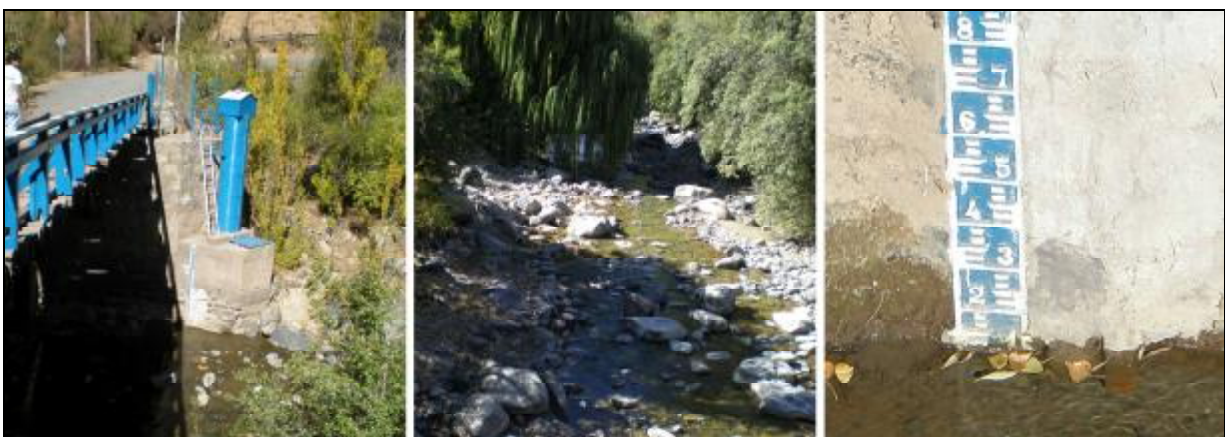


Figura 9.3. (Izq.) Estación fluviométrica Colorado en Colorado. (Centro) Vista aguas abajo. (Der) Regla limnimétrica y su registro de un caudal muy pequeño.



Figura 9.4. Pluviómetro de varilla, estación Riecillos.



Figura 9.5. (Izq.) Vista panorámica estación fluviométrica Juncal en Juncal. (Centro) Vista aguas arriba.
(Der.) Regla limnimétrica y sensor de presión con problemas de embanque.



Figura 9.6. Estación fluviométrica Aconcagua en río Blanco.



Figura 9.7. Estación fluviométrica Blanco en río Blanco. (Izq) Vista aguas arriba. (Centro) Vista aguas abajo. (Der.) Regla limnimétrica.

9.2. CAMPAÑA 9 DE OCTUBRE, 2008.

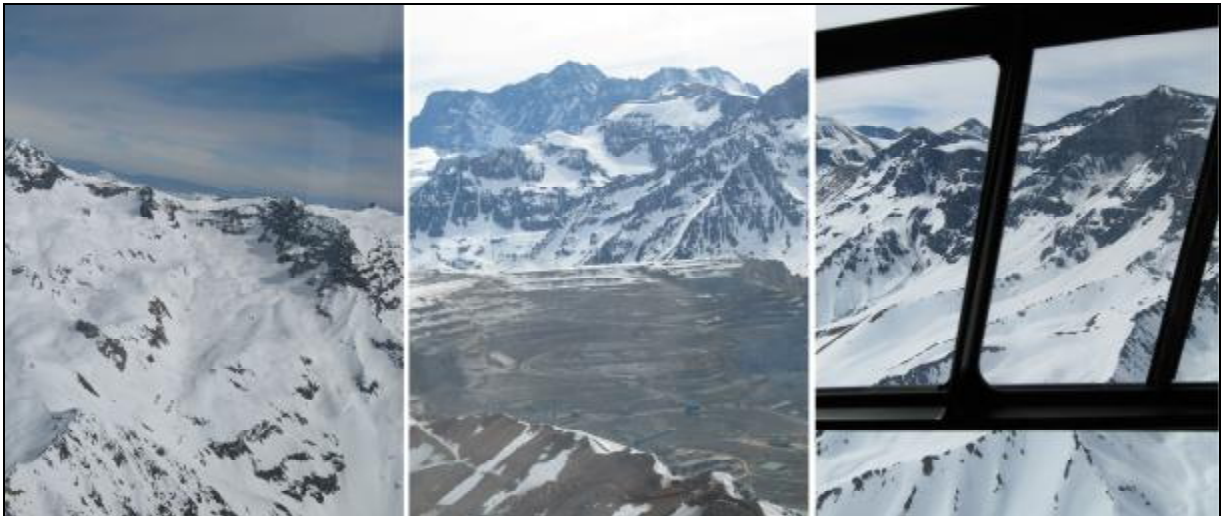


Figura 9.8. Cuenca del río Mapocho, límite norte (coordenadas UTM, N: 6.327.714; E:374.351). (Izq.) Vista hacia el Oeste. (Centro) Minera Los Bronces. (Der.) Vista hacia el Este.



Figura 9.9. Límite Sur de la cuenca del río Aconcagua.



Figura 9.10. Glaciar Juncal Norte.



Figura 9.11. Dr. Molotch guía las mediciones realizadas al manto de nieve sobre el glaciar Juncal Norte. (Izq.) Mediciones de profundidad. (Centro) Mediciones del grano de nieve. (Der.) Mediciones de densidad.

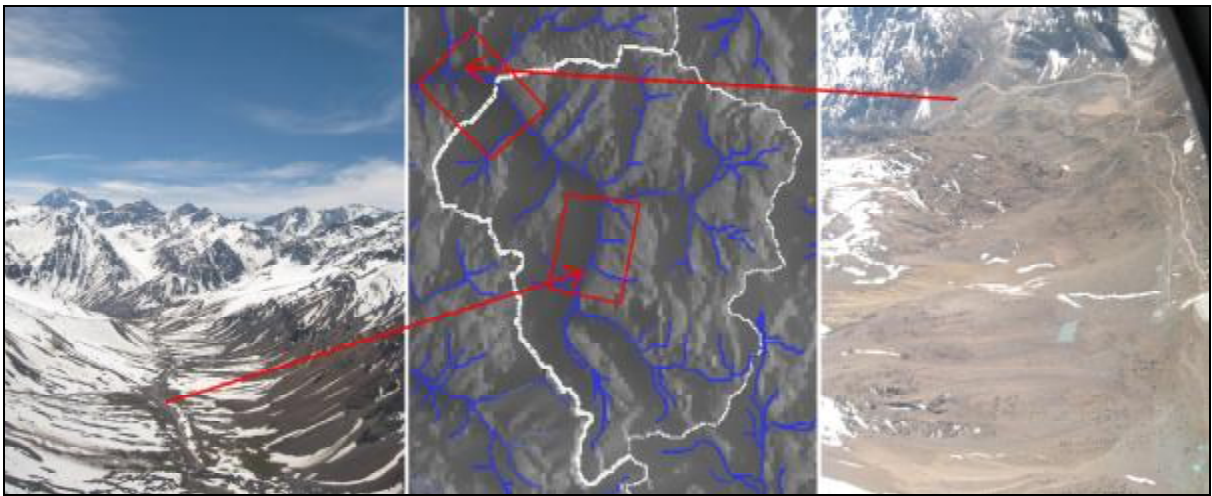


Figura 9.12. Cuenca del río Juncal. (Izq.) Región alta del río. (Centro). En blanco delimitación de la cuenca del río Juncal. (Der.) Región de confluencia con el río Juncalillo.



Figura 9.13. (Izq.) Laguna del Inca y cordones montañosos, vista hacia el Este. (Der.) Vista hacia el Oeste en el mismo punto.



Figura 9.14. Límite norte de la cuenca Aconcagua en Chacabucuito, cordón montañoso “La Cruz del Padre” (coordenadas UTM, N: 6.398.542; E: 384.366).



Figura 9.15. Región nor-oeste de la cuenca del río Aconcagua, vista hacia el Oeste.

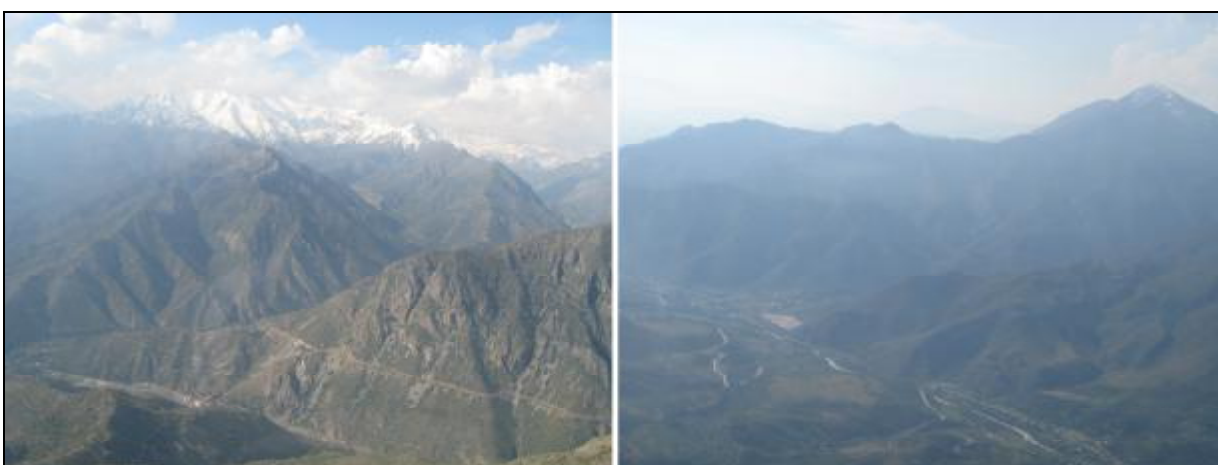


Figura 9.16. Zona baja de la cuenca del río Aconcagua en Chacabucuito. (Izq.) A lo lejos se observan las altas cumbres con nieve. (Der.) Vista hacia el Oeste de la cuenca.

9.3. CAMPAÑA 20 DE NOVIEMBRE, 2008.



Figura 9.17. Estación fluviométrica Juncal en Juncal (Izq.) Regla limnimétrica y roca de apoyo. (Der.) Flujo en la estación fluviométrica.



Figura 9.18. Estero Juncal a la altura de la quebrada Chorrillo (coordenadas UTM, N: 6.360.539; E: 394.372). (Izq.) Vista aguas arriba. (Der.) Vista aguas abajo.



Figura 9.19. Sector La Yesera o zona de confluencia entre los esteros Navarro y Juncal. Existencia de refugio perteneciente a la Comunidad Kenrick Lyon.



Figura 9.20. Vista panorámica sector La Yesera.



Figura 9.21. Estero Navarro antes de confluencia con el estero Juncal.

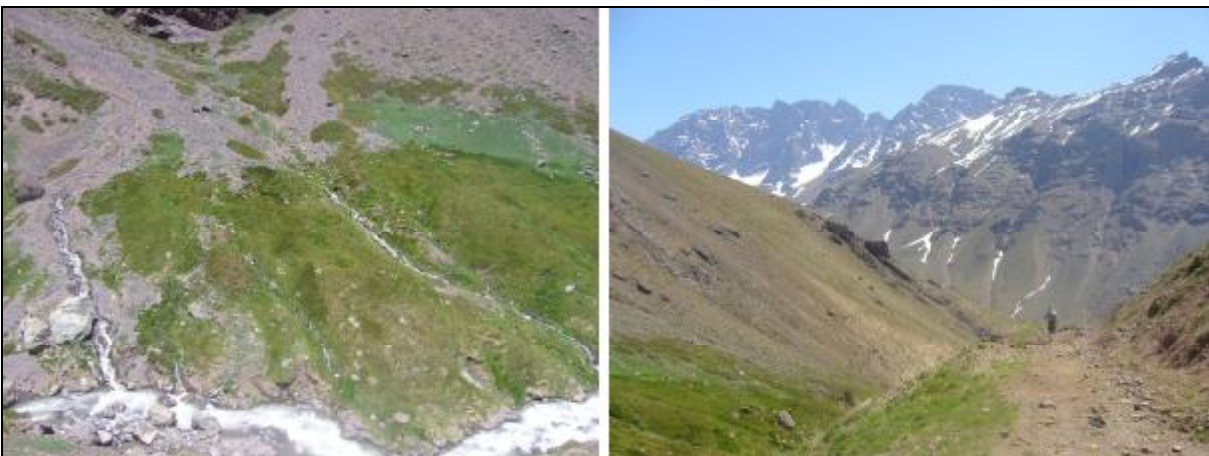


Figura 9.22. Cuenca estero Navarro. (Izq.) Quebradas aportantes al estero Navarro. (Der.) Vista hacia la salida del cajón que forma el estero Navarro.

