SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERIA HIDRAULICA

MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA ALTA DE RÍO MAIPO (2008-2012) MEDIANTE EL SOFTWARE "COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL"

YOHANN VIDELA GIERING[1] y JAMES McPHEE TORRES.[2]

RESUMEN

En ambientes de montaña, la hidrología de nieves cumple un rol fundamental en la disponibilidad de los recursos hídricos en zonas de climatología templada y con efectos de altura, ya que 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 derretimiento y llevar adelante diferentes actividades productivas. En esta investigación se modela y evalúan los principales fenómenos del ciclo hidrológico nival mediante la utilización del software Cold Regions Hydrological Model (Pomeroy et al., 2007), el cual corresponde a un modelo hidrológico de base física especializado para regiones con climas fríos. El análisis se efectúa para la cuenca Alta de Río Maipo, en la zona Central de Chile. La cuenca tiene un área superficial de ±4900 km^2 y elevaciones entre los 800 y 6500 msnm. Del trabajo se concluye que existe una distribución diferencial de la cobertura nival en el área de estudio, determinada principalmente por la geomorfología abrupta del terreno. Estos factores han sido considerados en la parametrización del modelo, mostrando variaciones considerables en los tiempos de almacenamiento, tasas de infiltración y drenaje de la cuenca. Los escenarios climáticos hipotéticos modelados demuestran notorios cambios en los hidrogramas, demostrando la frágil condición climática e hidrológica de esta cuenca de Chile Central.

[1] Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, yv.giering@gmail.com, Santiago, Chile
[2] Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. jmcphee@ing.uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, desde un punto de vista de oferta-demanda, 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 de la fusión de nieves acumuladas estacionalmente en la Cordillera de Los Andes (DGA, 2009). Además el agua es un recurso renovable, pero limitado en este tipo de ambientes y su disponibilidad para la temporada estival depende, primero, de las condiciones hidrometeorológicas, y posteriormente de un uso eficiente del recurso hídrico. Para ello, la estimación de los recursos hídricos disponibles en la alta cordillera se beneficia con la utilización de modelos específicos de escorrentía y fusión de la nieve, y que a su vez necesitan disponer de información continua en el tiempo (DFG 2006).

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), Sin embargo una evaluación general de los sistemas de pronóstico revela las dificultades para conocer con razonable precisión las características de la cobertura nival en base a datos proporcionados por las rutas de nieve, así como imprecisiones en temporadas especialmente críticas de sequía o de abundancia.

El Modelo Hidrológico para Regiones Frías (CRHM) (Pomeroy et al., 2007), es un sistema orientado a objetos flexibles, que permite segmentar la cuenca en Unidades de Respuesta Hídrica (URH), con el fin de establecer un balance hídrico. Entre sus ventajas está la consideración de procesos y parámetros de medición directa, dada la base física de sus módulos de cálculo. Así, esta herramienta de análisis multivariado y predictivo, permite incorporar nuevos parámetros y relacionarlos a través de una cuenca mediante información topográfica y geomorfológica, para así simular el ciclo hidrológico de zonas de altura, observar el comportamiento de elementos del paisaje, vincularlos episódicamente y predecir variaciones hidrometeorológicas que puedan ocurrir en el futuro.

Este trabajo modela el comportamiento físico e hidrológico de la nieve en la cuenca alta del Río Maipo, para predecir escenarios futuros y conocer el efecto del cambio estacional sobre la cobertura nival en el área de estudio, además de describir físicamente los patrones y componentes climáticos que intervienen en las variaciones temporales de ciclo hidrológico nival del área. Asimismo, se evalúa el comportamiento de los hidrogramas actuales para el área de estudio, reconociendo las variaciones existentes entre diferentes subcuencas y finalmente simulando el escenario hidrometeorológico actual para predecir escenarios futuros bajo diferentes situaciones climáticas locales.

2. AREA DE ESTUDIO

El estudio se enmarca en la cuenca Alta del Río Maipo, ubicada en el lado oriente de la Región Metropolitana, y comprende el macizo de la alta montaña Andina (Ver Figura 1). Geográficamente se extiende entre los paralelos 32º55’ y 34º15’ de latitud sur y entre el meridiano 69º55’ y 70º24’ de longitud oeste, abarcando una superficie de ±4900 Km^2 y cubriendo prácticamente el 100% de la Cordillera de los Andes en la Región Metropolitana.

La Cuenca Alta del Río Maipo registra una temperatura media anual de 15,2 ºC con fuertes contrastes térmicos pudiendo registrar temperaturas máximas que alcanzan valores superiores a 27 ºC durante el día. En este sector las precipitaciones se pueden presentar en forma de nieve sobre los 1.500 msnm aumentando en función de la altura y alcanzando valores medios anuales de 536 mm (Estación San José de Maipo) y temperaturas medias anuales de 14,2ºC (Estación Las Melosas). Por sobre los 3.000 msnm las bajas temperaturas y las precipitaciones sólidas, caracterizan un clima Frío de Altura, permitiendo la acumulación de nieve y mantención de cuerpos de hielo en cumbres y quebradas de la alta Cordillera, que representan un importante hídrico en periodos estivales.

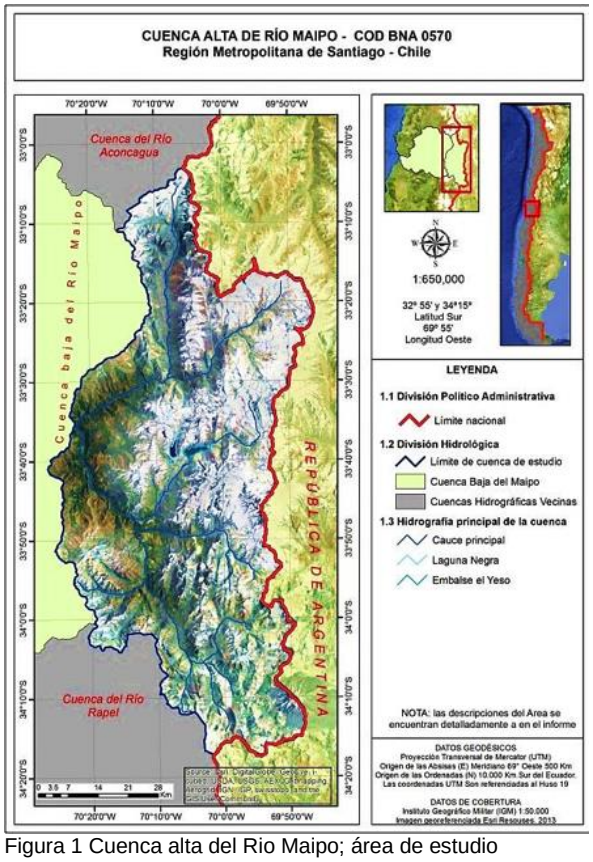


Figura 1 Cuenca alta del Rio Maipo; área de estudio

La cuenca contiene una buena cantidad de estaciones fluviométricas, lo que hace posible tener un control íntegro de los recursos hídricos superficiales. Sin embargo, este control no es continuo en el tiempo ya que las crecidas influyen negativamente en las mediciones, generando vacíos en el registro.

Según el registro de las estaciones fluviométricas actualmente operando en la cuenca alta del Río Maipo, se pueden distinguir dos régimen hidrológicos: Nival y Nivo-Pluvial, Siendo el primero el más representativo del área de estudio. El primer tipo régimen se desarrolla en la zona de influencia de la Cordillera de los Andes, donde los mayores caudales se presentan en los meses de deshielo (Ver tabla 1y figura 3). Se sabe también que existe aporte de agua de fusión glacial y que la línea de nieves es variable durante el invierno, rondando los 2000 msnm. Ferrando (2008), establece que la Línea de Nieve Estacional (LNE) de invierno suele ubicarse unos 100 metros más baja de la altura media de la isoterma 0 (ºC), es decir a unos 1650 msnm, en años con precipitación entorno al promedio.

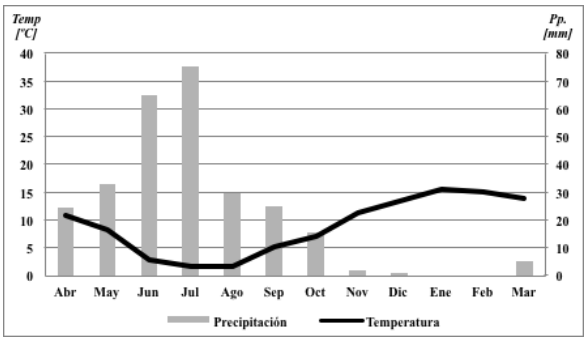


Figura 2 Comportamiento de temperatura y precipitaciones medias a 1500 msnm – Periodo de análisis 2001- 2012. Fuente: Elaboración en base a datos DGA. Provenientes de Estación San José del Maipo en Reten.

