

# **SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA**

## **XX CONGRESO CHILENO DE HIDRAULICA**

### **EL USO DE DATOS GRILLADOS EN UN MODELO HIDROLÓGICO CONSTRUIDO PARA UNA CUENCA ANDINA CON ESCASEZ DE DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS.**

**ENRIQUE MUÑOZ O<sup>1</sup>.**

**MAX BILLIB<sup>2</sup>**

**JOSÉ LUIS ARUMÍ R<sup>3</sup>.**

**DIEGO RIVERA S<sup>4</sup>.**

#### **RESUMEN**

Datos grillados a escala global (GEG) incluyendo datos de precipitación, temperatura y presión, entre otros, son cada vez más precisos, accesibles y comunes en investigaciones en hidrología y climatología. En este estudio, evaluamos estos datos como input alternativo de un modelo hidrológico para suplir la falta de datos climatológicos medidos en una cuenca Andina. Se construyó un modelo conceptual para la simulación de caudales en la cuenca del Río Polcura ubicada en Chile centro-sur. En base a 18 años de simulación y cuatro medidas de desempeño del modelo, se concluye que a partir de datos GEG es posible reproducir los caudales observados y el régimen pluvio-nival de la cuenca con un "buen" grado de desempeño, siendo una alternativa adecuada para suplir la falta de datos medidos, pero tomando las siguientes consideraciones i) los datos GEG de precipitaciones en la zona andina están subvalorados. Este efecto es transferido a los caudales simulados, y debe ser corregido a través de un coeficiente de amplificación (parámetro de calibración), ii) debido a la naturaleza de los datos GEG y al efecto orográfico producido por la cordillera de los Andes, los montos de precipitación se amortiguan durante la temporada de lluvias, lo que resulta en una subestimación de los caudales simulados durante el invierno, y limita los alcances del modelo para aplicaciones en las que los caudales máximos son prescindibles, y iii) los caudales mínimos, medios y de derretimiento de nieve están cerca de los caudales observados, lo que sugiere que los datos GEG son una alternativa adecuada para estimar los montos de evapotranspiración y de derretimiento de nieve.

---

<sup>1</sup> Profesor Auxiliar, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción - mail: emunozo@ucsc.cl

<sup>2</sup> Profesor Titular, Institute of Water Resources Management, Hydrology and Agricultural Hydraulic Engineering, Gottfried Wilhelm Leibniz University of Hannover – mail: billib@iww.uni-hannover.de

<sup>3</sup> Profesor Titular, Departamento de Recursos Hídricos, Universidad de Concepción – mail: jarumi@udec.cl

<sup>4</sup> Profesor Asistente, Departamento de Recursos Hídricos, Universidad de Concepción – mail: dirivera@udec.cl

## 1. INTRODUCCIÓN

La demanda hídrica de agua dulce continúa creciendo junto con el crecimiento de la población mundial. En el intento por gestionar la demanda de agua para satisfacer las necesidades humanas, las necesidades de las especies de agua dulce y de los ecosistemas han sido ampliamente ignorados (Richter et al., 2003). En la realidad existen muchas herramientas para apoyar la planificación y gestión de los recursos hídricos. Herramientas como los modelos hidrológicos, han sido ampliamente aceptados por la comunidad hidrológica, ayudando en investigaciones para mejorar el entendimiento de los procesos hidrológicos (Fenicia et al., 2008), disponibilidad de recursos hídricos (Shuol et al., 2008), impactos por cambio climático (Alcamo et al., 2003, Jiang et al., 2007), e impactos por cambio de uso de suelo (Legesse et al., 2003, Lin et al., 2007). Sin embargo, la aplicación y uso de modelos hidrológicos sigue estando limitada por la disponibilidad de datos, y por lo tanto, el alcance de las investigaciones en ambientes con escasez de datos quedan también limitadas. Este problema es ampliamente conocido en las zonas montañosas, donde debido a dificultades en la accesibilidad y al alto costo de operación y mantención de las estaciones meteorológicas en estas zonas, es común no disponer de suficientes datos meteorológicos para realizar estudios hidrológicos adecuadamente.

Entre las grandes cadenas montañosas, la cordillera de los Andes es la menos investigada, principalmente debido a la falta de mediciones in situ con la suficiente densidad y resolución temporal que permitan estudiar y resolver los fenómenos a meso-escala (Gerreaud, 2009). Una alternativa para llevar a cabo estudios hidrológicos en zonas con escasez de datos, es mediante el uso de datos meteorológicos grillados disponibles a nivel mundial como entrada para alimentar modelos hidrológicos.