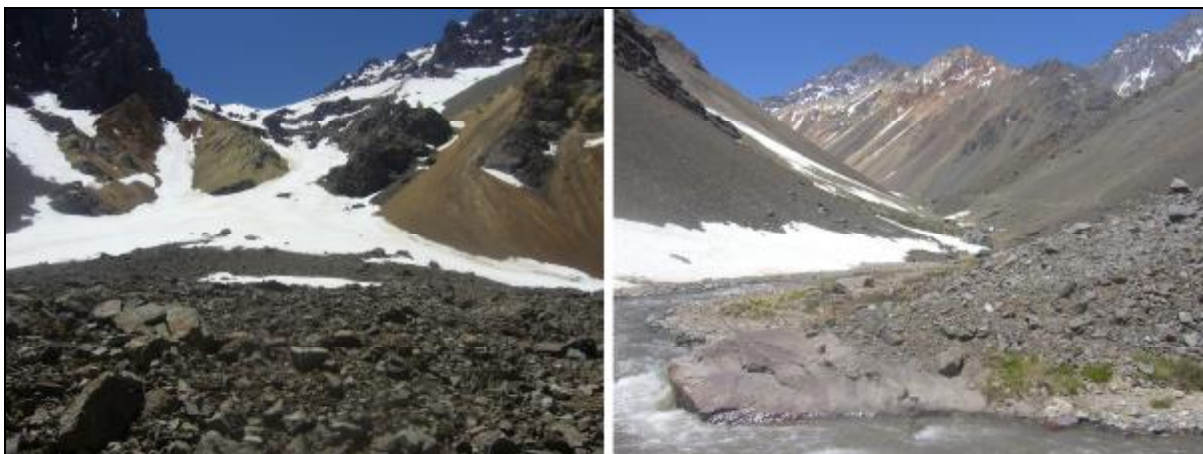


Figura 9.23. Cuenca estero Navarro (coordenadas UTM, N: 6.357.218; E: 400.553). Últimos restos de nieve en la zona media de la cuenca.

10. ANEXO C: RED DE MONITOREO DISEÑO Y RECOMENDACIONES

10.1. OBJETIVOS

La instalación de una red de monitoreo de nieves tiene como propósito caracterizar el estado del manto durante todo el año. El monitoreo de la escorrentía y de aquellas variables que influyan de alguna manera preponderante en la evolución del manto permitirá evaluar la modelación distribuida de la nieve.

Los objetivos del presente anexo son:

- (i) presentar las consideraciones que se deben tener presente en el diseño de una red de monitoreo en una cuenca nival;
- (ii) presentar el diseño de una red de monitoreo en la cuenca del río Navarro, perteneciente a la cuenca alta del río Juncal.

10.2. FACTORES RELEVANTES EN EL MONITOREO EN CUENCAS NIVALES

10.2.1. Generalidades

En el monitoreo de variables hidrometeorológicas es imprescindible tener presente dos consideraciones: (i) el adecuado monitoreo de las variables respecto de la variación temporal que posean y, (ii) el adecuado monitoreo de las variables considerando el área de estudio (Corps of Engineers, U.S. Army, 1956).

El monitoreo de cada variable sujeto a las consideraciones de cada una es un problema complejo, y deberá tomar en cuenta aspectos tales como factibilidad para su monitoreo in situ, además de las escalas espaciales y temporales asociadas al fenómeno estudiado. La cantidad y tipo de instrumentación estará sujeta además a limitaciones económicas.

10.2.2. Importancia del monitoreo en cuencas nivales

El monitoreo del estado del manto de nieve es vital para la evaluación de modelos matemáticos aplicados en la región. En Chile, la inexistencia de una red de monitoreo que permita conocer el estado del manto en diferentes puntos de una misma cuenca sugiere la definición de un área reducida para su estudio mediante la implementación de una red de monitoreo con un reducido número de estaciones o puntos de monitoreo.

El monitoreo del manto de nieve busca:

- entender los procesos de acumulación y derretimiento sujeto a las condiciones existentes en la región de estudio;
- conocer el estado del manto y su evolución;
- posibilitar el contraste con los resultados de modelos distribuidos;
- posibilitar el testeo de nuevos modelos;
- justificar la implementación de un mayor número de estaciones sujeto al área de estudio.

10.2.3. Variables a monitorear

De acuerdo a las características del manto de nieve y su evolución en el tiempo, su relación con la escorrentía de deshielo y los alcances de la modelación posterior, las variables de mayor importancia en la hidrología de nieves son:

- precipitación,
- profundidad del manto de nieve,
- equivalente en agua,
- temperatura del aire,
- radiación solar,
- albedo,
- presión atmosférica,
- humedad relativa,
- humedad del suelo,
- temperatura del suelo,
- viento,
- estratigrafía y tipo de nieve, y
- escorrentía.

El conjunto de variables indicadas puede separarse en 2 grupos, siendo las primeras 4 variables esenciales y el resto secundarias. La humedad y temperatura del suelo son fenómenos que poseen una alta variabilidad espacial, lo que hace necesario la medición en numerosos puntos del sitio de estudio. Por este motivo no son consideradas variables relevantes.

Cabe señalar que la precisión en las mediciones es esencial. Pequeños errores en el monitoreo pueden producir grandes errores en el pronóstico de la escorrentía. Los procesos de acumulación y de deshielo ocurren continuamente en el tiempo, sin embargo, la modelación de este fenómeno a nivel estacional sugieren que el monitoreo de las variables sea a nivel horario como escala menor de tiempo.

A continuación se señalan las consideraciones básicas en el monitoreo de las variables más relevantes. Es importante señalar que la ubicación de los equipos debe estar sujeta preferentemente a un acceso limitado de personas, de manera de evitar hurtos de cualquier especie.

(i) Precipitación

El volumen total de las precipitaciones que llegan al suelo durante un período determinado se expresa en función del nivel que alcanzarían sobre una proyección horizontal de la superficie terrestre, una vez se hayan fundido todas las precipitaciones caídas en forma de nieve o hielo. Las nevadas se miden también en función del espesor de la nieve fresca que cubre una superficie plana y horizontal mediante un sensor de altura de nieve. Es muy importante que se

tenga en cuenta la elección del emplazamiento y la forma y exposición del pluviómetro; además, deben tomarse medidas para impedir las pérdidas por evaporación, efectos del viento y salpicaduras. Los efectos del viento se pueden considerar desde dos aspectos: efectos sobre el instrumento mismo, que en general reducen la cantidad de agua recogida, y efectos del emplazamiento sobre la trayectoria del viento, a menudo más importantes y pueden dar resultados superiores o inferiores de la precipitación medida.

El pluviómetro se debe exponer con su boca en posición horizontal sobre el nivel del suelo. La boca del pluviómetro debe hallarse lo más baja posible con relación al suelo (la velocidad del viento aumenta con la altura), pero ha de estar al mismo tiempo lo suficientemente elevada para evitar que la nieve cubra completamente el dispositivo.

La precipitación en forma de nieve está mucho más condicionada a los efectos adversos del viento que la lluvia. En lugares excepcionalmente ventosos, la captación en un pluviómetro con o sin protección contra el viento, puede ser inferior a la mitad de la nieve caída real. Los emplazamientos elegidos para medir nevadas y/o la capa de nieve deben, en lo posible, estar en zonas protegidas del viento. Las pantallas de protección, acopladas a los pluviómetros, han demostrado ser bastante efectivas para reducir los errores de captación de la precipitación debidos al viento, en especial para precipitaciones sólidas.

Otra complejidad en la medición de esta variable radica en el estado en que puede presentarse, líquida o sólida. Se recomienda que el monitoreo para esta variable sea a nivel horario.

(ii) Profundidad del manto

Las mediciones pueden ser obtenidas mediante una estaca liviana graduada o de un sensor montado en la estación meteorológica. La estaca o regla graduada puede ser ubicada de forma permanente en un lugar específico para lo cual es necesaria que sea instalada en un período con la menor cantidad de nieve posible para llegar al suelo. Otra posibilidad es realizar mediciones puntuales para lo cual la estaca debe penetrar el manto hasta llegar al suelo, tarea que se ve dificultada por lentes de hielo que existan. Conviene que, en los lugares en que se considera que no hay amontonamiento de nieve, se calcule una media de varias mediciones verticales. Las mediciones mediante sensor pueden ser a escala horaria, mientras que las mediciones puntuales estarán sujetas a condiciones climáticas favorables.

El número de puntos de medición dependerá de las condiciones del terreno. En terrenos montañosos, las mediciones suelen consistir en muestras tomadas en puntos espaciados de 20 a 40 metros. En zonas despejadas, donde la nieve tiende a amontonarse por acción del viento, se requerirá un mayor número de muestras. Como en un principio no se conoce la tendencia de la nieve a amontonarse, será necesario realizar un extenso recorrido con muchas desviaciones transversales y un gran número de mediciones. Al comprobar la longitud y la dirección generales de las acumulaciones de nieve, se podrá reducir el número de puntos de medición. En regiones llanas, la distancia entre los puntos de muestreo, para determinar la densidad de la nieve, debe oscilar entre 100 y 500 metros.

Se recomiendan diferentes campañas de mediciones (1 por mes) para garantizar un seguimiento a los cambios en la acumulación de la nieve durante la temporada, los cuales podrán ser comparados con el sensor de altura. Se recomienda que este último registre la altura del manto cada 30 o 60 minutos.

(iii) Equivalente en agua

El equivalente en agua de la nieve es la cantidad de precipitación líquida contenida en el manto de nieve. Puede determinarse pesando o fundiendo una muestra de nieve. Es importante tomar varias muestras representativas.

Para determinar esta variable es necesario medir la densidad del manto en diferentes puntos y/o utilizar un snow pillow unido a un traductor de presión. La densidad del manto requiere conocer la masa de un volumen conocido de nieve, para lo cual se recomienda usar un dispositivo especial para captar una muestra del manto y luego pesar la muestra obtenida. Conocida la profundidad del manto se puede determinar el equivalente en agua. Errores en la medición de la profundidad o la densidad pueden ser evadidos por técnicos entrenados en dichas mediciones.

El snow pillow se instala en la superficie del terreno, al mismo nivel del suelo o enterrado bajo una fina capa de tierra o arena. Se recomienda cercar el sitio, para impedir que el equipo sea dañado y para preservar la capa de nieve en su estado natural. En condiciones normales, las almohadas de nieve se pueden usar durante 10 años o más. La presión hidrostática dentro de la almohada corresponde al peso de la nieve acumulada sobre la misma. La medición de esta presión se realiza por medio de un limnógrafo de flotador o un transductor de presión. Las mediciones obtenidas con almohadas de nieve difieren de las realizadas con muestreadores de nieve, especialmente durante el período de fusión de la nieve. Éstas son más seguras cuando la capa de nieve no contiene capas de hielo, que pueden causar un “puente” sobre las almohadas. La comparación del equivalente en agua, medido por la almohada de nieve, con las mediciones tomadas por medio del método común de pesada, muestra una diferencia del cinco al 10 por ciento. Se recomienda que los registros de esta variable sean cada 30 o 60 minutos.

(iv) Temperatura del aire

La temperatura del aire se debe medir a dos metros sobre la superficie de la nieve, sin embargo, debido a la variabilidad en la altura del manto de nieve durante el año, esta condición no necesariamente se podrá cumplir. El instrumento utilizado para este fin debe ser apto para soportar bajas temperaturas, en especial su sistema eléctrico. Por su versatilidad y bajo costo este equipo puede ser montado en estaciones meteorológicas así como también de forma independiente sobre un poste, en busca de determinar el gradiente de temperatura en la región. Es suficiente tomar registros de esta variable cada 30 o 60 minutos.

(v) Radiación Solar

La radiación solar total incidente (onda corta) puede medirse mediante un piranómetro, el cual es uno de los instrumentos que generalmente se utiliza para medir la radiación solar (radiación

solar directa más difusa) recibida desde todo el hemisferio celeste sobre una superficie horizontal terrestre. De este modo se recomienda que su ubicación sea alejada de cumbres pronunciadas que provoquen algún grado de penumbra durante algún momento del año. Este equipo generalmente es montado en una estación meteorológica. Se recomienda que los registros de esta variable sean cada 30 o 60 minutos.

(vi) Albedo

Esta variable puede ser medida mediante un piranómetro invertido. Está sujeto a las mismas condiciones que la radiación solar. Se recomienda que los registros de esta variable sean cada 30 o 60 minutos.

(vii) Presión atmosférica

Las mediciones de la presión atmosférica se hacen en el mismo lugar que las mediciones de la temperatura del aire. El sensor de presión utilizado debe ser apto para soportar bajas temperaturas, en especial su sistema eléctrico. Es suficiente tomar registros de esta variable cada 30 o 60 minutos.

(viii) Humedad relativa

Las mediciones de la humedad relativa del aire se hacen en el mismo lugar que las mediciones de la temperatura del aire. El sensor de humedad relativa debe ser apto para soportar bajas temperaturas, en especial su sistema eléctrico. Es suficiente tomar registros de esta variable cada 30 o 60 minutos.

(ix) Viento

Mediante el anemómetro y la veleta es posible determinar la velocidad y dirección del viento respectivamente. El principal problema sobre estos equipos es la cubierta de hielo que pueda formarse luego de la precipitación líquida y disminución de temperatura, o la nieve que puede cubrir parcialmente los equipos. La limpieza durante estos eventos puede ser una alternativa para evitar falsos registros. Debido a los cambios que sufre continuamente esta variable, se recomiendan registros cada 5 minutos.