N°	Régimen	Nombre Estación	COD BNA	LAT	LON	ALTITUD
1	NIVAL	RIO MAIPO EN LAS HUALTATAS	05701001-0	33,98	70,15	1820
2		RIO OLIVARES ANTES JUNTA RIO COLORADO	05706001-8	33,49	70,14	1532
3		RIO MAIPO EN LAS MELOSAS	05701005-3	33,85	70,2	1527
4		RIO COLORADO ANTES JUNTA RIO OLIVARES	05705001-2	33,59	70,13	1500
5		RIO VOLCAN EN QUELTEHUES	05702001-6	33,81	70,21	1365
6		RIO COLORADO ANTES JUNTA RIO MAIPO	05707002-1	33,49	70,37	920
7	NIVO-PLUVIAL	RIO MAIPO EN SAN ALFONSO	05704002-5	33,73	70,3	1092
8		RIO MAIPO EN EL MANZANO	05710001-K	33,76	70,16	864

Tabla 1 Estaciones Fluviométricas en la Cuenca alta del Río Maipo; área de estudio

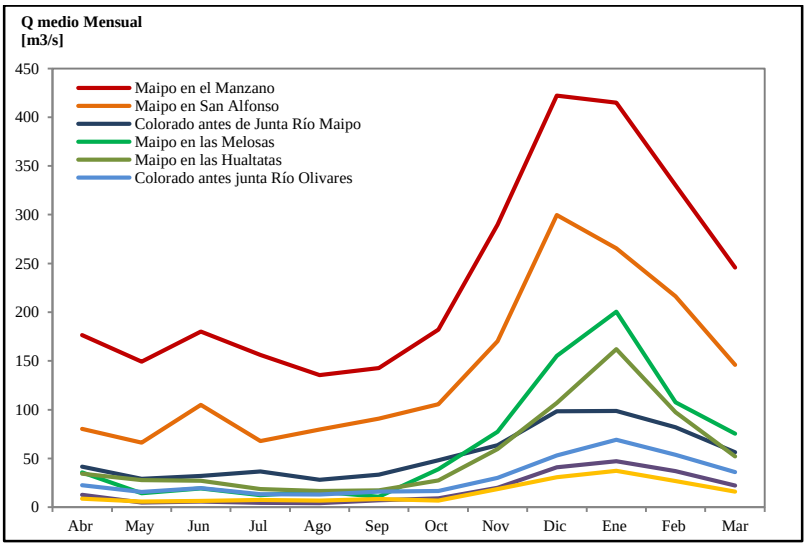


Figura 3 Comparación de caudales entre estaciones Fluviométricas de la Cuenca Alta del Río Maipo.

Geomorfología del área

La cuenca muestra una morfología caracterizada por valles encerrados, cuyas laderas presentan pendientes que promedian entre los 28º y los 32º. El perfil altitudinal varía aproximadamente entre los 800 y 6500 msnm, concentrándose la mayor cantidad de área alrededor de los 3600 msnm. Geomorfológicamente la cuenca del río Maipo, presenta rellenos fluviosedimentarios, fluvioglaciales y cenizas volcánicas sobre rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas, además de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas.

En la parte alta, los sedimentos glaciofluviales se disponen en niveles aterrazados ocupando el fondo de los valles glaciales; a medida que se desciende en altura estos varían entremezclándose con unidades de terrazas fluviales, claro ejemplo de ello se aprecia en la confluencia de los ríos Maipo y Yeso. Según Araya-Vergara (1991) se distinguen dos familias de depósitos glaciofluviales, una asociada al río Yeso (DGY) y la segunda asociada al Maipo (DGM) confluyendo ambos ríos en la localidad de San Gabriel. En este punto existe una tendencia de ubicación del DGM por debajo de DGY.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Desde hace unos años, el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, ha llevado a cabo una línea de investigación relacionada con el estudio y distribución espacial de la nieve. Esto ha permitido recopilar mediante instrumentación especializada y constantes campañas de terreno una base de datos confiable, para establecer relaciones temporales. Por otra parte la Dirección General de Aguas dependiente del Ministerio de Obras Públicas, posee una red Hidrometeorológica con datos en su mayoría de buena calidad y en un período de registro adecuado. Sin embargo, estos últimos con frecuencia presentan discontinuidades en el tiempo, por el difícil acceso a zonas montañosas y el costo operacional que conlleva lo anterior lo que se traduce en datos faltantes.

El modelo CRHM requiere forzantes distribuidas en el espacio. La distribución areal de la precipitación se estimó según la formulación de Mendoza (2010), basada en una extrapolación de inverso de la distancia, la cual fue corregida posteriormente topográficamente. Su formulación está dada según (1).

$$P_t^k = \frac{\sum_{j=1}^{nstak} W_k^j \, P_t^j \left(\frac{P_{anual}^k}{P_{anual}^j}\right)}{\sum_{j=1}^{nstak} W_k^j} \tag{1}$$

Donde: $\boldsymbol{nstak}$**:** Número de estaciones pluviométricas que se encuentran a una distancia del centro de gravedad de la subcuenca $\boldsymbol{k}$ menor que $\boldsymbol{D_{límite}}$**,** $\boldsymbol{P_t^j}$: Precipitación registrada en la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$ para el instante $\boldsymbol{t}$, $\boldsymbol{P_{anual}^k}$: Precipitación media anual en el centro de gravedad de la subcuenca $\boldsymbol{k}$, $\boldsymbol{P_{anual}^j}$: Precipitación media anual en la estación $\boldsymbol{J}$, $\boldsymbol{W_k^j}$: Peso de la estación $\boldsymbol{J}$ sobre la subcuenca $\boldsymbol{k}$, El peso $\boldsymbol{W_k^j}$ es calculado como se indicará más adelante (Ecuación 2) con un valor de $\boldsymbol{\alpha}$ = 1.

Además de la distribución espacial de la precipitación, se realizó una distribución temporal de la precipitación, registrada en los pluviómetros para llevarla a la escala temporal deseada. La inexistencia de pluviógrafos en las estaciones del área de estudio, llevó a utilizar los datos medios observados por los pluviómetros cada 24 horas.

Entonces en (2) si $\boldsymbol{P^j}$ es la precipitación total caída en las últimas 24 horas en la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$, y $\boldsymbol{nstah}$ es el número de estaciones pluviográficas, la precipitación de la estación $\boldsymbol{J}$ para cada instante de tiempo $\boldsymbol{t}$ quedará dada por la siguiente expresión:

$$P_t^j = \frac{\sum_{i=1}^{nstah} W_j^i P_t^i \left(\frac{P^j}{P^i}\right)}{\sum_{i=1}^{nstah} W_j^i} \tag{2}$$

Donde $\boldsymbol{P_t^i}$ es la precipitación en la hora $\boldsymbol{t}$ (donde $\boldsymbol{t}$ es algún instante de tiempo dentro de las últimas 24 horas) registrada por la estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ y $\boldsymbol{P^i}$ es la precipitación total caída en las últimas 24 horas en dicha estación. $\boldsymbol{W_J^I}$ **,** es el "peso" que cada estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ tiene sobre la estación pluviométrica $\boldsymbol{J}$, y viene dado por (Teegavarapu *et al*., 2006):

$$W_j^i = \frac{1}{d_{i,J}} \tag{3}$$

Donde $\boldsymbol{d_{i,J}}$ es la distancia entre la estación pluviográfica $\boldsymbol{i}$ y la estación pluviométrica.

Posteriormente se evaluaron dos métodos de interpolación que permitiesen mantener una relación consistente entre los datos de precipitación y escorrentía observados. Así para generar la superficie de lluvia anual en la cuenca Alta del río Maipo se aplicó en primer lugar una interpolación directa de la lluvia mediante el método de inverso a la distancia con corrección por elevación, y luego una interpolación de los errores de un modelo orográfico de lluvia mediante el método de inverso a la distancia. Los resultados de la modelación de la superficie anual de precipitación fueron correlacionados con los datos provenientes de "*Word clim*" (Hijmans *et al.*, 2005). Esta base de datos relaciona la precipitación en el espacio mediante una corrección topográfica entre el periodo 1950-2000, mostrando una mejor distribución, en el área de estudio.

La Figura 4 presenta los resultados obtenidos con cada metodología a través de la superficie de precipitación anual para el periodo 2008 - 2012. La Tabla 2 expone la correlación existente entre la precipitación extrapolada para varias subcuencas (HRU) de control y la estación de mayor influencia.