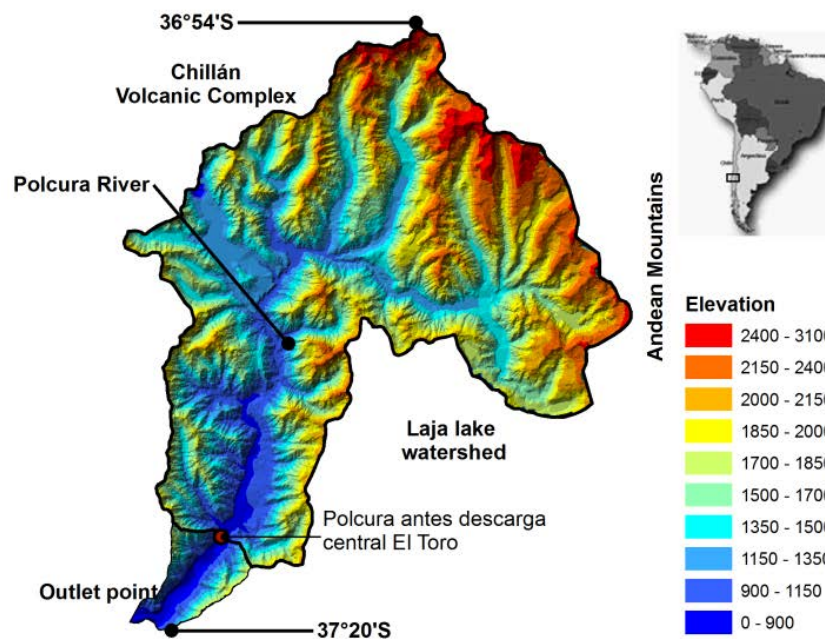
Los datos grillados a escala global (GEG) se están convirtiendo con el tiempo y el desarrollo de las capacidades computacionales, más comunes y detallados (mejor resolución) y precisos. Actualmente, diferentes bases de datos GEG han sido estimados a partir de diferentes fuentes de información, como sensores remotos, mediciones puntuales y modelos de circulación general atmosféricos, siendo los más fiables y menos sesgados aquellos estimados a partir de mediciones puntuales (Barret y Martin, 1981, Pitcher et al., 1983). Sin embargo, el nivel de confianza, el alcance y las limitaciones en estudios hidrológicos y, más aún, en ambientes de alta variabilidad espacial (zonas montañosas) todavía no está bien definido.

Este trabajo pretende evaluar las características y alcances de un modelo hidrológico construido utilizando una serie de datos GEG. Como caso de estudio elegimos la cuenca andina del Río Polcura ubicada en Chile centro-sur. Las características y alcances del modelo son evaluados través de una comparación entre caudales observados y simulados, y utilizando cuatro medidas de desempeño. Además, las ventajas y desventajas comparativas de la serie de datos GEG se evalúa a través de una comparación con un modelo construido utilizando series de datos medidas de precipitación.

## 2. CASO DE ESTUDIO

Como caso de estudio se construyó un modelo de balance hídrico de tipo conceptual sobre la cuenca del Río Polcura (Figura 1).

La cuenca del río Polcura se encuentra en la zona templada en Chile centro-sur, entre los 37°20'S - 71°31'O y 36°54'S - 71°06'W. Está limitada por los Andes hacia el este, el complejo volcánico Nevados de Chillán hacia el sur, y el Lago Laja, al norte. Comprende un área de 914 (km<sup>2</sup>) entre los 700 y 3.090 (msnm), y se caracteriza por pendientes fuertes ( $\approx 26^\circ$  en promedio). Por otra parte, se encuentra en una de las regiones extra-tropicales más afectadas por el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS) (Grimm et al., 2000), presentando estacionalidad y variabilidad interanual (Grimm et al., 2000, Montecinos y Aceituno, 2003) en los patrones locales hidro-meteorológicos.



**Figura 1:** Ubicación de las cuencas hidrográficas Polcura, límites y características.

La precipitación media anual de la cuenca es de 2300 (mm) con un período pluvial durante el invierno y un período de deshielo y derretimiento de nieve durante en la primavera e inicio del verano. La temperatura media mensual es de 9 (° C), que van desde 2,5 (° C) en invierno a 16,5 (° C) en verano.