(x) Escorrentía

Los ríos de montaña se caracterizan por la alta velocidad de la corriente, a menudo tienen un cauce poco profundo e irregular y pueden ser obstruidos por canto rodado y escombros, tienen pendiente transversal, nivel de agua irregular y transportan grandes pero variadas cantidades de piedras y gujarros. En la selección del lugar para la estación de aforo, es necesario evitar esos fenómenos siempre que sea posible. En pequeñas corrientes de montaña, debido al flujo turbulento muy acentuado, es muy conveniente usar uno de los métodos de dilución para medir el caudal. En algunos casos puede ser recomendable mejorar la sección de aforo para hacer mejores mediciones.

En relación a una estación fluviométrica, sería conveniente equiparla con un puente de aforo. Las mediciones con molinete hidrométrico deben comprender por lo menos 20 verticales. La medición de la profundidad de los ríos de montaña con barra de molinete no conduce, en la práctica, a errores sistemáticos, sin embargo, el uso de una sonda hidrométrica de peso con aleta direccional puede hacer que se subestime la profundidad, si se trata de profundidades pequeñas. Para profundidades de alrededor de un metro, las mediciones realizadas con una barra de molinete pueden acusar diferencias de 2,5 a 3 por ciento, mientras que para profundidades de 0,4 a 0,8 m, la diferencia puede alcanzar hasta 10 ó 15 por ciento.

El mejor método para medir la velocidad con el molinete es el de dos puntos. Para la medición de esta variable se recomienda la implementación de una estación dotada de sensor de presión y de un sistema que permita la ejecución de aforos durante crecidas. Puesto que en cuencas nivales, las crecidas se producen generalmente a fines de la primavera, el acceso a las estaciones puede ser más sencillo. Se recomienda que los registros del sensor de presión sean a nivel horario.

Detalles acerca de las características de la sección de aforo y diseño de la estación fluviométrica pueden encontrarse en el documento “Normas Hidrométricas” (DGA, 2006).

10.3. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA PILOTO

Durante el desarrollo del presente estudio se realizaron tres campañas de terreno. El principal objetivo fue reconocer el área de estudio, visualizar el estado de acumulación del manto de nieve y la masa glaciaria. Como recomendación del presente estudio se planteó la definición de una zona de estudio de tamaño reducido (área $<100\text{km}^2$), con condiciones necesarias para su estudio más elaborado con un monitoreo concentrado. La región de estudio definida como una cuenca piloto de área reducida está restringida por las siguientes condiciones:

- ubicación;
- accesible para la recolección de datos;
- régimen nival;
- alejado de centros urbanos.

El régimen preferentemente nival busca entender esta componente de forma exclusiva. En la medida que se comprenda más fehacientemente esta variable se podrá adicionar la componente glaciaria y pluvial.

10.3.1. Ubicación y accesos

Las condiciones señaladas anteriormente unido a las campañas de terreno sugieren a la subcuenca del estero Navarro como cuenca piloto. La cuenca del estero Navarro se ubica entre los paralelos $32^{\circ}50'$ y 33° de latitud sur y está delimitada por el cordón montañoso Los Puntones por el sur, y con Argentina por el oriente. El río Navarro es afluente al río Juncal y define una cuenca que posee un área de $60,74\text{ km}^2$.

La cuenca del estero Navarro posee sólo un acceso por tierra, el cual corresponde a un sendero que nace en la ruta 60 (ruta internacional Portillo-Mendoza) y bordea el estero Juncal hasta la desembocadura del estero Navarro para luego seguir bordeando el estero del mismo nombre hasta el yacimiento mineral El Yeso. En la Figura 10.1 se indican la ubicación y acceso a la cuenca.

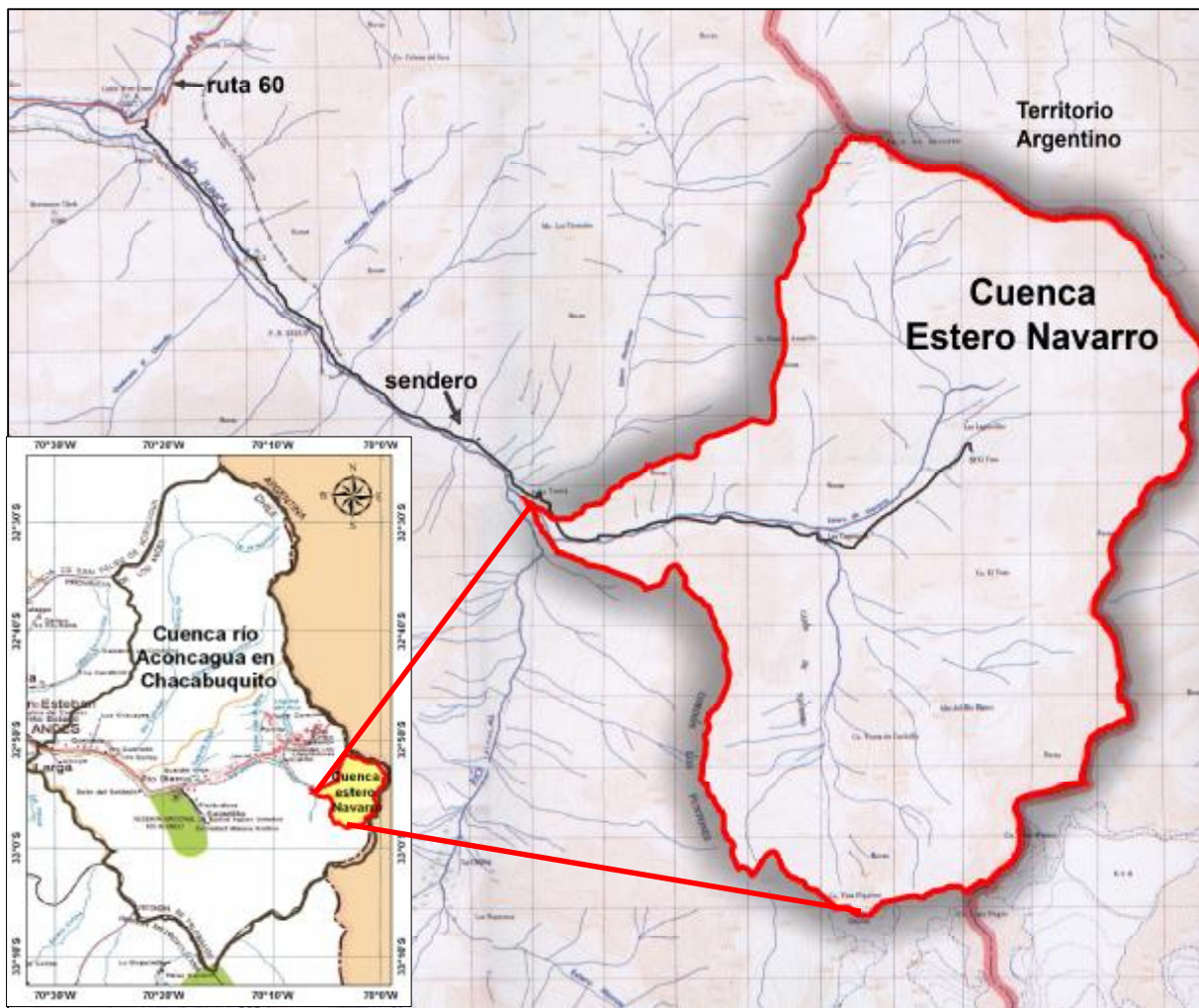


Figura 10.1. En rojo la cuenca del estero Navarro. Ubicación y acceso a la cuenca.

El sendero es de fácil acceso a partir de mediados de primavera, cuando gran parte de la nieve se ha derretido, hasta mayo o las primeras nevadas. Se cree que luego de fuertes tormentas, el sector sea accesible solamente a pie.

La cuenca del estero Navarro se ubica en un sector privado perteneciente a la Comunidad Kenrick Lyon. Dicha Comunidad posee un albergue en buenas condiciones ubicado en el sector la Yesera.

Algunas características de la cuenca se muestran en la Tabla 10.1, obtenidas mediante el software WMS 7.1.

Tabla 10.1: Características de la cuenca del estero Navarro.

Variable	Valor
Área	60,74 [km ²]
Pendiente media	0,58 [m/m]
Elevación mínima	2500 [msnm]
Elevación máxima	5112 [msnm]
Elevación media	3882,23 [msnm]
Longitud cauce principal	8337,3 [m]
Longitud cuenca	9983,2 [m]

10.4. DISEÑO DE LA RED DE MONITOREO

El diseño de la red de monitoreo en la región de estudio considera:

- (i) una estación meteorológica;
- (ii) ocho sensores de temperatura;
- (iii) una estación fluviométrica;
- (iv) muestreo in-situ del estado del manto.

La disposición de las estaciones y de los sensores se indica a continuación:

- una estación meteorológica (M1) ubicada en el sector denominado La Yesera, cerca de la confluencia entre el estero Juncal y el estero Navarro;
- cuatro sensores de temperatura (T5, T6, T7, T8) emplazados en la cuenca del estero Navarro, siguiendo una transecta orientada de Este-Oeste sobre el sendero existente;
- un sensor de temperatura (T4) ubicado en la estación Juncal en Juncal;
- tres sensores de temperatura (T1, T2, T3) ubicados aguas abajo de la estación Juncal en Juncal, en diferentes lugares de la ruta 60. Uno de los sensores estará ubicado en la actual estación fluviométrica Blanco en Blanco;
- una estación fluviométrica en el estero Navarro antes de su desembocadura al estero Juncal.

El muestreo in-situ deberá incluir mediciones del espesor del manto, densidad, temperatura, estratigrafía y tipo de nieve en diferentes puntos de la cuenca del estero Navarro, siendo muy importante el muestreo en un punto próximo a la estación meteorológica. La periodicidad del muestreo debiese ser a nivel mensual durante el período mayo-octubre, el cual estará sujeto a condiciones de accesibilidad.

La designación de coordenadas para los sensores de temperatura fue realizada en base al rango de elevación definido a partir de tres hitos importantes: estación meteorológica M1; y estaciones fluviométricas Juncal en Juncal y Blanco en Blanco.

Las mediciones in-situ serán realizadas a nivel mensual y deben ser iniciadas luego de la primera tormenta. Involucrarán mediciones de la densidad y altura del manto, en diferentes puntos. La realización de dichas campañas estará sujeta a condiciones climáticas favorables.

En la Tabla 10.2 se indican las coordenadas de la ubicación aproximada de cada estación. En la Figura 10.2 se muestra un esquema de la ubicación aproximada de cada estación.

Tabla 10.2. Ubicación preliminar de las estaciones de monitoreo.

Nombre	Variable	Coordenadas Geográficas						Coordenadas UTM		Elevación [msnm]	Rango Elev.
		Lat. S			Lon. W			Norte	Este		
T1	Temperatura	32°	55'	41"	70°	18'	49"	6,357,805	378,726	1,446	1,400-1,500
T2	Temperatura	32°	54'	59"	70°	14'	17"	6,359,154	384,204	1,680	1,600-1,700
T3	Temperatura	32°	52'	15"	70°	12'	42"	6,362,385	388,215	2,000	1,900-2,000
T4	Temperatura	32°	52'	12"	70°	9'	50"	6,362,543	392,671	2,221	2,200-2,300
T5	Temperatura	32°	55'	16"	70°	5'	46"	6,356,932	399,060	2,761	2,700-2,800
T6	Temperatura	32°	55'	15"	70°	4'	34"	6,356,983	400,936	2,989	3,000-3,100
T7	Temperatura	32°	55'	55"	70°	2'	59"	6,357,647	403,400	3,200	3,200-3,300
T8	Temperatura	32°	56'	0"	70°	2'	17"	6,355,619	402,942	3,499	3,400-3,500
M1	Precipitación, Temperatura, Equivalente en agua, Radiación Solar, Albedo, Viento, Presión atmosférica, Humedad relativa.	32°	55'	57"	70°	6'	37"	6,357,509	397,736	2,472	2,400-2,500
Q1	Caudal	32°	55'	20"	70°	5'	21"	6,356,805	398,150	2,561	

Obs.: T= estación de temperatura; M=estación meteorológica;
Q=estación fluviométrica.