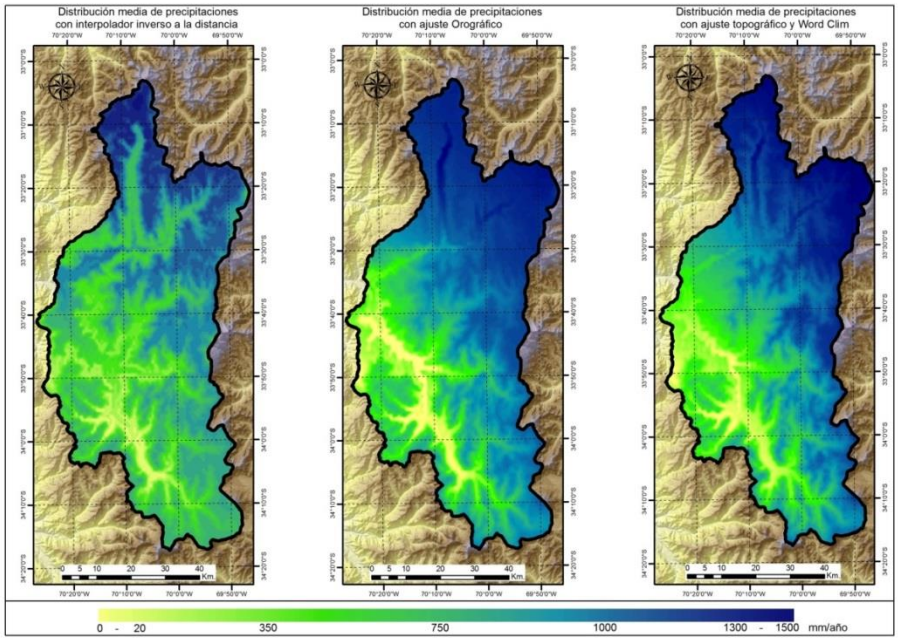


Figura 4 Resultado de extrapolación de áreas de influencia para cada estación de medición.

ESTACIÓN PLUVIOMÉTRICA	CODIGO DE SUBCUENCA DE ANALISIS							
	05700	05701	05702	05703	05704	05705	05706	05707
El Yeso Embalse	0.774	0.785	0.825	0.983	0.625	0.784	0.714	0.683
San Jose de Maipo en Reten	0.574	0.653	0.742	0.652	0.975	0.652	0.652	0.954
Maitenes en Bocatoma	0.586	0.624	0.655	0.675	0.912	0.783	0.756	0.985
Estero San Alfonso Antes río Maipo	0.652	0.854	0.789	0.784	0.989	0.684	0.682	0.721

Tabla 2 Coeficiente de correlacion entre precipitación extrapolada y datos medidos en la estación de mayor influencia. Periodo 2012.

Los datos de temperatura recopilados en diferentes estaciones de la cuenca del Maipo, mostraron series diarias incompletas en diferente periodo del año. Esto llevó a completar las series de datos según Paulus y Kohler, (1952**).** El método consiste en calcular el dato incompleto, *x(t)*, de una serie a partir de los datos de las series de dos o tres estaciones vecinas, que presenten un alto grado de correlación con la serie a completar, a través de la expresión:

$$X(t) = \frac{1}{3}\left(\frac{X}{X_1}X_1(t) + \frac{X}{X_2}X_2(t) + \frac{X}{X_3}X_3(t)\right) \qquad (4)$$

Donde $X_1, X_2\ y\ X_3$ son las medias de las variables en cuestión de la serie incompleta y de las tres series vecinas, respectivamente; y $X_1(t)$, $X_3(t)$ y $X_3(t)$ son los datos correspondientes a las series vecinas, respectivamente. Este método modera la variabilidad registrada en otras estaciones y con la razón proporcional entre ellas. Al ser tres estaciones se suaviza la influencia que podría tener un error en una de ellas.

La humedad relativa y la velocidad del viento, han sido distribuidas mediante el Criterio de correlación lineal. Este método consiste en el cálculo de los valores inexistentes por el ajuste, a través del método de los mínimos cuadrados, de una recta de regresión lineal del tipo $y = a \cdot x + b$; entre dos estaciones: una incompleta, cuya serie es la variable dependiente *(y)*, y otra completa que proporciona la variable independiente *(x)* de la cual depende la anterior.

4. MODELO HIDROLÓGICO CRHM

CRHM modela una cuenca mediante Unidades de Respuesta Hidrologica (URH). Estas son áreas de una cuenca que son homogéneas en términos de su respuesta hidrológica y características geo-climáticas. Una URH está conformada usualmente por áreas dispersas, desconectadas entre sí, pero que mantienen propiedades comunes de especial importancia hidrológica, como son: pendiente, elevación, aspecto tipo de suelo, cubierta vegetal, usos de suelo, etc. Para definir las URH se ha utilizo el Modelo Digital de Elevaciones ASTERGDEM de 30x30 mts, y a través del módulo 3d Analys ArcGis™ 10.1, se logró estandarizar la topografía del área de estudio, mostrando que cerca del 80% del área se encuentra ubicada entre los 2000 y 5000 msnm. Por su parte Los resultados mostrados en la figura 5 muestran que la mayor cantidad de área se expone entre 247.5° y 292.5° lo que corresponde a orientación Oeste. Considerando que el DEM está configurado por celdas de 30x30 mts, el porcentaje corresponde al 17.6% del total de la cuenca. El promedio de la pendiente resulto ser alrededor de 26º.

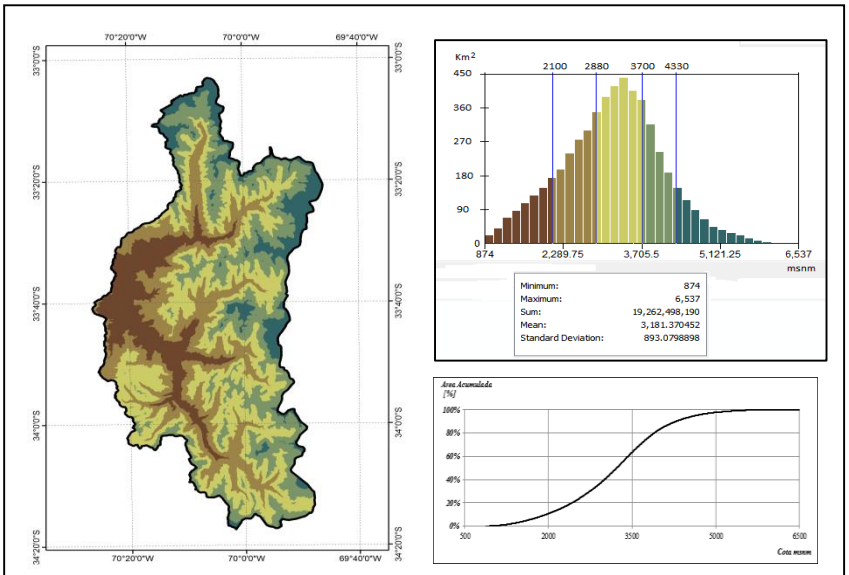
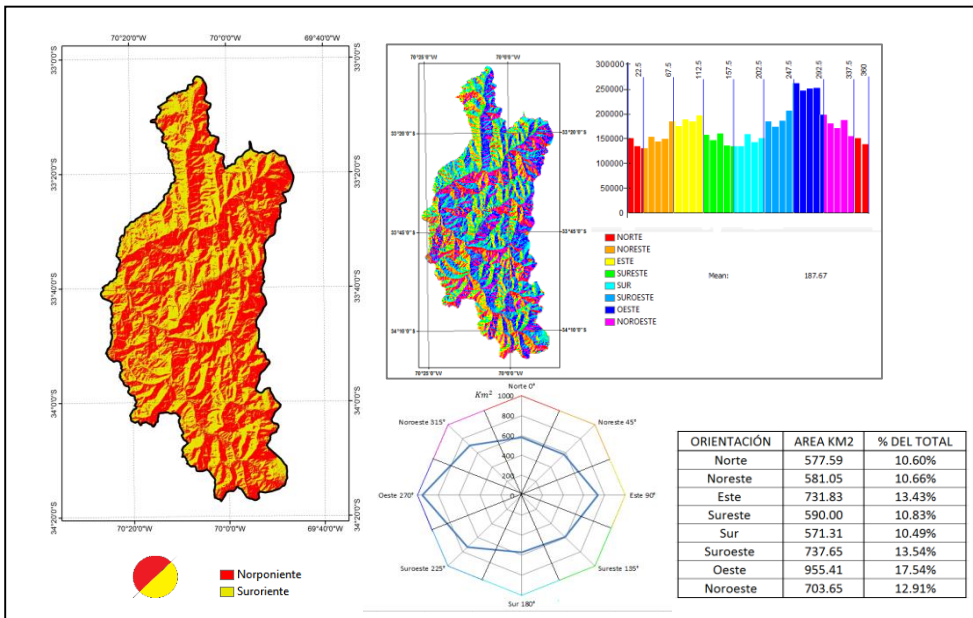


Figura 5 A la Izquierda, reclasificación del Modelo Digital de Elevación en cinco bandas según "Natural Breack" - A la derecha arriba Histograma de elevación que expone los rangos porcentuales en donde se agrupa la mayor cantidad de superficie, derecha abajo curva hipsométrica que denota la acumulación de área en % por bajo la curva.