El río Polcura tiene un régimen de pluvio-nival, donde la interacción entre los componentes naturales e industriales controlan el régimen de caudales. Por un lado, existen procesos hidrológicos que producen los caudales naturales del río, y por otro lado, existen actividades industriales que alteran dichos regímenes. Por ejemplo, en la parte superior del río se encuentra el canal Alto Polcura (un canal de transferencia) el cual transfiere agua desde la cuenca del Polcura hacia el Lago Laja para fines de industriales. Además, esta

actividad produce en la parte baja del río (alrededor de 9 km aguas arriba de su unión con el Río Laja), una descarga artificial, modificando el régimen hidrológico de la cuenca.

Debido a la ubicación de la cuenca, su naturaleza de montaña, y su geomorfología (ver Figura 1), la cuenca presenta alta variabilidad espacial y temporal con respecto a sus características hidro-meteorológicas, donde el efecto orográfico en la vertiente occidental de los Andes produce un incremento en los montos de las precipitaciones (Garreaud, 2009, Vicuña et al., 2011). Adicionalmente, el ciclo de temperaturas, la estacionalidad y el fenómeno del Niño producen una variabilidad temporal en el patrón de precipitaciones (Díaz et al., 1998, Escobar y Aceituno, 1998, Montecinos y Aceituno, 2003), y por lo tanto afectan los procesos hidrológicos y la generación de caudales en la cuenca.

### **3. METODOLOGÍA**

La evaluación de datos GEG se realizó mediante la comparación de los caudales simulados y observados utilizando cuatro medidas de desempeño para un modelo construido con los datos mencionados como input. Luego, para evaluar ventajas y desventajas comparativas, se realizó una comparación con las salidas de un modelo construido utilizando una serie de datos pluviómetros medidos.

La cuenca se modeló como agregada. Luego, la calibración, validación, simulación y análisis se realizó sobre la base de la estación fluviométrica "Polcura antes de descarga central de El Toro" (872 km<sup>2</sup>), que es la última estación (aguas abajo) en el río antes de la confluencia con el río Laja.

A continuación se presenta una breve descripción del modelo de balance hídrico utilizado.

#### **3.1 Modelo de Balance Hídrico**

En el presente estudio se utilizó el modelo de balance hídrico pluvio-nival y semi-distribuido de tipo conceptual presentado en Muñoz (2010) y Muñoz et al. (2011). Este modelo simula los procesos pluviales y de derretimiento de nieve por separado y permite incluir alteraciones antropogénicas sobre el régimen de caudales sumando o restando los flujos.

La componente pluvial se modela a través de un modelo de precipitación-escorrentía que considera la cuenca como un sistema de doble almacenamiento, un sistema de almacenamiento superficial (SS) y un sistema de almacenamiento subterráneo (US). El SS representa el agua almacenada en la capa de suelo no saturado, como humedad del suelo. El US representa el agua almacenada en la capa de suelo saturado. El modelo necesita dos entradas, la precipitación (PM) y la evapotranspiración potencial (ETP). La salida del modelo es la escorrentía total (ETOT) a la salida de cuenca, la cual se compone por la escorrentía subterránea (ES) y la escorrentía directa (EI). Los montos de escorrentía se calculan a través de seis parámetros de calibración, más dos que permiten modificar las variables de entrada (necesarios en caso de que PM y PET no sean representativos de la cuenca).

El módulo de derretimiento de nieve determina la nieve caída ( $P_{snow}$ ), basado en la precipitación por sobre la isoterma de 0 (°C).  $P_{snow}$  se almacena en el sistema de almacenamiento nival (SN), desde donde los cálculos de derretimiento se obtienen basándose en el concepto del método de grados-día (Rango y Martinec, 1995). Utilizando el método mencionado, el derretimiento potencial (PSP) es calculado, y luego sobre la base de la nieve almacenada, se determina el derretimiento real (PS). Luego, PS se distribuye en el módulo pluvial a través de un parámetro de calibración.

Todos los parámetros del modelo tienen un significado físico conceptual, integrando la variabilidad espacial y temporal. La Tabla 1 presenta una breve descripción de los parámetros y su influencia en el modelo.