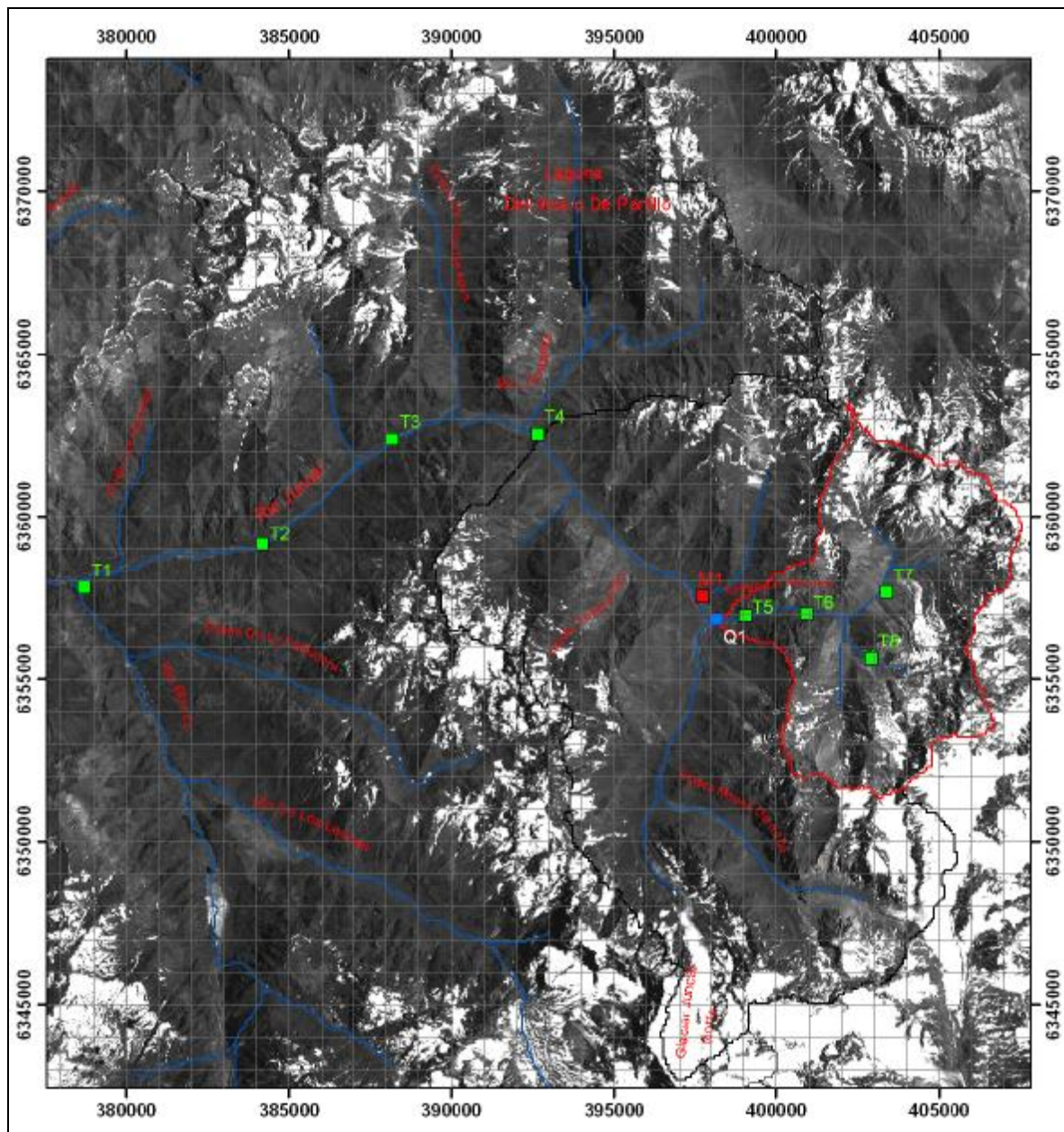


Figura 10.2. Ubicación preliminar de las estaciones de monitoreo en la región de estudio. En rojo aparece delimitada la cuenca del estero Navarro.

10.5. RECOMENDACIONES

Se sugiere que la ubicación final de los sensores de temperatura esté en las inmediaciones de los proyectos hidroeléctricos de Colbún, para el resguardo de éstas. Se sugiere además, que la implementación de la estación meteorológica y la estación fluviométrica permita obtener los registros en tiempo real.

Se recomienda que la estación de ruta de nieves Portillo sea implementada con sensores para otras variables, tales como viento, radiación solar y humedad relativa.

Luego de la instalación de cada estación y sensor, se recomienda hacer evaluaciones que indiquen el correcto funcionamiento mediante muestreo y comparación con otros sensores.

10.6. REFERENCIAS

COX, C. O. (2005). Metodología de diseño de una red de monitoreo de recursos hídricos para humedales: Aplicación en la Laguna de Batuco. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago. Chile.

DGA (2006). Normas Hidrométricas. Tomo 1. Departamento de Hidrología, Subdepartamento Hidrometría, Dirección General de Aguas. MOP.

MARTENS, G. H. (1989). Use of data collection platforms for snow water equivalent measurement and other parameters. *Remote Data Transmission. IAHS Publ. No. 178.*

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (NRCS). United States Department of Agriculture. SNOTEL Data & Products.
<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/snow/>

ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL (OMM). (1994) Guía de Prácticas Hidrológicas. Adquisición y Proceso de Datos, Análisis, Predicción y Otras Aplicaciones, 5ª Ed.

ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL (OMM). (1992) *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (B. Sevruk). Informe de hidrología operativa N° 35, OMM-N° 745, Ginebra.

11. ANEXO D: CONSIDERACIONES PARA MEDICIONES EN EL MANTO DE NIEVE

Las instrucciones que siguen proveerán algunas herramientas necesarias para el adecuado muestreo de variables básicas del manto. Estas herramientas fueron obtenidas de la experiencia realizada durante la 2^{da} campaña de terreno.

11.1. ALTURA

La importancia en la determinación de la altura o espesor del manto recae en la determinación final del equivalente en agua de la nieve. El equipo consiste en una estaca delgada de aluminio que se introduce en el manto cuidando su verticalidad (Figura 11.1). Uno de los mayores cuidados de este tipo de medición es la existencia de capas de hielo en el manto que se pueden confundir con el nivel del suelo, estimando erradamente la profundidad total del manto. Sobre regiones con glaciares, la búsqueda del nivel de suelo corresponde al nivel de superior del glaciar. Se debe cuidar que el equipo mantenga su verticalidad.

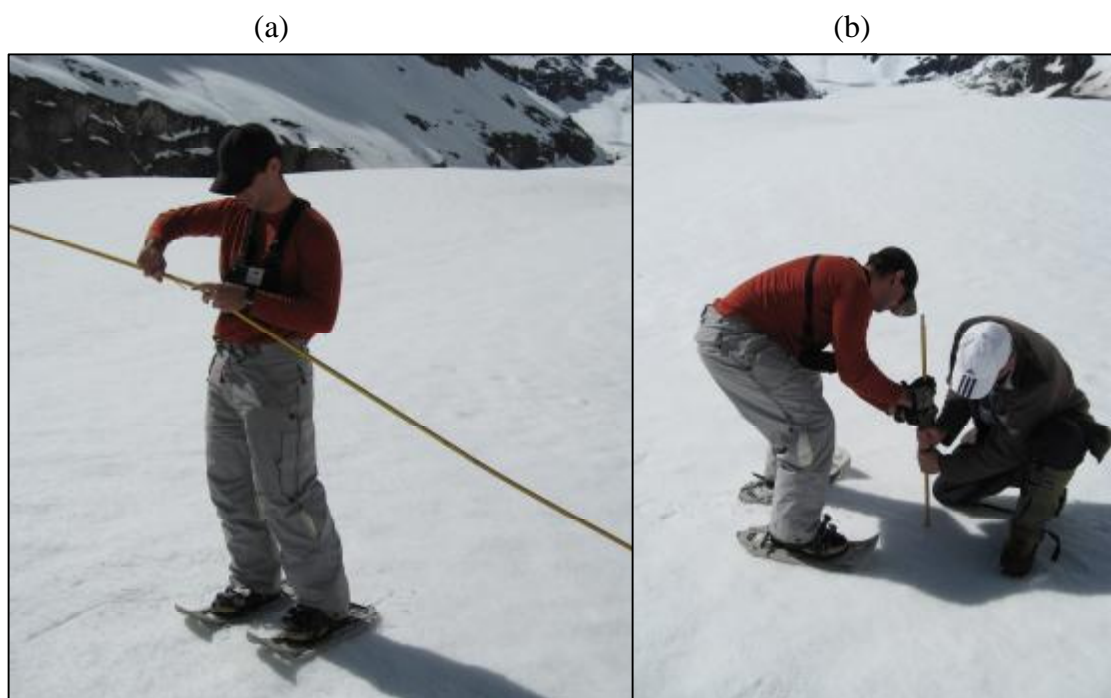


Figura 11.1. (a) Armado de la estaca de aluminio. (b) Penetración de la estaca en el manto de nieve.

Sobre áreas amplias, el procedimiento general consiste en definir una transecta para su muestreo a espacios de 25m (o mayores) de distancia entre los puntos. Para ello se requiere inicialmente la determinación de la orientación de la transecta mediante brújula.

11.2. DENSIDAD

Corresponde a la determinación del peso a una muestra de nieve de volumen conocido. La densidad de la nieve depende principalmente de la antigüedad de la nieve y de otros factores, tales como: temperatura, viento, intensidad de la nevada, tipo de precipitación, condiciones

oroográficas y espesor del manto. El manto de nieve puede entenderse como un conjunto de capas con diferentes espesores y densidades.

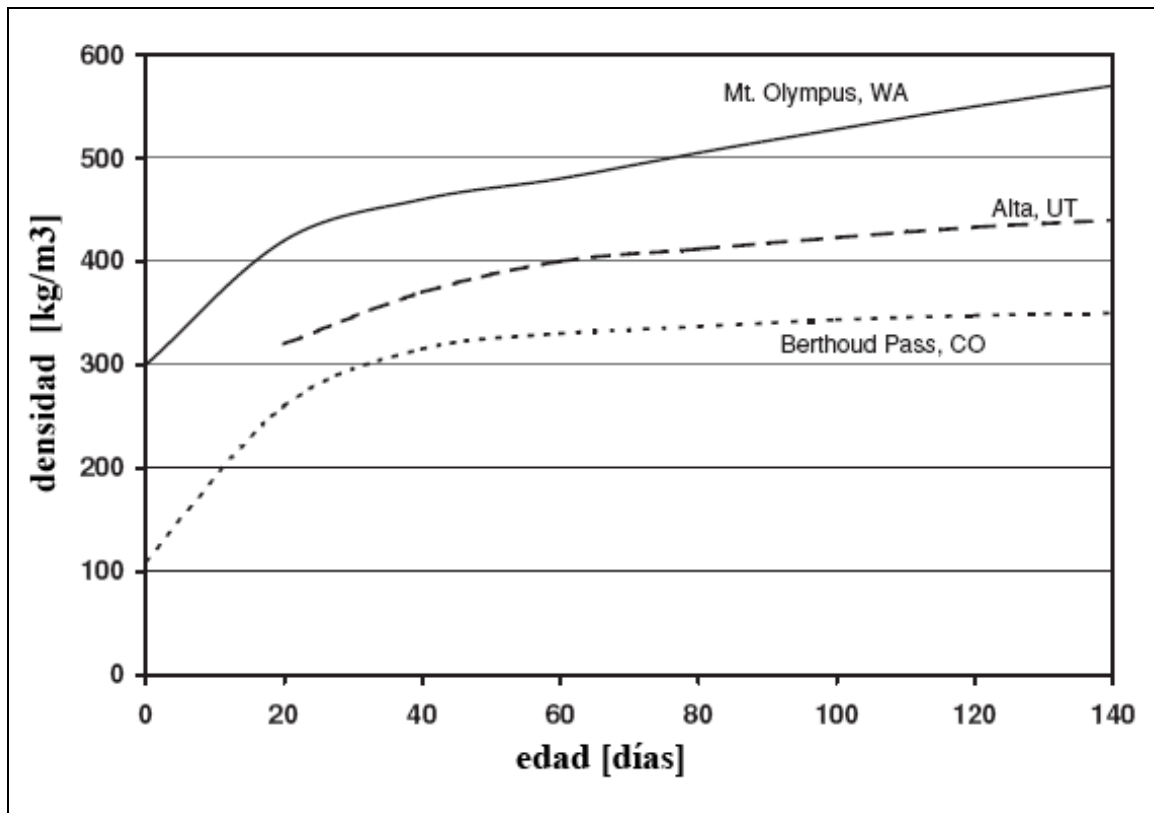


Figura 11.2. Variación de la densidad de la nieve con el tiempo. Ejemplos provenientes de tres regiones en los Estados Unidos.

Fuente: Modificado, Doeskin and Judson (1997).

Para la determinación de la densidad del manto existen variados métodos que se diferencian en la manera de obtener la muestra de nieve. Durante la 2^{da} campaña a terreno se emplearon dos métodos: MT. ROSE ó tubo de muestro, y PERLA o cuña. Estos métodos deben cuidar de la limpieza de restos de nieve antes y después del muestreo.

11.2.1. Tubo de muestreo (MT. ROSE)

Instrumento que permite obtener la densidad del manto mediante un testigo de orientación vertical. El equipo consiste en un tubo de aluminio que se introduce en el manto cuidando el sentido vertical del equipo en busca del nivel del suelo (Figura 11.3). Luego, el tubo con el testigo de nieve deben ser pesados mediante un dinamómetro. Finalmente, debe extraerse el testigo del tubo y volver a pesar el tubo sin muestra.