ORIENTACIÓN	AREA KM2	% DEL TOTAL
Norte	577.59	10.60%
Noreste	581.05	10.66%
Este	731.83	13.43%
Sureste	590.00	10.83%
Sur	571.31	10.49%
Suroeste	737.65	13.54%
Oeste	955.41	17.54%
Noroeste	703.65	12.91%

Figura 6 A la Izquierda. Reclasificación de exposición de laderas según parámetros de Rutas de Nieves "Norte Poniente, Sur Oriente. A la Derecha Reclasificación de exposición de ladera por pixel (30 x30 mts) provenientes del Modelo Digital de Elevación ASTER DEM.

Tabla 3 Cálculo de pendiente media para cada URH del área de estudio en modelo 2.

N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)	N° HRU	PENDIENTE MEDIA (°)
1	22.5	12	25.2	24	20.1	35	24.9
2	26.7	13	26.3	25	23.9	36	31.2
3	25.3	14	25.1	26	24.2	37	35.3
4	25.2	15	24.8	27	22.1	38	24.2
5	28.3	16	26.5	28	22.3	39	30.5
6	242	17	23.2	29	27.6	40	22.5
7	23.5	18	24.8	30	25.3	41	24.82
8	28.3	19	29.5	31	24.8	42	25.9
9	29.2	20	26.7	32	31.9	43	21.2
10	25.2	22	30.5	33	27.1	44	29.8
11	27.4	23	31.3	34	35.2	45	25.2

Combinando criterios de elevación, orientación de la ladera respecto al sol y pendiente, el modelo fue configurado a través de 45 URH, y muestra una distribución espacial de acuerdo a la figura 7. Se ajustaron las variables forzantes de precipitación y temperatura para cada URH, de acuerdo al gradiente altitudinal y la topografía que ha resultado de la caracterización topográfica.

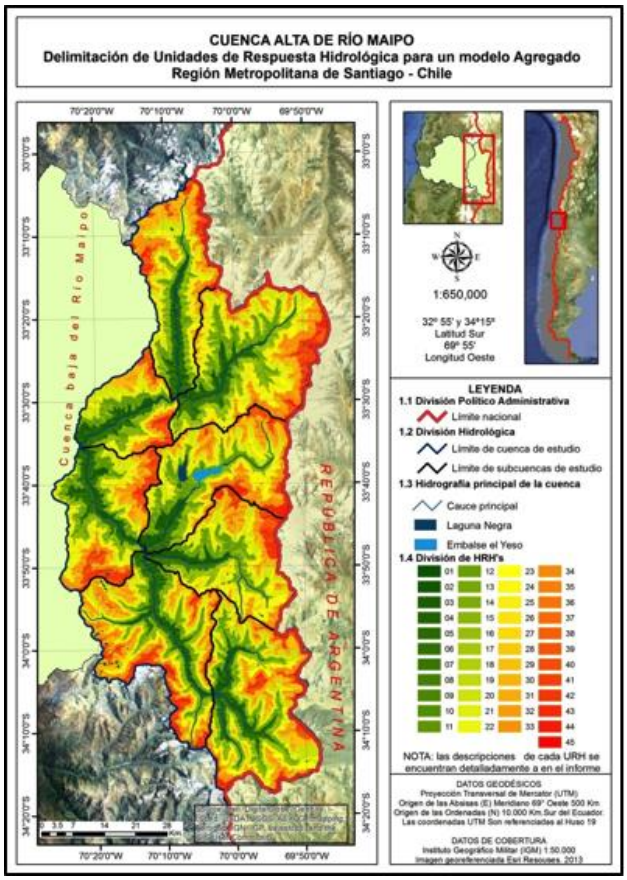


Figura 7 Delimitación de URH's para modelo Agregado.

De acuerdo al método de interpolación por inverso a la distancia (Teegavarapu *et al*., 2006), la precipitación en cada URH $\boldsymbol{P_{URH}}$ puede ser calculada en función de la precipitación observada en las estaciones vecinas con la siguiente ecuación:

$$P_{URH} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nsta} w_i P_i}{\sum_{i=1}^{nsta} w_i} \right) \qquad (5)$$

Donde $\boldsymbol{nsta}$ es el número de estaciones pluviométricas y $\boldsymbol{w_i}$ es el peso que tiene la estación $\boldsymbol{i}$ sobre la URH de interés, el cual puede ser calculado como:

$$w_i = \frac{1}{d_i^a} \qquad (6)$$

Donde d_i es la distancia entre la estación $\boldsymbol{i}$ y la URH en cuestión. El coeficiente $\boldsymbol{\alpha}$ usualmente toma valores de 1 ó 2.

El uso de factores de corrección o "multiplicadores de precipitación" (P_{mult}) en cada URH es una manera de mejorar la estimación de la lluvia en ellas. Usualmente, dichos factores son determinados como una función de la elevación media de la unidad de modelación (Mendoza 2010). Para este estudio, se proponen ponderadores de la siguiente forma:

$$P_{mult} = a \cdot \frac{P_z^{stac}}{P_z^{Wc}} + c \tag{7}$$

Donde z_{sub} es la elevación media de cada URH. Por simplicidad, se utilizó la misma función para P_{URH} en todas las URH. Luego, el valor final de precipitación en cada URH es estimado de la siguiente forma:

$$P_{URH} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nsta} w_i P_1}{\sum_{i=1}^{nsta} W_i} \right) \cdot P_{mult} \tag{8}$$

Para el caso de la temperatura se consideró una tasa de lapso de 5,1 ºC/Km, mostrando resultados similares a los registrados en estaciones cercanas y series de años anteriores. Así la corrección de temperatura para cada URH queda dada por:

$$T_{URH} = T_{YE} - \lambda \cdot (z_{URH} - z_{YE}) \tag{9}$$

Donde T_{URH} es la temperatura estimada en una URH, T_{YE} es la temperatura asociada o registrada en la estación base (Yeso embalse) λ es la tasa de lapso calculada para la cuenca del Maipo, z_{URH} es la altitud promedio en msnm de la URH y z_{YE} es la altitud en msnm de la estación base**.**

Configuración del modelo

Los parámetros ingresados en los respectivos módulos (tabla 4), fueron asignados según cada URH definida, permitiendo establecer una relación única entre los parámetros geomorfológicos y topográficos de la cuenca y las observaciones hidrometeorológicas. Algunos parámetros se modificaron para mostrar su incidencia en los resultados y simular respuestas de la cuenca bajo diferentes comportamientos, contribuyendo así a un objetivo clave dentro de esta investigación. Otro punto en consideración, fue el coeficiente de almacenamiento para el flujo subsuperficial de la cuenca *"ssrKstorage"* del módulo *"Netroute". E*ste parámetro ha sido formulado de forma conceptual (sin base física), y en investigaciones anteriores (Gonthier 2011; Krögh 2013) tuvo gran importancia en la forma de los hidrograma simulados, razón que ha dado motivo a probar diferentes valores según los datos observados.