- Ventajas: método simple para determinar la densidad media del manto, pues permite alcanzar profundidades de 2m (o profundidades mayores, sujeto a la longitud del equipo). Sobre profundidades mayores será necesario excavar una calicata.

- Desventajas: no distingue la variabilidad en la densidad según la profundidad. Es un método invasivo puesto que puede arrastrar una capa superior limitada por un lente de hielo a capas inferiores. La obtención de la muestra puede incluir restos de nieve en su parte exterior que deben ser limpiados antes de proceder con la pesada.

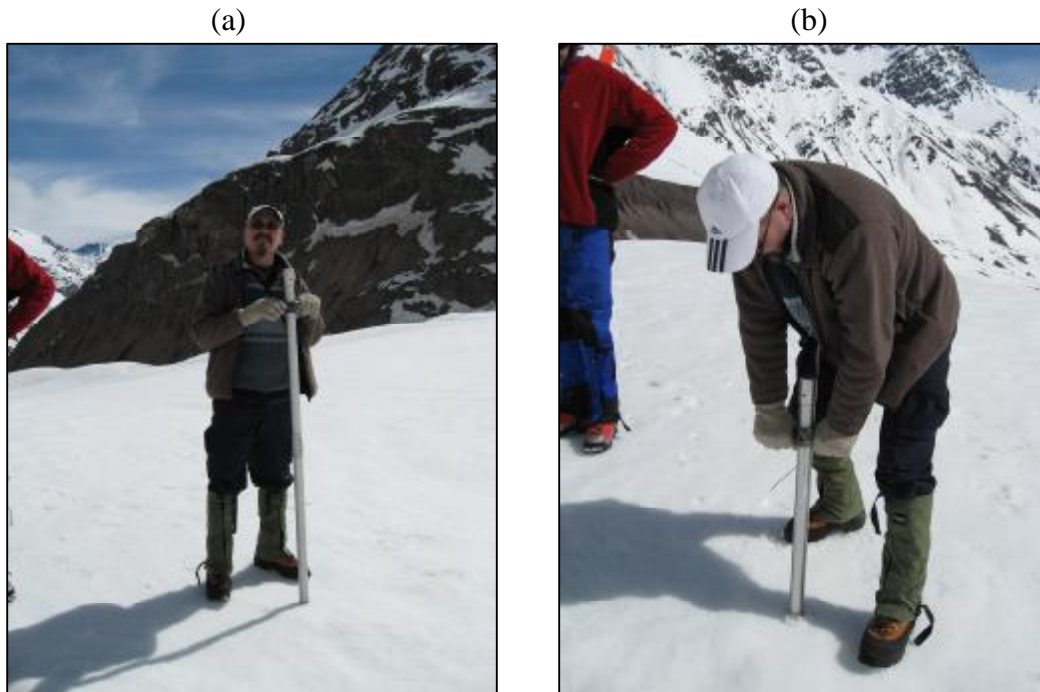


Figura 11.3. (a) Ensamble de los tubos antes del muestreo. (b) Penetración del equipo en el manto de nieve.

Procedimiento para el muestreo:

- (i) Estimar la profundidad del manto.
- (ii) Ensamblar los tubos que conforman el equipo.
- (iii) Tarar el equipo armado y tomar registro del valor.
- (iv) Insertar el tubo en el manto con leves movimientos de giro y manteniendo el tubo vertical. Asegurar que se ha llegado al suelo.
- (v) Leer la profundidad de la nieve y registrar dicho valor. Considerar el valor medido a partir de la nieve externa y no interna.
- (vi) Extraer el tubo y remover restos de suelo
- (vii) Remover restos de nieve en el exterior del tubo.
- (viii) Pesar el tubo con nieve y tomar registro del valor.
- (ix) Limpiar el tubo en su interior, cuidando que no queden restos de nieve.
- (x) Repetir procedimiento en el siguiente punto.

11.2.2. Cuña (PERLA)

Instrumento que consiste en una cuña de acero inoxidable (10x10x20 cm) con un volumen de 1000 cm³ (Figura 11.4).



Figura 11.4. Cortador de nieve en forma de cuña (1000 cm³).

Este equipo permite obtener muestras del manto en el sentido horizontal, para lo que se requiere la construcción previa de una calicata. La zona aledaña a la calicata debe ser cuidada de manera de no alterar la densidad del manto.

- Ventajas: distingue la densidad del manto en sus diferentes estratos. La limpieza de los residuos de nieve es simple y ágil. El método no daña en demasía al manto existente alrededor de la muestra.
- Desventajas: debido a la cantidad de muestras necesarias se puede considerar un método lento. La lentitud del método está sujeta además a la excavación cuidadosa de la calicata.

Procedimiento para el muestreo:

- (i) Excavar una calicata en la nieve. Esta pared debe quedar orientada preferentemente a la sombra, para no acelerar el derretimiento de la nieve.
- (ii) Perfeccionar la pared sobre la que se hará el muestreo, cortando con una pala una capa de nieve para conseguir un perfil recto.
- (iii) Ubicar una regla con 0 en la base de la calicata.
- (iv) Introducir la cuña en el eje horizontal, cuidando que la penetración sea lo más recta posible respecto del perfil de la calicata. Por su forma, la cuña tenderá a forzar la dirección de penetración recta hacia una penetración oblicua.
- (v) Introducir la tapa de acero de la cuña y rescatar la muestra de nieve.
- (vi) Remover restos de nieve del exterior de la cuña.
- (vii) Pesar la cuña con nieve y tomar registro del valor.
- (viii) Repetir procedimiento en el siguiente punto.

Para un adecuado muestreo se recomienda obtener testigos cada 10cm de profundidad, en 2 ejes verticales para independizar las influencias de la penetración del equipo en las capas inferiores (Figura 11.5).



Figura 11.5. Ubicación de la regla y toma cuidadosa de la muestra de nieve con la cuña.

La mayor ventaja del método Mt. Rose respecto del método Perla es la agilidad en el muestreo pudiendo muestrear mucho más puntos en un menor tiempo. Por el contrario, la mayor ventaja el método Perla sobre el método Mt. Rose es la precisión que se puede tener en un punto específico, pudiendo identificar las densidades de las diferentes capas en el perfil del manto producto de las nevadas durante la temporada.

11.3. EQUIVALENTE EN AGUA (SWE)

Corresponde a la determinación del volumen de agua contenido en una muestra de nieve, para lo cual es necesario medir la densidad de la nieve. La determinación de esta variable permite estimar el volumen de agua disponible en el manto de nieve, proceso que involucra múltiples mediciones en el perfil del manto, en diferentes puntos de la región.

El muestreo disperso en diferentes puntos de la cuenca entregará mayor precisión en la determinación del equivalente en agua del manto. Se recomienda la construcción de 2 a 3 calicatas y mediciones de profundidad cada 15-30m.

$$SWE = \text{EspesorManto(m)} \times \text{Densidad(kg/m}^3\text{)} / \text{DensidadAgua(kg/m}^3\text{)} \text{ [m]} \quad [11.1]$$

11.4. TEMPERATURA

El procedimiento de medición de la temperatura del manto requiere de un termómetro que pueda ser enterrado en la nieve. Se recomienda que las mediciones en un perfil del manto sean realizadas cada 10cm de profundidad, incluyendo la temperatura superficial para lo cual se necesita cubrir el termómetro de la radiación solar incidente en el manto.

11.5. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía del manto incluye determinar las capas de nieve y hielo que conforman el manto y la granulometría de los copos de nieve en cada estrato. Para esta labor se necesita de una espátula y de un microscopio de nieves.

Procedimiento para la clasificación estratigráfica:

- (i) Excavar una calicata en la nieve.
- (ii) Perfeccionar la pared sobre la que se hará el muestreo, cortando con una pala una capa de nieve para conseguir un perfil recto.
- (iii) Realizar movimientos de corte en el manto con la espátula en el eje vertical para diferenciar las capas de alta densidad de las de baja densidad y los lentes de hielo.
- (iv) Tomar registro de las profundidades de cada capa.
- (v) Tomar una muestra de nieve de la primera capa con la espátula.
- (vi) Con el microscopio para la nieve, observar el estado y el tamaño de los granos (Figura 11.6).
- (vii) Clasificar los granos de nieve de acuerdo a: H=húmeda (W=wet); R=redonda (R=round); A=angulada (F=faceted); N=nueva (N=new); M=mezclada (M=mixture).
- (viii) Tomar una muestra de la siguiente capa y repetir el punto “vi” en adelante.



Figura 11.6. Observación de los granos de nieve por medio de un microscopio para la nieve.

Diferentes factores, incluyendo el viento, agua contenida en el manto y derretimiento de la nieve, pueden dificultar las labores de muestreo de la nieve.

11.6. BIBLIOGRAFÍA

HOW TO TAKE SNOW MEASUREMENT,
web: http://www.madis-fsl.org/snow_measurements.html

MOLOTCH, N. P. (2008). Comunicación personal.

NRCS SNOW SURVEY SAMPLING GUIDE (1987) Natural Resources Conservation Service (NRCS), United States Department of Agriculture. Snow-Water-Equivalent (SWE) Measurement. <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/factpub/ah169/ah169p05.htm>

12. ANEXO E: ANTECEDENTES MODELOS EMPLEADOS

12.1. INGRESO DE DATOS EN EL MODELO FTXZ

Originalmente la interfaz gráfica mediante el cual se debía ingresar los vectores de datos, estructura del modelo y valores iniciales de los parámetros utilizaba una compilación del algoritmo FTXZ en QBasic. El algoritmo implementado para una plataforma EXCEL permite llamarla desde una celda cualquiera de una hoja cualquiera. Los argumentos de esta función son los siguientes:

FTXZ(*DEPEN*, *PARAMETROS*, [*SALIDA*] As Integer, [*EXOG*], [*INDEP*],
[*VAR_INI*], [*ITERACIONES*] As Integer, [*VARIANZA*] As Double)

Donde:

DEPEN Es una referencia a un rango de celdas con forma de vector que contiene los datos de la variable dependiente, que en este caso corresponden a los caudales observados (q).

PARAMETROS Es una referencia a un rango de celdas con forma de vector que contiene la estructura del modelo en el siguiente orden:

- P-Lagtime (b): desfase entre la precipitación (P) y la crecida (q) que se está calibrando.
- No. Términos AR (r): es el número de términos autorregresivos que se considerarán para la variable dependiente (q).
- No. MaxP Terms (s): es la cantidad máxima de valores de la variable exógena (P) que se tomarán.
- Perlog Lagtime (j): este debe ser un valor mayor que 1. Usualmente, basta con utilizar el valor $\text{Perlog} = 2$.
- No. Max Z Terms (s'): es la cantidad máxima de valores de la variable independiente (q') que se considerarán.
- Z Lagtime: Es el desfase entre los peaks de las variables independiente (q') y dependiente (q).

[*SALIDA*] Opcional. Es un entero que permite al usuario elegir la salida. Por defecto (omisión), se entregan todos los resultados (en forma similar a figura 2.1).

[*EXOG*] Opcional, siempre y cuando $s = 0$. Es una referencia a un rango de celdas con forma de vector que contiene los datos de la variable exógena, que en este caso corresponden a las precipitaciones (P).

[*INDEP*] Opcional, siempre y cuando $s' = 0$. Es una referencia a un rango de celdas con forma de vector que contiene los datos de la variable independiente, que podrían corresponder a caudales observados aguas arriba (q').

- [VAR_INI] Opcional. Es una referencia a un rango de celdas con forma de vector que contiene los valores iniciales del set de parámetros δ , ω , θ y α . Si se omite (recomendable), por defecto se asigna a todos los parámetros el valor 1.
- [ITERACIONES] Opcional. Es un entero que fija el número máximo de iteraciones. Si se omite, por defecto su valor se fija en 50.
- [VARIANZA] Opcional. Es la varianza inicial de los errores porcentuales. Como el objetivo del modelo es disminuir el error, si se omite se utiliza un valor $R = 1000$.

12.2. ECUACIONES DEL MODELO SNOW-17

La caracterización de la energía del manto requiere datos que comúnmente no están disponibles. Idealmente se requieren registros de radiación, pero generalmente, es necesario liberarse de estas ecuaciones. Incluso la energía del manto requiere además, presión de vapor, velocidad del viento, precipitación y temperatura del aire a varias elevaciones. El proceso de derretimiento en el modelo SNOW-17 es dividido en períodos con y sin precipitación. La separación se hace considerando la magnitud de las transferencias de energía.

12.2.1. Transferencias de calor en días con precipitación

Durante eventos de precipitación líquida o sólida se considera que: (i) la radiación de onda corta es despreciable debido a las condiciones climáticas imperantes, (ii) que la cobertura de nubes emiten radiación como cuerpo negro, (iii) que la temperatura de la superficie del manto se considera cercana a la del aire y (iv) que la humedad relativa es del 90% (Anderson, 1978). Bajo estos supuestos, el balance de energía se calcula como sigue:

Radiación neta

$$Q^* = Q_a - Q_{bs} \quad [12.1]$$

$$Q^* = s(T_a + 273)^4 - s(T_s + 273)^4 \quad [12.2]$$

$$Q^* = s(T_a + 273)^4 - s(273)^4 \quad [12.3]$$

$$Q^* = 0.826 \times 10^{-10} (T_a + 273)^4 - 0.45 \quad \text{Cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \quad [12.4]$$

$$Q^* = 49.56 \times 10^{-10} (T_a + 273)^4 - 27 \quad \text{Cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1} \quad [12.5]$$

Calor advectivo durante precipitación

$$Q_v = C_p \cdot r_w \cdot P \cdot T_a \quad \text{Cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1} \quad [12.6]$$

Donde C_p es el calor específico y P es la precipitación, usualmente en centímetros por hora.

12.2.2. Condensación y Transferencias de calor sensible

Anderson (1978) propone la siguiente ecuación empírica, para calcular la energía consumida en evaporación, condensación y en transferencias de calor sensible, respectivamente.

$$Q_e = f(U) \cdot L_e \cdot r_w \cdot (e_a - e_s) \quad [12.7]$$

$$Q_h = f''(U) \cdot L_e \cdot r_w \cdot (T_a - T_s) \quad [12.8]$$

Donde $f(U)$ y $f''(U)$ son relaciones empíricas dependientes de la velocidad del viento. A través del concepto del cociente de Bowen se pueden escribir las expresiones anteriores en función de la temperatura, Presión y velocidad del viento. De esta forma la Ecuación 12.8 se escribe como:

$$Q_h = C_B \cdot P_a \cdot f(U) \cdot L_e \cdot (T_a - T_s) \quad [12.9]$$

Donde:

$$C_B = 0.61 \times 10^{-3} \quad ^\circ\text{C}^{-1} \quad [12.10]$$

Cuando el manto de nieve se encuentra a 0 °C, la presión de vapor de saturación en la superficie es 6.11 mb. y la presión de vapor saturado en el aire es de $0.9e_{sat}$, (usando el supuesto de que la humedad relativa es del 90%) y usando el cociente de Bowen es posible calcular la suma del calor por condensación y el calor sensible como.

$$Q_e + Q_h = f(U)r_wL_e[(0.9e_{sat} - 6.11) + C_B P_a T_a] \quad [12.11]$$

Donde $L_e = 600 \text{ cal}\cdot\text{gr}^{-1}$, presión en milibares, temperatura en grados celsius, densidad $r_w = 1 \text{ gr cm}^{-3}$ y $f(U)$ en centímetros por milibar por hora.

Anderson (1978) propone una estimación inicial de la función del viento:

$$f(U) = 0.0002U \quad [12.12]$$

Donde U es la velocidad del viento en kilómetros por hora a 1 metro de elevación.

A partir de estas ecuaciones el balance neto de calor esta dado por:

$$Q_o = 49.56 \times 10^{-10} (T_a + 273)^4 - 27 + P T_a + f(U) 600 [(0.9e_{sat} - 6.11) + 0.61 \times 10^{-3} P_a T_a] \quad [12.13]$$

Lo cual está en calorías por centímetro cuadrado por hora.

Anderson (1978) propone que la presión de vapor saturado en milibares, está dado por la siguiente expresión:

$$e_{sat} = 2.749 \times 10^8 \exp\left(\frac{-4278.6}{T_a + 242.8}\right) \quad [12.14]$$

Donde la temperatura está en grados centígrados.

La presión es calculada a partir de la siguiente relación entre la elevación y la presión:

$$P_a = 1012.4 - 11.3z + 0.00745z^{2.4} \quad [12.15]$$

Donde z es la elevación en cientos de metros.

Para calcular los cambios de energía, durante períodos sin precipitación, existen algunos supuestos que son necesarios de realizar, para cuantificar cada término del balance de energía, mediante una sola variable, como por ejemplo la temperatura del aire.

12.2.3. Transferencias de calor en días sin precipitación

El método usado con mayor frecuencia para estimar los aportes de calor en días sin precipitación es el factor o índice grado día, para el cual se utiliza la temperatura media del aire. El aporte de calor se calcula como:

$$M = M_f \cdot (T_a - T_b) \quad [12.16]$$

Donde M es el derretimiento en milímetros de agua, T_a es la temperatura del aire en °C y M_f es un factor de derretimiento, en milímetros por grados centígrados. La temperatura T_b corresponde a la temperatura base, a partir de la cual se calcula el derretimiento. Usualmente se considera como cero grados, pero matemáticamente implica que cuando la temperatura es mayor que cero, el derretimiento ocurre, lo cual físicamente no siempre es cierto.

Debido a que M posee una clara variación estacional es necesario incluir este fenómeno a través del factor de fusión o derretimiento M_f . La estacionalidad de este factor está directamente relacionada con la importancia de la radiación solar. Anderson (1978) indica que la variación estacional en el factor de fusión puede ser representado por:

$$M_f = \frac{M_{max} + M_{min}}{2} + \sin\left[\frac{n \cdot 2p}{366}\right] \times \frac{M_{max} - M_{min}}{2} \quad [12.17]$$

Donde M_{max} y M_{min} corresponden a los valores de factor de fusión máximo y mínimo respectivamente, n corresponde al número de día a partir del 21 de Septiembre, para el hemisferio sur.

La superficie del manto es afectada por cambios en el clima y en la fisiografía. Usualmente se utiliza como criterio para estimar los factores de fusión, la cobertura vegetal. Esto es debido a que la cobertura vegetal tiene un efecto significativo sobre las variables que afectan los cambios en la energía sobre el manto. Esto permite explicar las diferencias en las tasas de derretimiento entre un área y otra que presenta distinta cobertura vegetal.

Cuando la temperatura del aire es menor a cero, y no existe precipitación, entonces se considera el aporte de frío al manto a través de parámetros del día anterior, implicando que el derretimiento no ocurre. Sin embargo, durante los períodos de contenido de frío distinto de cero, el cambio en la energía continúa, principalmente a través del interfaz aire-nieve. Anderson (1978) considera que esta energía es proporcional al gradiente de temperatura en la parte superior de la superficie del manto, donde generalmente no se dispone de perfiles de temperaturas en éste. Por este motivo se recurre a la siguiente expresión usualmente denominada temperatura índice antecedente (Antecedent temperature index, ATI).

$$ATI_2 = ATI_1 + C_1(T_a - ATI_1) \quad [12.18]$$

Donde los subíndices 1 y 2, denotan el comienzo y el final del período de simulación, C_1 corresponde a un parámetro que toma valores entre 0, 0.1 y 1 y la temperatura está en grados centígrados. La ecuación anterior simula la respuesta de la temperatura del manto con la profundidad. Con esta temperatura, que se considera como la temperatura representativa del manto, se calcula el contenido de frío, mediante la siguiente expresión:

$$\Delta Q = NM_f \cdot (ATI - T_a) \quad [12.19]$$

Donde NM_f es un coeficiente llamado factor de fusión negativo, el cual está relacionado con la conductividad, la cual a su vez está relacionada con la radiación estacional, de tal manera que este factor depende de condiciones estacionales que se estiman a través de la siguiente expresión:

$$NM_f = \left[\frac{M_f}{M_{\max}} \right] \cdot NM_{\max} \quad [12.20]$$

Donde NM_{\max} es el máximo factor de fusión negativo.

Los cambios de energía cuando no ocurre derretimiento, se suponen proporcionales al gradiente de temperatura representado a través de la temperatura de la superficie de la nieve, la cual se aproxima a la del aire.

12.3. ECUACIONES DEL MODELO MSND

12.3.1. Temperatura

La temperatura sobre la topografía de simulación (T_{sim}^{2m}) se obtiene aplicando un gradiente térmico adiabático típico, que depende si la atmósfera presenta un estado seco o húmedo. Para identificar si se ocupa el gradiente adiabático húmedo o seco se utiliza la precipitación como indicador. Luego con la temperatura a 2 [m] predicha por el MM5/DGF e interpolada linealmente (\bar{T}_{MM5}^{2m}), el desnivel topográfico (ΔZ) y el gradiente térmico adiabático (Γ_{ad}) correspondiente al estado del aire, se obtiene la temperatura a 2 [m] sobre la topografía de simulación (T_{sim}^{2m}) tal como muestra la Ecuación 12.21.

$$T_{sim}^{2m} = \Delta Z \cdot \Gamma_{ad} + \bar{T}_{MM5}^{2m} \quad [12.21]$$

12.3.2. Precipitación

La precipitación a resolución de simulación se calcula con la precipitación interpolada espacialmente de los datos MM5/DGF. Con el registro continuo de un año, se puede obtener el gradiente orográfico de la precipitación típico para la zona a estudiar. En particular para la región de aplicación del modelo se obtuvo un gradiente aproximado de un milímetro por cada 1000 metros. Lo que se encuentra dentro de lo esperable para altitudes mayores a 800 metros, según resultados obtenidos por Peluchonneau en 1990 (12.22) para la cuenca del Maipo utilizando como base la precipitación medida en estación Quinta Normal (PP_{QN} en mm) el gradiente de precipitación es alto hasta valores de la elevación cercanos a 800 msnm, y para altitudes (Z en m) mayores el gradiente tiende a ser constante y cercano a 1 [mm/Km].

$$PP = -9.3 \cdot 10^{11} \cdot Z^{-3.9} + 2.669 \cdot PP_{QN}^{0.83} + 3.583 \quad [12.22]$$

Pruebas preliminares indican que la incorporación del gradiente de precipitación para los datos de precipitación obtenidos desde el modelo MM5/DGF no aporta mayor exactitud al modelo, por lo que se ha eliminado la corrección de la precipitación por este efecto.

12.3.3. Calor por Radiación de Onda Corta

El valor del flujo de calor de onda corta obtenido del MM5/DGF es el incidente sobre una superficie horizontal. Como el calor por onda corta es directamente proporcional al coseno del ángulo de incidencia (Θ_z), se puede corregir esa componente de calor para que sea representativa de la radiación incidente en cualquier superficie de orientación A_z e inclinación i evaluada para una superficie horizontal y para la superficie de simulación. Evaluando el albedo de la nieve, se obtiene el calor por onda corta neto actuando sobre la nieve con la expresión (12.23), donde $\bar{Q}_{roc}^{MM5/DGF}$ es el calor por radiación de onda corta interpolado y Θ es el ángulo zenital del sol.

$$Q_{roc} = (1 - Albedo) \cdot \frac{\cos(\Theta_z)}{\cos(\Theta)} \bar{Q}_{roc}^{MM5} \quad [12.23]$$

12.3.4. Calor por Radiación Atmosférica

El modelo MM5/DGF entrega la componente de radiación atmosférica (\bar{R}_{atm}) de la radiación de onda larga. Considerando la nieve y la vegetación como cuerpos negros perfectos (ley de Stefan – Boltzmann), el calor neto debido a la radiación de onda larga quedará dado por la Ecuación 12.24.

$$Q_{rol} = F \cdot S \cdot (T_a^4 - T_N^4) + (1 - F) \cdot (1 - K \cdot N) \cdot (\overline{R_{atm}} - S \cdot T_N^4) \quad [12.24]$$

12.3.5. Transferencias Turbulentas

En cuanto al flujo de calor sensible y latente siguen la forma típica de transferencia de cualquier propiedad en la atmósfera, por lo que son directamente proporcionales a la magnitud del viento. Para llevarlas a la topografía de simulación se calcula el factor de exposición al viento de cada elemento de simulación, obtenida de información topográfica y de la dirección del viento MM5/DGF interpolado espacialmente. Esto es altamente válido para cumbres y en general para elementos de simulación cuya altitud sea similar o mayor a la altitud de cálculo del modelo MM5/DGF. Para elementos que estén en quebradas, cauces de ríos y en general a cotas menores de la topografía interpolada MM5/DGF, esta suposición no es tan válida, puesto que habitualmente el viento tiende a seguir el curso de los cauces y quebradas. Así se puede obtener las componentes de transferencia turbulenta de la ecuación de balance energético mediante las siguientes relaciones con las componentes de calor interpoladas (\overline{Q}_{ss}^{MM5} y \overline{Q}_{lat}^{MM5}), donde *ExpVent* es la exposición de cada elemento al viento interpolado y varía entre 0 y 1.

$$Q_{ss} = Exp.Vent \cdot \overline{Q}_{ss}^{MM5} \quad [12.25]$$

$$Q_{lat} = Exp.Vent \cdot \overline{Q}_{lat}^{MM5} \quad [12.26]$$

12.3.6. Metamorfosis del manto

El manto experimenta una metamorfosis continua, ya sea porque recibe precipitación, energía o por condiciones físicas propias del manto. La capa inferior está sometida a los efectos del peso de la capa activa (superior), produciéndose una compactación que puede estimarse según la expresión propuesta por Yosida (Martínez 1993).

$$r_{CP}^{2'} = r_{CP}^1 \cdot (1 + 0,04 \cdot \Delta t \cdot EA_{CA}^1 \cdot e^{-21 \cdot r_{CP}^1}) \quad [12.27]$$

Donde EA_{CA}^1 es el equivalente en agua de la capa activa [cm], ρ_{CP}^1 es la densidad inicial de la capa pasiva [g/cm^3], $\rho_{CP}^{2'}$ es la densidad inicial afectada por densificación de la capa pasiva [g/cm^3] y Δt el intervalo de tiempo involucrado en horas.