Módulo	Parámetro	Unidad	Valor	Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
Albedo	hru_lat	(º) grados	Definida por DEM	Netroute	basin_area	Km^2	4858
Annandale	Krs	-	0.16 o 0.19		gwKstorage	mm/d	0 (por defecto)
Ebsm	basin_area	Km^2	4858		gwLag	Hr	0 (por defecto)
	hru_area	Km^2	Definida por DEM		Gwwhereto	-	(por defecto)
Evap	evap_type	-	0 (Granger)		Kstorage	d	0 (por defecto)
	Zwind	mts altura medición	5		Lag	Hr	0 (por defecto)
	Ht	Mts.	0.1 - 10		Order	-	Definida por DEM
	Hru_elev	Mts. - msnm	Definida por DEM		nunKstorage	d	0 (por defecto)
	basin_area	Km^2	4858		nunLag	H	1 (por defecto)
	hru_area	Km^2	Definida por DEM		ssrKstorage	D	0-25-50-75-100
	inhibit_evap	-	0 (por defecto)		ssrLag	H	1 (por defecto)
Global	Hru_ASL	(º) grados	Definida por DEM		Whereto	-	Definida por altitud
	Hru_GLS	(º) grados	Definida por DEM		hru_area	Km^2	Definida por DEM
	Time_offset	-	0 (por defecto)		Sdmax	mm	0 (por defecto)
	hru_lat	(º) grados	Definida por DEM		soil_rechr_max	Mm	0 (por defecto)
	hru_elev	mts - msnm	Definida por DEM	Soil	cov_type	-	1 crops (recarga de capa)
Pbsm	Distrib	-	1		gw_init	mm	187

	Fetch	M	300
	Ht	M	Definida por DEM
	basin_area	Km^2	4858
	hru_area	Km^2	Definida por DEM
	inhibit_evap	-	0 (por defecto)
Obs	catchaadjust	-	2 Geonor
	lapse_rate	°C/100m	0.51
	obs_elev	msnm	Definida por DEM
	snow_rain_determination	-	0 air temperature
	hru_elev	msnm	Definida por DEM
	basin_area	Km^2	4858
	Hru_area	Km^2	Definida por DEM
Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
Shared	basin_area	Km^2	4858
	hru_area	Km^2	Definida por DEM
	hru_elev	mts – msnm	Definida por DEM
	hru_lat	(°) grados	Definida por DEM
	Ht	Mts.	Definida por DEM
	inhibit_evap	-	0 (por defecto)
	Sdmax	-	0 (por defecto)
	soil_moist_int	mm.	1000
	soil_moist_max	mm.	1000
	soil_rechr_max	mm.	250

gw_K	mm/d	0 (por defecto)
gw_max	mm/d	375
lower_ssr_K	mm/d	0 (por defecto)
rechr_ssr_K	mm/d	8
Sdinit	Mm	0 (por defecto)
Sd_gw_K	mm/d	0
Sd_ssr_K	mm/d	25
soil_gw_K	mm/d	25
soil_rechr_init	mm	250
soil_withdrawal	-	2 Loam
transp_limited	-	0
basin_area	Km^2	4858
Hru_area	Km^2	Definida por DEM
Sdmax	Mm	0 (por defecto)
soil_rechr_max	mm	1000
soil_moist_max	Mm	1000
soil_moist_init	mm	0
inhibit_evap	-	0 (por defecto)

Tabla 4 Valores asociados a cada módulo y configuración de parámetros, para la modelación.

5. RESULTADOS

Snow depth

Se analizaron URH con altura característica cercana a 4000 msnm, con el fin de cuantificar el efecto de la exposición solar sobre la acumulación del manto nival en la temporada de invierno. La modelación para el área determinó que ambas URH con laderas de distinta exposición muestran un mismo grado de acumulación hasta los 0.4 mts. y en una mismo intervalo de tiempo cercano a 20 días desde el inicio del periodo de acumulación (figura 8). Pasado los 20 días la curva de acumulación de la URH con ladera de exposición Norponiente, se ve incrementada, hasta llegar a un máximo que ronda el metro de profundidad, mientras la URH con ladera de exposición Suroriente demuestran un incremento más lento y de menor intensidad rondando los 0.8 mts.

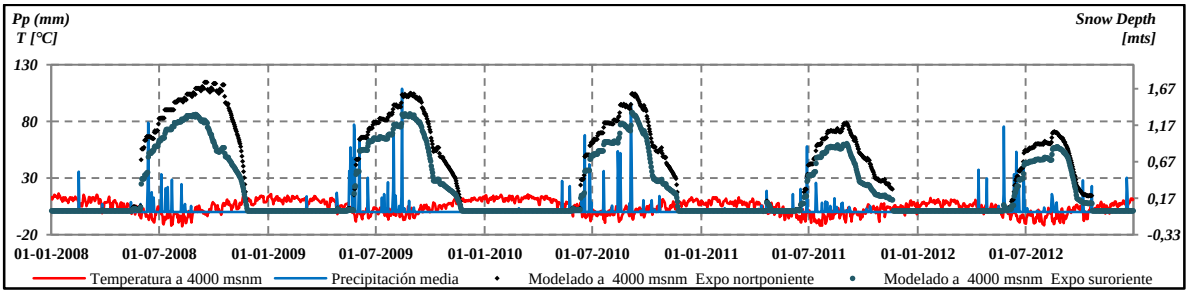


Figura 8 Modelación de acumulación del manto nival Snow Depth. Para el modelo

Respecto del periodo de acumulación hasta el máximo peak antes que comience la ablación, se observa que la URH de exposición Norponiente posee un periodo más extenso que va de 7 a 14 días por sobre la URH Suroriente. Así a pesar de tener mismas características altitudinales, se observa que la orientación influencia fuertemente la acumulación de la nieve,

y producto de esto los periodos de ablación sean diferentes para un misma tasa de lapso y gradiente altitudinal. De igual forma los peaks máximos de acumulación que van entre el 2008-2010 se encuentran en la primera quincena de septiembre, mientras que para los años 2010-2012, se encuentran en la segunda quincena de agosto dependiendo de la orientación. Ambas URH modeladas muestran una misma tendencia de fusión de la nieve y con un acelerado proceso de derretimiento.

En la duración de la cobertura nival, resultó interesante analizar el desempeño del modelo para simular la ablación diferencial en todas las URH's y el periodo de duración total de la nieve, considerando el periodo de acumulación y ablación conjuntamente. En la figura 9 se presentan los resultados para la configuración del modelo, en toda el área de estudio. Se relacionan las variables altitud media de cada URH (variable eje X) profundidad del manto nival (snow depth), (variable eje Y), y la duración en días de la nieve invernal hasta que se derrite completamente (variable Z en burbujas).

Se desprende del modelo, que existe una correlación entre la altitud y la acumulación total de la nieve, mostrando un claro incremento en función del gradiente altitudinal. De igual forma, la persistencia en tiempo, responde de forma correlacionada a las dos variables antes descritas, incrementando la tasa de duración promedio, de los días sobre la superficie analizada.

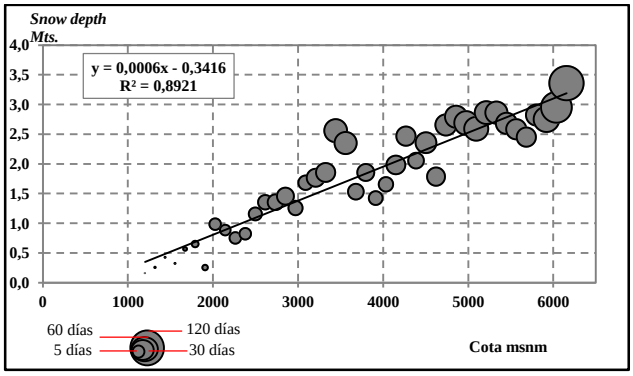


Figura 9 Correlación de acumulación de nieve en altitud y tiempo de duración en días

Finalmente y basado en los datos simulados, se realizó una regresión múltiple y se derivó la formula (10) con error medio cuadrático de 0.89. Con esto se puede estimar la duración promedio de la nieve en días antes que se derrita, correspondiente al periodo invernal en el área de estudio.

$$Ac_{n\,(x,y)} = -6.94 + 0.0018Z_{dem} + 29.93Z_{snow\ depth} \qquad (10)$$

Donde $Ac_{n\,(x,y)}$ es la acumulacion de nieve en la coordenada x,y UTM, Z_{dem} es el modelo digital de elevación del área de estudio $\boldsymbol{Z_{snow\ depth}}$ es la altura de acumulación de nieve modelada.

Snow Water Equivalent (SWE)

Se observan resultados notorios en la modelación y acumulación del SWE, llegando a representar entre el 75% y 80% del equivalente en agua nieve, en comparación del observado en URH's de similares características y banda altitudinal.