Ahora, el efecto de la densificación de la capa pasiva afecta la profundidad de la nieve. Al producirse sólo densificación y no derretimiento, la altura de la capa pasiva disminuye. Su nueva profundidad estará dada por la Ecuación 12.28, lo que afectará a la altura del manto, que se muestra en la Ecuación 12.29

$$H_{CP}^{2'} = EA_{CP}^1 \frac{r_w}{r_{CP}^{2'}} \quad [12.28]$$

$$H^{2'} = H_{CA}^1 + H_{CP}^{2'} \quad [12.29]$$

Con H^2 altura o profundidad del manto afectado por densificación de la capa pasiva, H^1_{CA} profundidad de la capa activa inicial, EA^1_{CP} el equivalente en agua inicial de la capa pasiva y ρ_w la densidad del agua.

Este manto afectado por la densificación de la capa pasiva se somete a los flujos de energía y precipitación del medio ambiente. Los efectos del balance energético variarán si se está frente a una nevada o no.

12.3.7. Calor transferido por radiación de Onda Corta

El calor transferido por radiación de onda corta (longitudes de onda entre los 0,2 y 2,2 μm) es la principal fuente de energía en la superficie de la Tierra y por ende la principal fuente de energía hacia el manto de nieve. La cantidad de energía transferida al manto por la radiación solar (onda corta) varía con la latitud, estación, hora del día, condiciones atmosféricas, cobertura vegetal y reflectividad de la nieve. La intensidad de la radiación solar incidente en el tope de la atmósfera y normal a la tierra es virtualmente constante (constante solar) pero sólo un 50% de ésta llega a la superficie terrestre.

Utilizando las aproximaciones propuestas por Cooper (1969), Duffie y Beckman (1974) se puede estimar la radiación de onda corta en cualquier ubicación espacio temporal de la estratósfera. Para evaluar la reducción de intensidad de la radiación de onda corta por la acción de la atmósfera, Stowhas y Espíldora (1968) proponen una relación empírica (12.30) que evalúa la transparencia atmosférica (CL_{Atm}) considerando la interacción radiación de onda corta con el ozono y el polvo ($K_{CT} = 0,863$), la presión de vapor (e_a), Z que es igual a la declinación (δ) menos el ángulo de incidencia de la radiación (Θ_z) del lugar y A una constante de proporcionalidad ajustada.

$$CL_{Atm} = K_{CT} \cdot \exp(-A \cdot e \cdot \sec(z)) \quad [12.30]$$

Las nubes reducen drásticamente la intensidad de la radiación. Para evaluar este efecto, el U.S. Army Corps of Engineers (1956) propone una relación simple (12.31), pero muy sensible al observador. En que N es la nubosidad en décimos, y K_{Nubes} depende del tipo de nubes. Mediciones en el Laboratorio de Sierra Nevada (EE.UU.) han estimado un valor medio de 0,71 para el parámetro K_{Nubes} .

$$EN = (1 - K_{Nubes} \cdot N) \quad [12.31]$$

El coseno del ángulo de incidencia del sol, para una superficie terrestre de orientación A_z (medido desde el sur) y pendiente i , está dada por las expresiones geométricas obtenidas por Duffie y Beckman (1974), donde f es la latitud, d la declinación y W_h es el ángulo horario del sol.

$$\begin{aligned}
\cos(\Theta_z) = & \cos(d) \cdot \cos(W_h) \cdot \cos(f) \cdot \cos(i) \\
& + \cos(d) \cdot \cos(W_h) \cdot \sin(f) \cdot \sin(i) \cdot \cos(A_z) \\
& + \sin(d) \cdot \sin(f) \cdot \cos(i) - \sin(d) \cdot \cos(f) \cdot \sin(i) \\
& + \cos(d) \cdot \sin(i) \cdot \sin(A_z) \cdot \sin(W_h)
\end{aligned} \tag{12.32}$$

Sólo una porción de la radiación de onda corta es efectivamente absorbida por el manto. El porcentaje de energía reflejada por la superficie se puede estimar de múltiples maneras (ver Capítulo II). Tomando en cuenta la información que se dispone y el planteamiento teórico, se elige la relación obtenida por Stowhas en 1974 para calcular el albedo de la nieve. La Ecuación 12.33 permite caracterizar el albedo para todo estado de la nieve, ya que considera explícitamente el albedo del agua, hielo y de la nieve recién caída.

$$\begin{aligned}
\text{Albedo} = & \text{Albedo}^{\text{Agua}} \cdot CA_{CA\text{capaActiva}}^1 \\
& + \text{Albedo}^{\text{NieveNueva}} \cdot (1 - CA_{CA}^1 - x) + \text{Albedo}^{\text{Hielo}} \cdot x
\end{aligned} \tag{12.33}$$

Donde CA_{CA}^1 es el contenido de agua en fracción del equivalente en agua de la capa activa. El albedo del agua es 0,08, el de la nieve nueva 0,83 y el del hielo 0,35; y x es la relación de densidades del hielo ($\rho_h = 0,9$ [gr/cm³]), de la nieve (ρ_n) y de la nieve nueva (ρ_{nn}).

$$x = \frac{r_{CA}^1 - r_{nn}}{r_h - r_{nn}} \tag{12.34}$$

Considerando la constante solar (S_{sun}) igual a 1.353,220 [W/m²] se puede escribir el calor por radiación de onda corta actuando en la nieve como:

$$Q_{roc} = (1 - \text{Albedo}) \cdot EN \cdot CL_{Am} \cdot 60 \cdot S_{sun} \cdot \left(1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot p \cdot (DIA + 284)}{365,24}\right) \right) \cdot \cos(\Theta_z) \tag{12.35}$$

12.3.8. Calor transferido por radiación de Onda Larga

El calor debido a la radiación terrestre o de onda larga (longitudes de onda entre los 6,8 y 100 μm) es un fenómeno complejo, que involucra factores tanto atmosféricos como del terreno. Ocupando la teoría de cuerpo negro ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ [W/m² °K⁴]), se puede obtener la radiación emitida por la atmósfera, nieve y vegetación, que al combinarlas entregan el calor neto absorbido por la nieve tal como muestra la Ecuación 12.36.

$$Q_{rol} = F \cdot (e_{veg} \cdot s \cdot T_a^4 - e_N \cdot s \cdot T_N^4) + (1 - F) \cdot (1 - K_{Nubes} \cdot N) \cdot (0,76 \cdot T_a^4 - e_N \cdot s \cdot T_N^4) \tag{12.36}$$

Para estimar la radiación producida por la vegetación F se utiliza la temperatura del aire como representativa de su temperatura y una emisividad e_{veg} igual a uno. Gray y Prowse (1992) estiman experimentalmente que la emisividad de la nieve e_N varía entre

los 0,97 y 0,99, siendo el valor más utilizado y recomendado el de cuerpo negro perfecto (U.S. Army Corps of Engineers), por lo que se opta por utilizar un valor de $e_N = 0,99$.

La radiación atmosférica se calcula tomando como índice la temperatura del aire, englobando todos los procesos de temperatura de las nubes, distribución de vapor de agua, y otros procesos atmosféricos. El intercambio de calor entre la nieve y la atmósfera (segundo término de la Ecuación 12.36 está dado por la temperatura del aire, la nubosidad N en tanto por uno, y el factor K_{Nubes} .

12.3.9. Calor transferido por convección (Calor Sensible)

Para simplificar los complejos procesos físicos de intercambio turbulento que se producen en la atmósfera a poca altura sobre el manto de nieve, se puede utilizar la relación en la cual el coeficiente de transporte n y la constante de convección se pueden determinar experimentalmente, luego la magnitud de calor sensible transferido hacia el manto se obtiene de la expresión obtenida por el .S. Army Corps of Engineers (12.37).

$$Q_{ss} = 0,3732 \cdot (Z_a \cdot Z_b)^{-1/6} \cdot \frac{P}{P_o} (T_a - T_N) \cdot V_b \quad \left[\frac{W}{m^2} \right] \quad [12.37]$$

En la que T_a es la temperatura del aire en grados Celsius a una altura Z_a en metros, T_N la temperatura de la nieve, V_b la velocidad del viento en kilómetros por hora a una altura Z_b y P y P_o son las presiones atmosféricas en el lugar y a nivel del mar respectivamente.

Los valores obtenidos para presión atmosférica del lugar no varían significativamente si se considera una atmósfera estándar, que presenta una distribución constante de la presión con la altura, variando a lo más en 20 [hPa]. Por lo tanto, calcular la presión según la ley hidrostática de presiones y de gas ideal sólo aporta ruido y una baja en la parsimonia del modelo. La presión se puede estimar con la distribución de presiones de la atmósfera estándar (12.38), en la que Z es la altitud del lugar en metros y P_o la presión a nivel del mar (1013 [hPa]).

$$P = P_o \cdot \exp\left(-\frac{Z}{8000}\right) \quad [12.38]$$

12.3.10. Calor transferido por condensación (Calor Latente)

La presión de vapor es la presión parcial ejercida por las moléculas de vapor en una masa de aire húmedo. Cuando el aire contiene la máxima cantidad de vapor de agua que le corresponde a su temperatura, se dice que está saturado y la presión de vapor se denomina “de saturación” (e_s). La temperatura a la cuál se debe llevar una masa de aire para que alcance la presión de vapor de saturación manteniendo la misma presión atmosférica se denomina Temperatura de Punto de Rocío (T_d). Experiencias realizadas en el Laboratorio de Sierra Nevada por el U.S. Army Corps of Engineers ajustan la Ecuación 12.39 para estimar el calor latente transferido a la nieve, donde Z_a y Z_b están en metros, las temperaturas están en grados Celsius y la velocidad del viento (V_b) está en kilómetros por hora.

$$Q_{lat} = 1,1998 \cdot (Z_a \cdot Z_b)^{-1/6} \cdot (T_d - T_N) \cdot V_b \quad [W/m^2] \quad [12.39]$$

Para estimar la temperatura de Punto de Rocío, se puede utilizar la fórmula de Raudkivi (1979, citado por Te Chow 1994).

$$e_a \cong 6,11 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_d}{237,3 + T_d}\right) \quad [12.40]$$

12.3.11. Transferencia de calor entre elementos vecinos

Para unir físicamente los elementos de simulación, en cuanto a la transferencia de calor, se propone utilizar la transferencia por conducción entre elementos adyacentes. La transferencia de calor por actividad molecular causada por diferencia de temperatura entre dos sólidos queda determinada por la ecuación de transferencia por conducción (12.41). Esta expresión se utiliza para generalmente en la interfase suelo – nieve, pero si se considera la superficie de contacto como la profundidad de la nieve en la capa activa media entre los elementos adyacentes (A), un valor de la conductividad medio para la nieve (k), la diferencia de temperatura (dT) y la distancia desde el centro de ambos elementos (dx) se puede escribir la transferencia de calor por actividad molecular entre dos elementos de nieve adyacentes.

$$Q = k \cdot A \cdot \frac{dT}{dx} \quad [12.41]$$

Se opta por considerar el manto como “hielo”, es decir, la superficie de contacto será el equivalente en agua medio entre los elementos y el coeficiente de conductividad térmica del hielo $2,3 \cdot 10^{-3}$ [KW/m°K].

Considerando el esquema presentado en la Figura 12.1, se puede obtener el calor entregado por los elementos vecinos evaluando la Ecuación 12.42.

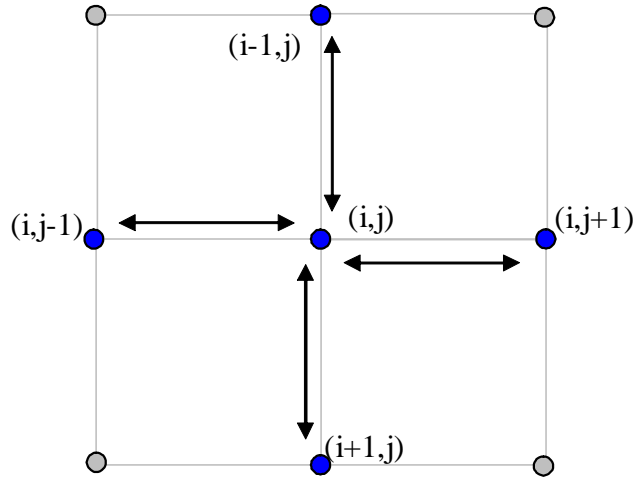


Figura 12.1. Esquema de Transferencia de Calor entre elementos vecinos

$$\begin{aligned}
 Q_{vec} = & \frac{K_{hielo}}{\Delta X} \cdot \frac{EA_{CA}^1(i, j) + EA_{CA}^1(i-1, j)}{2} \cdot (T^1(i, j) - T^1(i-1, j)) + \\
 & \frac{K_{hielo}}{\Delta X} \cdot \frac{EA_{CA}^1(i, j) + EA_{CA}^1(i+1, j)}{2} \cdot (T^1(i, j) - T^1(i+1, j)) + \\
 & \frac{K_{hielo}}{\Delta X} \cdot \frac{EA_{CA}^1(i, j) + EA_{CA}^1(i, j-1)}{2} \cdot (T^1(i, j) - T^1(i, j-1)) + \\
 & \frac{K_{hielo}}{\Delta X} \cdot \frac{EA_{CA}^1(i, j) + EA_{CA}^1(i, j+1)}{2} \cdot (T^1(i, j) - T^1(i, j+1))
 \end{aligned} \tag{12.42}$$

12.3.12. Cálculo de Precipitación sólida

Con la precipitación (convectiva y no convectiva) y temperatura a 2 metros sobre la región de simulación se puede discernir el tipo de precipitación a ocurrir. La temperatura de la precipitación se considera 1,3 [°C] menor a la del aire, por lo que para temperatura del aire menores a este valor la precipitación es totalmente sólida y para temperaturas mayores se considera precipitación líquida, sin dejar espacio a la precipitación mixta.

La densidad de la nieve (ρ_{nm} en [g/cm³]) será calculada mediante la expresión propuesta por Anderson y Crawford (1964) y que está expresada en la Ecuación 12.43, donde T_a es temperatura del aire en celsius.

$$\begin{aligned}
 r_{NV} &= 0,05 + ((1,8 \cdot T_a + 32) \cdot 0,556 / 100)^2 & \text{para } T_a > 0 [^\circ\text{C}] \\
 r_{NV} &= 0,05 & \text{para } T_a \leq 0 [^\circ\text{C}]
 \end{aligned} \tag{12.43}$$

La altura del manto luego de la precipitación sólida (H^2) es obtenida por la Ecuación 12.44.

$$H^2 = H^1 + H_{NN} - \Delta H^{\text{EfectoDensificación}} \quad [12.44]$$

La nieve nueva aumenta el contenido de frío del manto, y si éste contiene agua líquida, puede llegar a recongelarla en su totalidad. El contenido de frío de la nieve afectada por la nevada (Q_{cc}^2) se calcula con la expresión siguiente.

$$Q_{cc}^2 = Q_{cc}^1 + (Q_{cc}^{NN} - R \cdot C_{lf}) \quad [12.45]$$

El equivalente en agua se obtiene con el equivalente en lámina de agua de la nevada, la recongelación y el estado anterior. Para el caso general en que existe una capa inactiva, una porción igual al cambio de profundidad del manto pasa a considerarse inactivo. Por lo que se hace necesario calcular primeramente la nueva densidad de la capa activa.

$$r_{CA}^2 = \frac{EA_{CA}^2}{H_{CA}^2} \quad [12.46]$$

La temperatura del manto, si bien no es igual para todos los estratos, por simplicidad se toma igual a la que teóricamente se obtendría en la capa activa.

$$T^2 = \frac{Q_{CC}^2}{r_{CA}^2 \cdot H_{CA}^2 \cdot C_s} \quad [12.47]$$

La altura de la capa pasiva esta dada por la profundidad inicial (H_{CP}^1) más la variación de altura total del manto (12.48). El equivalente en agua se puede calcular como la suma del anterior, más la recongelación y la porción cedida por la capa activa (12.49), por lo que se escribe la densidad de la capa pasiva como la Ecuación 12.50.

$$H_{CP}^2 = H_{CP}^1 + H_{NN} - \Delta H^{\text{EfectoDensificación}} \quad [12.48]$$

$$EA_{CP}^2 = EA_{CP}^1 + (H_{NN} - \Delta H^{\text{EfectoDensificación}}) \cdot r_{CA}^2 \quad [12.49]$$

$$r_{CP}^2 = \frac{EA_{CP}^2}{H_{CP}^2} \quad [12.50]$$

12.3.13. Simulación del manto cuando no neva

El manto no sometido a nevada, sufrirá una metamorfosis gobernada principalmente por el intercambio de calor con el medio. Si se produce precipitación líquida ésta aporta calor (considerado anteriormente en el balance energético) y agua líquida.

Si el manto recibe un flujo de calor (Q_t positivo) disminuirá su calida térmica, lo que se traduce en un cambio de temperatura. Cuando la calidad térmica de la capa activa (CT_{CA}^1) es mayor a 1, es decir bajo el punto de fusión, el cambio de temperatura está dado por:

$$\Delta T = \begin{cases} \frac{Q_t}{C_s \cdot EA_{CA}^1} & \text{si } Q_{cc}^1 > Q_t \quad CT_{CA}^1 > 1 \quad \forall Q_t \\ \frac{Q_{cc}^1}{C_s \cdot EA_{CA}^1} & \text{si } Q_{cc}^1 \leq Q_t \quad CT_{CA}^1 > 1 \end{cases} \quad [12.51]$$

Si la calidad térmica del manto en la hora anterior (CT_{CA}^1) es menor a 1, es decir el manto está a temperatura de fusión, éste puede contener agua líquida, y el calor neto sobre el manto es negativo ($Q_t < 0$) el manto libera calor, recongelando agua líquida (CA), y si el calor es suficiente para recongelar toda el agua, el manto experimentará un aumento en su contenido de frío. El agua potencialmente recongelable por efecto de un balance energético negativo, está dada por la Ecuación 12.52, la que realmente se recongela en cada capa del manto según lo indicado por las Ecuaciones 12.53 y 12.54, mientras que la variación de temperatura se obtiene la Ecuación 12.55.

$$R = \frac{-Q_t}{C_{lf}} \quad [12.52]$$

$$R_{CA} = \begin{cases} R & \text{si } CA_{CA}^1 > R \\ CA_{CA}^1 & \text{si } CA_{CA}^1 \leq R \end{cases} \quad [12.53]$$

$$R_{CP} = \begin{cases} R - R_{CA} & \text{si } 0 < R - R_{CA} < CA_{CP}^1 \\ CA_{CP}^1 & \text{si } 0 < R - R_{CA} \quad CA_{CP}^1 \leq R - R_{CA} \end{cases} \quad [12.54]$$

$$\Delta T = \begin{cases} \frac{C_{lf} \cdot (CA_{CA}^1 + CA_{CP}^1) + Q_t}{C_s \cdot EA_{CA}^1} & \text{si } CA_{CA}^1 + CA_{CP}^1 < -\frac{Q_t}{C_{lf}} \quad \forall CT_{CA}^1 \\ 0 & \text{si } CA_{CA}^1 + CA_{CP}^1 \geq -\frac{Q_t}{C_{lf}} \quad CT_{CA}^1 < 1 \end{cases} \quad [12.55]$$

El derretimiento del manto se producirá sólo cuando el calor neto sobre el manto sea positivo ($Q_t > 0$) y la nieve haya alcanzado el punto de fusión. Es decir cuando el calor neto sea mayor al contenido de frío ($Q_t > Q_{cc}^1$) para nieve con calidad térmica mayor a uno, y para nieve en punto de fusión ($CT_{CA}^1 \leq 1$).

$$Derret = \begin{cases} \frac{Q_t - Q_{cc}^1}{C_{lf}} & \text{si } Q_t > 0 \quad Q_t > Q_{cc}^1 \quad CT_{CA}^1 > 1 \\ \frac{Q_t}{CT_{CA}^1 \cdot C_{lf}} & Q_t > 0 \quad CT_{CA}^1 \leq 1 \\ 0 & \sim \end{cases} \quad [12.56]$$

La profundidad o altura del manto (H) disminuirá por efecto de dos factores, derretimiento y compactación de la capa pasiva, que se lleva a cabo independientemente si se produce nevada o no. Martínez (1993), en base al trabajo realizado por Ferrer (1967) y Yosida (1962), propone una compactación de la capa pasiva por efecto del peso de la capa activa siguiendo una ley exponencial, y calibrada experimentalmente (12.57), donde $E_0 = 0,04$ [cm hr] y $K = 0,21$ [cm³/gr] son constantes calibradas experimentalmente.

$$r_{CP}^{2'} = r_{CP}^1 \cdot \left(1 + E_0 \cdot EA_{CA}^1 \cdot e^{(-K \cdot r_{CP}^1)}\right) \quad [12.57]$$

La nueva profundidad de la capa pasiva (H_{CP}^2), se obtiene manteniendo la proporción entre el equivalente en agua y la densidad, por lo que el manto disminuye su altura. La altura después del balance de calor es calculada por la Ecuación 12.58.

$$H_{CP}^2 = \frac{EA_{CP}^1}{r_{CP}^{2'}} \quad [12.58]$$

$$H^2 = H_{CA}^1 + H_{CP}^2 - \frac{Derret}{r_{CA}^1} \quad [12.59]$$

Como se ha mencionado, al existir capa pasiva el espesor de la capa activa tiene un valor fijo e igual a 45 [cm], por lo que sólo el valor de H_{CP}^1 se ve modificado. Al contrario de lo que ocurre en una nevada, una porción de la capa pasiva pasa a ser activa.

$$EA_{CA}^2 = \begin{cases} EA_{CA}^1 + \frac{R_{CA}}{r_{hielo}} \cdot \frac{EA_{CA}^1 + R_{CA}}{H_{CA}^1 + \frac{R_{CA}}{r_{hielo}}} & \text{si } R_{CA} > 0 \\ EA_{CA}^1 - Derret + r_{CP}^{2'} \cdot \frac{Derret}{r_{CA}^1} & \text{si } Derret > 0 \end{cases} \quad [12.60]$$

$$r_{CA}^2 = \frac{EA_{CA}^2}{H_{CA}^2} \quad [12.61]$$

$$EA_{CP}^2 = \begin{cases} EA_{CP}^1 + R_{CP} + \frac{R_{CA}}{r_{hielo}} \cdot r_{CA}^2 & \text{si } R_{CA} > 0 \quad \forall R_{CP} \\ EA_{CP}^1 - r_{CP}^{2'} \cdot \frac{Derret}{r_{CA}^1} & \text{si } Derret > 0 \end{cases} \quad [12.62]$$

El agua líquida producto del derretimiento o de la precipitación sobre el manto, es retenida por el manto, percolando desde la capa superior hacia la capa pasiva, y luego al suelo. Tal como ya se comentó en el Capítulo II, el manto retiene entre un 3 y 5 % de su peso líquido como agua líquida. Los estudios realizados, tanto en el extranjero como en Chile muestran que la variación de la capacidad de retención de agua líquida del manto para distintas densidades no varía significativamente, siendo un valor medio de 4% acertado para el rango medio de densidades. Por esta razón se ha optado por fijar la capacidad de retención en este valor.

Para conocer la lámina de agua que potencialmente puede retener el manto se utilizan las Ecuaciones 12.63 y 12.64, las cuales se calculan después de evaluar el equivalente en agua.

$$HW_{CA} = 4\% \cdot EA_{CA}^2 \quad [12.63]$$

$$HW_{CP} = 4\% \cdot EA_{CP}^2 \quad [12.64]$$

El contenido de agua se calcula en base a los resultados previos de derretimiento, precipitación, y capacidad de retención, Ecuaciones 12.65 y 12.67. El intercambio de agua líquida, o percolación entre las capas del manto (*PC*) y el suelo se estiman como la diferencia entre el agua líquida contenida y la capacidad de retención de cada capa del manto, Ecuaciones 12.66 y 12.68.

$$CA_{CA}^2 = \begin{cases} CA_{CA}^1 + Derret + PP - R_{CA} & si \quad CA_{CA}^1 + Derret + PP - R_{CA} < HW_{CA} \\ HW_{CA} & \sim \end{cases} \quad [12.65]$$

$$PC(CA \rightarrow CP) = CA_{CA}^2 - HW_{CA} \quad [12.66]$$

$$CA_{CP}^2 = \begin{cases} CA_{CP}^2 - R_{CP} + PC(CA \rightarrow CP) & si \quad CA_{CP}^2 - R_{CP} + PC(CA \rightarrow CP) < HW_{CP} \\ HW_{CP} & \sim \end{cases} \quad [12.67]$$

$$PC(CP \rightarrow Suelo) = CA_{CP}^2 - HW_{CP} \quad [12.68]$$

Calculados la mayoría de los procesos físicos, se pueden obtener las variables de estado como temperatura, calidad térmica y contenido de frío.

$$T^2 = T^1 + \Delta T \quad [12.69]$$

$$Q_{cc}^2 = C_s \cdot EA_{CA}^2 \cdot T^2 \quad [12.70]$$

$$CT_{CA}^2 = \begin{cases} 1 - \frac{CA_{CA}^2}{EA_{CA}^2} & si \quad T^2 = 0 \\ 1 - \frac{T^2}{160} & si \quad T^2 < 0 \end{cases} \quad [12.71]$$