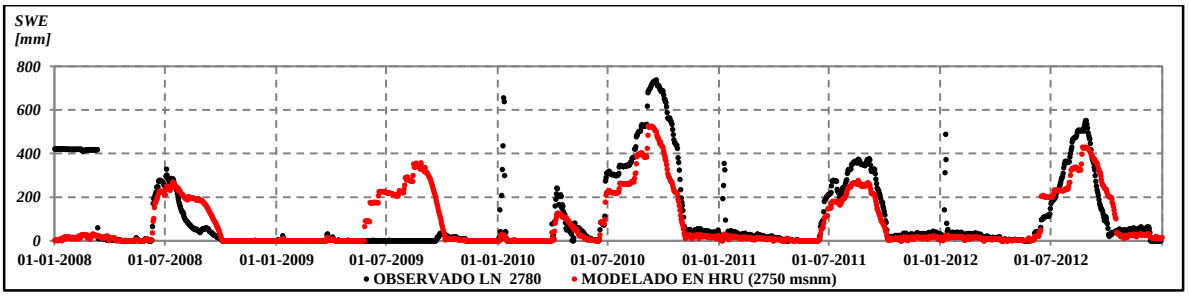


Figura 10 SWE modelado en URH a 2750 msnm, según parametrización del modelo 2 con tasa de lapso de 0.51 ºC/100m.

La figura 10, muestra una curva similar a la observada en Laguna Negra. El periodo que va entre el 27 de mayo y 15 de julio del 2008, muestra una acumulación semejante en tiempo y duración, sin embargo el periodo de ablación pareciera ser prolongado en el tiempo por CRHM y no así en la realidad propiciando un escenario acelerado de derretimiento. A partir del año 2010 las curvas presentes en la gráfica demuestran similitudes generalizadas, tanto en el periodo acumulación como en el de ablación de la nieve.

Si se comparan el volumen de nieves presentes en ambas curvas, se observa que existe una subestimación del SWE modelado en la URH a 2750 msnm. Sin embargo estudios realizados en campañas de terreno por nuestro grupo de investigación, sugieren que la configuración de *Snow pillows* utilizada por la DGA, sobreestima la cantidad de nieve respecto de su entorno inmediato en al menos un 20%. Lo anterior permite proponer que la modelación construida no se aleja tanto de una correcta representación de la acumulación de equivalente en agua de nieve.

Blowing snow

Se observa que la ocurrencia de Blowing snow en el área de estudio es poco recurrente en el tiempo. Sin embargo no se puede tener certeza de que esto sea así, ya que los datos trabajados, representan episodios diarios, y la sublimación dinámica puede darse en episodios a escala horaria. No obstante se aprecia que el viento al superar el umbral de 7.3 m/seg (figura 11), produce sublimación dinámica, seguida de la probabilidad de transporte de la nieve por el viento. Aun así los resultados expuestos muestran en promedio una tasa de 1.8 mm/día, lo que sumado a la poca frecuencia anual, la hace despreciable para la zona. Estudios futuros, que sean capaces de resolver campos de viento espaciales a paso de tiempo horario, permitirán cuantificar de manera más fehaciente el rol del transporte de nieve tanto en la sublimación dinámica como en la redistribución espacial de nieve.

La serie de datos indica que durante los primeros días de julio de cada año analizado, al menos tres días tendrían condiciones para que se dé la ocurrencia de blowins snow, sin embargo el gruesa entrada de datos ocupados como forzantes del modelo, impiden una evaluación a escala subdiaria, alejando la correcta representación del fenómeno. Además Hood *et al*., 1999, en un estudio de similares características, advierte que intervalo de modelación diario, no es el más adecuado para representar este tipo de eventos, ya que la turbulencia del viento, actúa en distintas escalas espaciales y temporales, y se han reportado altas tasas de sublimación asociada a eventos esporádicos que usualmente duran dos o tres horas. Lo anterior podría cambiar el panorama modelado, obteniendo tasas de sublimación completamente diferente a las modeladas y mostrar un mejor ajuste en tiempo y respuesta a este fenómeno.

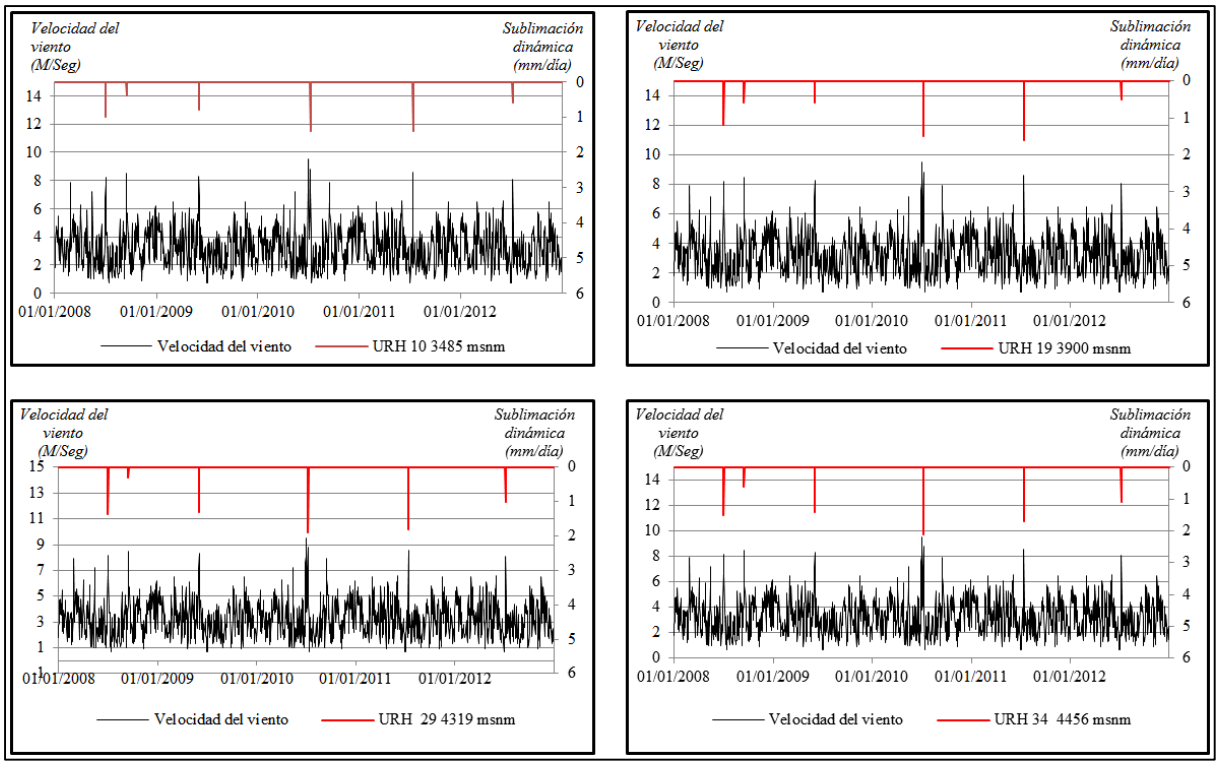


Figura. 11. Conjunto de gráficos que describen la modelación de Blowing snow para el modelo. Se considera un fetch de 300 metros y configuración por defecto del programa. URH 10, URH 19, URH 29, URH 34, todas sobre 2800 msnm.

Caudales

La figura 12a, muestra que los caudales simulados y observados se ajustan de buena manera, con un sesgo positivo de sólo 3.72%. Lo anterior se explica en que en el enfoque agregado en el modelo utilizado, el agua sale de la cuenca de forma gradual debido a los tiempos de almacenamiento sobre los cuales es configurada cada URH, y permite una mejor representación de la saturación del suelo y los excesos asociados, en el sentido que las URH's más bajas tienden a presentar una mayor humedad media debido al aporte del flujo subsuperficial de zonas más altas de la cuenca.

Los tres parámetros analizados, coeficientes de almacenamiento ssrKstorage, factor de drenaje Rssr y tasa de infiltración fatstall, han mostrado gran influencia sobre los hidrogramas simulados, demostrando que la componente del módulo conceptual del suelo y rastreo, son importantes al momento de generar esta simulación. Respecto al factor de drenaje de la cuenca, esta fue simulada en 15, 50 y 100 mm/días, demostrando que en 15 mm/días el hidrograma mostraba un mejor ajuste de salida en la URH correspondiente al exutorio, mientras tanto 50 como 100 mm/días sobreestimaban y aceleraban las crecidas diarias drenadas superficialmente desde y hacia cada URH modelada. Así al sobreestimar la aceleración de un drenaje en una URH dada, provocaría fácilmente el agotamiento repentino de una unidad hidrológica dentro de la cuenca, la excesiva acumulación en otra y a la vez saturar el suelo de esta última. Como elemento adicional, se comprueba la dificultad del modelo para simular eventos extremos durante el período invernal. No es claro si lo anterior se debe a falencias en los datos de entrada (magnitud de precipitación) o en la representación de los procesos hidrológicos que gobiernan este tipo de eventos. Esto es materia de investigación futura.

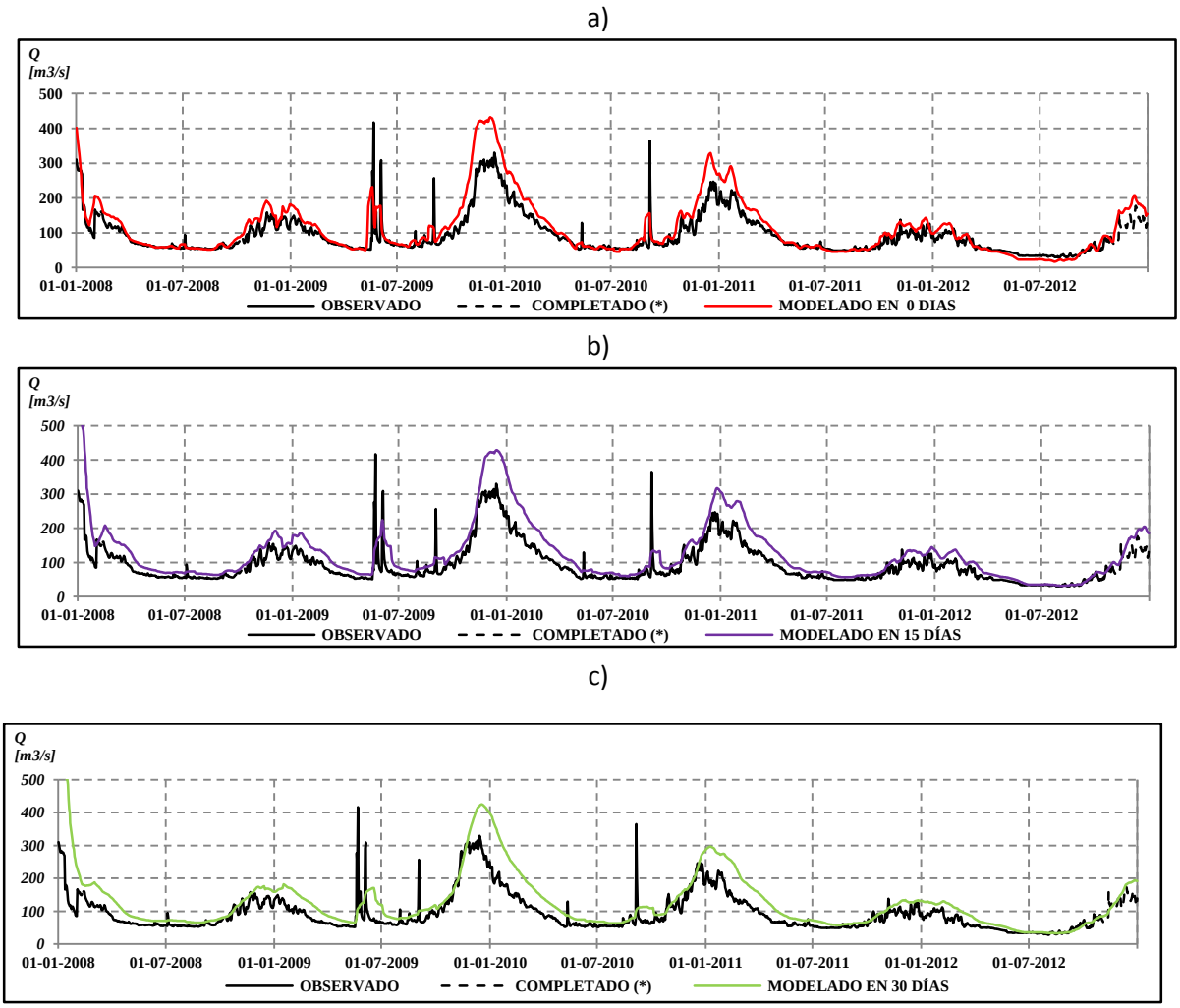


Figura 12 Hidrograma Cuenca del Maipo **a)** considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (0 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (15 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 50% media), **b)** considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (15 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (50 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 25%) **c)** considerando el efecto de los coeficientes de almacenamiento ssrKstorage (30 dias) del módulo Netroute, factor de drenaje Rssr (100 mm/día) del módulo soil y tasa de infiltración (fatstall 0% nula).

Finalmente respecto la tasa de infiltración del sustrato superficial, se simuló en tres categorías 50%, 25% y 0% de infiltración, notando resultados considerables entre 25% y 50% en los primeros 5 días después de una precipitación, y reduciendo a una tasa de 25% tras infiltrarse el agua en el sustrato superficial. La correlación entre caudales modelados y observados 0 y 15 días respectivamente se puede apreciar en la figura 13.

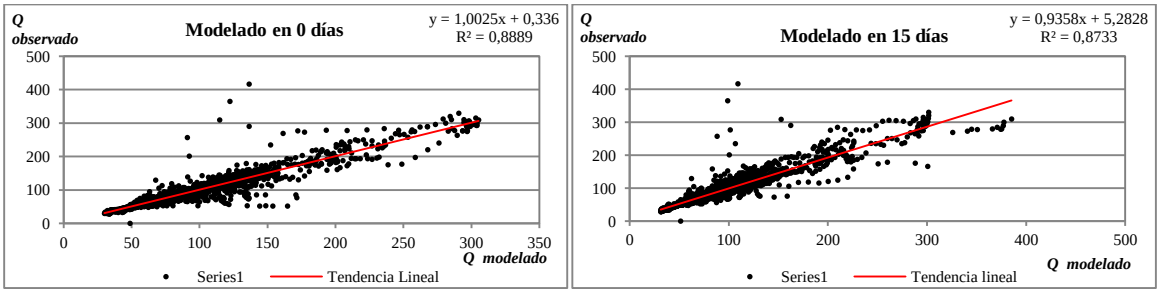


Figura 13 A la izquierda modelado en 0 días, a la derecha modelado en 15 días. Correlación de caudales observados y modelados en exutorio de la cuenca, Maipo en el Manzano.

6. SIMULACIÓN DE ESCENARIOS HIPOTÉTICOS

Se ha corrido el modelo con la misma parametrización del modelo, pero modificando las variables forzantes de entrada. Las precipitaciones se han disminuido en 25 y 30% y se han e incrementando las temperaturas de la cuenca en 1 y 2ºC promedio para el periodo. Por su parte el exceso de caudal modelado se ajustó de acuerdo a los márgenes dados por la validación del modelo.

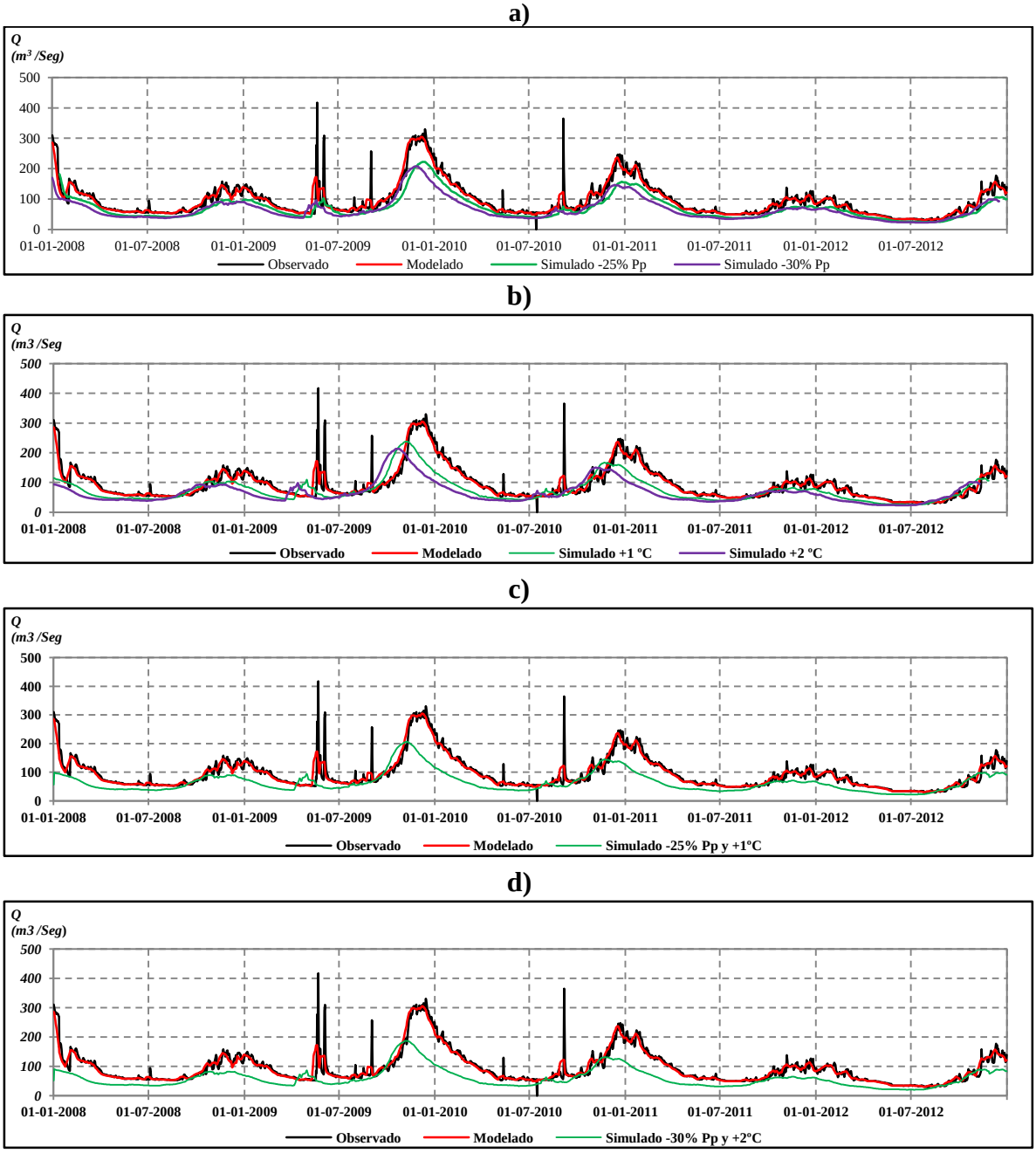


Figura **14a**) Modelación de escenario ficticio con una disminución de las precipitaciones en un 25 y 30% para el periodo de análisis. **14b)** Modelación de un escenario ficticio con un aumento de las precipitaciones en un 25 y 50% para el periodo de análisis.**14c** Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 25% y aumento de temperaturas en 2.5ºC para el periodo de análisis **14d)** Simulación de caudales bajo condiciones de: disminución de precipitaciones en un 50% y aumento de temperaturas en 5ºC para el periodo de análisis.

Es interesante notar que el modelo CRHM, predice que los caudales en la época invernal no disminuyen tan drásticamente como los caudales de fusión, lo que indica a que estos caudales no son excesivamente dependientes de las precipitaciones que ocurren durante el invierno,

tema que daría pie a otra investigación. Sin embargo los resultados obtenidos para los distintos escenarios de precipitación concuerdan con las curvas de variación estacional del área, no obstante al introducir el factor de temperatura la realidad cambia completamente mostrando un desfase de caudales, en todo el periodo analizado. El escenario más crítico simulado en este estudio, demuestra que los caudales se verían reducidos en un 42.9% (figura 15d), adelantando el periodo de fusión de la nieve en torno a 45 días y marcando los peaks de máximo caudal durante la primera semana de Noviembre. Lo anterior, demuestra que es importante tener un buen modelo de nieves, y que represente correctamente los fenómenos físicos que en ella ocurren, puesto que esto permitirá entender de mejor forma, cómo y en que instante la nieve comienza a cambiar su estado físico sobre la superficie, y es transportada de un lugar a otro producto de variaciones meteorológicas locales.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La modelación Hidrológica en la cuenca alta del Río Maipo, ha permitido simular condiciones poco estudiadas en el ciclo hidrológico de la nieve, aportando e incrementando, la información ya existente en cuencas nivo-glaciares de gran importancia para la zona central de Chile. Por esto es importante relacionar los módulos utilizados en cada fenómeno a estudiar, y coordinar de forma simultanea los parámetros de análisis. La investigación realizada concluye que es viable evaluar primero el módulo de nieves, el cual, aparte de mantener registros de SWE, acumulación y ablación nival, permite comparar, la velocidad de fusión de la nieve y el aumento paulatino de caudales en el módulo netroute. De igual forma es importante entender la dinámica de los distintos módulos conceptuales que abordan la condición, infiltración, y cobertura vegetal del suelo, ya que genera gran importancia en la variabilidad de la distribución y transporte de la nieve por el viento. Si bien en la cuenca no existe suficiente información para establecer un resultado concluyente acerca de dicho proceso, la regionalización de parámetros mediante URH's demostró ser factible entre las diferentes subcuencas.

Tras las distintas configuraciones realizadas en el modelamiento, se recomienda utilizar regionalizaciones de URH's mediante discriminación topográfica y vegetacional, considerando además exposición solar y geográfica. También considerar que no por ser más pequeña la delimitación de cada URH esta será mejor, ya que la enorme cantidad de parámetros significa un mayor tiempo de análisis y mayor capacidad de configuración en la modelación, olvidando el significado y alejando el concepto de simplificación de la realidad.

Por último considerar, que en este estudio se realizó un balance general de la cuenca, tratando de regenerar diferentes comportamientos y procesos asociados a la hidrología de nieves. No obstante de tener datos continuos y a la escala correspondiente, se pueden mejorar las modelaciones, dedicando un tiempo específico a cada proceso, trabajando los módulos por forma separada, y así entender de mejor forma como se relacionan con las diferentes variables de entrada.

REFERENCIAS

Anderson *et al*., 1973 "National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model", NOAA Technical Memorandum, NWS HYDRO-17, November, 1973, copies available upon request. Pag 25-26

Araya-Vergara, J.F. 1991. Primeras Experiencias con una Clasificación Dinámica de Vertientes de Montaña. Resumen de I Taller Internacional de Geoecología de Montaña y

Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. Universidad de Chile, Unicef, The United Nations University. Santiago, Chile. pag 5-8.

Ausensi, P. 2005. Evaluación de métodos hidrológicos para la completación de datos faltantes. Tesis Ing. Forestal. Talca, Chile. Universidad de Talca. Facultad de Ciencias Forestales. 111p.

Baumgartner, M. F., Seidel, K. & Martinec, J. (1987) Towards snowmelt runoff forecast based on multisensor remotesensing information. IEEE Trans, on Geoscience and Remote Sensing GE-2S, 746-75

Cartes, M. (2009). "Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales MODIS" Tesis para optar al grado de Magíster en recursos y Medio Ambiente Hídrico y Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad De Chile.

DGA 2010. Comunicado Oficial en base a estudio realizado. 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

DGA, (2009) Estrategia nacional de Glaciares, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas. Realizado por Centro de estudios Científicos (CECS), S.I.T N°205, Diciembre (2009).

DGF (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Realizado por el Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, para la Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA). Santiago

Eskisehir, Turkey Singh P. y Kumar N. 1997. Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan River. Journal of Hydrology 193: 316– 350.

Ferrando F, 2012. Comunicación oral, Reuniónes de orientación de práctica profesional y preparación de seminario de título.

Gonthier 2011. Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico, 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. Santiago de Chile diciembre 2011. Pag, 14-35.

Hicks y Martin, 1972 The Measurement of Atmospheric Fluxes near the Surface: A Generalized Approach. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 386–388. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0386:TMOAFN>2.0.CO;2

Li, L. y Pomeroy J. W. 1997. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. Journal of Applied Meteorology. 36, 205-213.
Littlewood, 2003 Lliboutry, L. A. 1954. The origin of penitents. Journal of Glaciology, Vol. 2, No 15, p. 331 – 38

Martinec, J., Seidel, K., Burkart, U. & Baumann, R. (1991) Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques. In: Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (ed by H. Bergmann, H. Lang, W. Frey, D. Issler & B. Salm) (Proc. Vienna Symp., August 1991), 121-129. IAHS Publ. no. 205.

Pomeroy, J. W., Gray, D.M., Brown, T., Hedstrom, N.R., Quinton, W., Granger, R.J. y Carey, S. 2007. The Cold Regions Hydrological Model, a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. Hydrological Processes 21: 2650-2667.

Pomeroy, J. W. y Essery, R.. 1999. Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. Hydrological Processes, 13, 2963-2975.

Pomeroy, J. W. y Gray, D. M. 1994. Sensitivity of snow relocation and sublimation to climate and surface vegetation. En, (H.G. Jones, T.D. Davies, A. Ohmura and E.M. Morris, eds.) Snow and Ice Covers: Interactions with Atmosphere and Ecosystems. IAHS Publication No. 223. IAHS Press: Wallingford, UK. 213-226.

Pomeroy JW, Marsh P, Gray DM. 1997. Application of a distributed blowing snow model to the Arctic. *Hydrological Processes* **11**: pag. 1451–1464.

Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review, 100, 81−92.

Sensoy, A., Uysal, G., Arda Sorman, A. y Ünal Sorman A. 2010. Topographic Effects On Snow Depletion Curves Of Upper Euphrates River Basin, Turkey. Anadolu University,