El módulo de alteraciones externas permite incorporar cambios como canales de transferencia o actividades industriales que alteren el régimen de caudales. Simula la entrada y/o salidas hacia/desde una cuenca mediante la suma o resta de flujos según lo siguiente:

$$Q_{out}(t) = ETOT(t) + Q_{contributions}(t) - Q_{extractions}(t) \quad (1)$$

Donde la descarga la cuenca ( $Q_{out}$ ) en el paso de tiempo  $t$ , equivale a la esorrentía de la cuenca (ETOT), más los caudales de aportes ( $Q_{contributions}$ ), menos las extracciones ( $Q_{extractions}$ ) durante el mismo período.

**Tabla 1:** Descripción de los parámetros del modelo y factores de modificación de los inputs para los módulos pluvial y derretimiento de nieve.

Parámetro	Descripción	Influencia	
PLUVIAL	$C_{max}$	- Coeficiente de esorrentía máxima cuando el almacenamiento sub-superficial está saturado.	- EI
	$P_{Lim}$ [mm]	- Monto de precipitación límite sobre el cual existe percolación profunda directa (PPD).	- PPD
	D	- Porcentaje de precipitación sobre $P_{Lim}$ que se transforma en PPD.	- PPD
	$H_{max}$ [mm]	- Capacidad máxima de almacenamiento en la capa sub-superficial.	- $C_{max}$ and ER
	PORC	- Fracción de $H_{max}$ que define el contenido de agua en el suelo bajo el cual existen restricciones sobre los procesos de evaporación.	- $H_{crit}$ and ER
	$C_k$	- Coeficiente de esorrentía subterráneo.	- ES
	A	- Factor de ajuste de los datos de precipitación.	- PM
B	- Factor de ajuste de los datos de evapotranspiración.	- PET and ER	
DERR. DE NIEVE	$M$ [mm °C <sup>-1</sup> ]	- Fracción de nieve que se derrite sobre una temperatura base ( $T_b$ ) de inicio del derretimiento.	- PSP, PS
	$T_b$ [°C <sup>-1</sup> ]	- Temperatura base que indica el inicio del derretimiento (normalmente 0 °C).	- PSP, PS
	DM	- Tasa mínima de derretimiento cuando $T_m < T_b$ .	- PSP, PS
	F	- Porcentaje de nieve derretida que se incorpora a la esorrentía directa EI.	- EI
	$F_{gT}$	- Factor de ajuste de los datos de gradiente térmico (debería ser 1 si el gradiente térmico es medido en campo).	- Pnival

### 3.2. Entradas del Modelo

Para correr el modelo descrito, es necesario disponer de series de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial.

Datos GEG de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (lat long) publicados por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Delaware (Willmot y Matsuura, 2008) y datos locales de mediciones puntuales de precipitación fueron recolectados (en adelante datos UD y DGA, respectivamente). Las estaciones pluviométricas (DGA) utilizadas en el presente estudio fueron Las Trancas ( $36^\circ 55' - 71^\circ 30'$ ), San Lorenzo Fundo ( $36^\circ 58' - 71^\circ 31'$ ) y Las Cruces ( $37^\circ 10' - 71^\circ 46'$ ). Por otra parte, se consideraron cuatro grillas con centro en los siguientes puntos: i)  $36^\circ 45' - 71^\circ 45'$ , ii)  $36^\circ 45' - 71^\circ 15'$ , iii)  $37^\circ 15' - 71^\circ 45'$  y iv)  $37^\circ 15' - 71^\circ 15'$ .

La base de datos DGA tiene datos de precipitaciones, mientras que la base de datos UD, tiene series de precipitación y temperatura. Sobre esta base, dos conjuntos de datos meteorológicos fueron construidos, uno con datos de precipitación DGA y uno con datos UD. En ambos casos, la serie de evapotranspiración potencial se estimó utilizando el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948, Thornthwaite y Matter, 1955) y una serie de datos de temperatura UD. La distribución espacial en la cuenca se estimó utilizando el método de polígonos de Thiessen.

### 3.3. Calibración, Validación y Simulación

Caudales simulados y observados se compararon en la estación "Polcura antes de descarga central de El Toro". Esta estación tiene 26 años (1980-2005) de registros de caudales. Por consiguiente, la calibración se realizó a paso de tiempo mensual para el período comprendido entre Ene.1980 y Dic.1987, utilizando el método de Montecarlo, el índice de eficiencia de Nash Sutcliffe (NSE) (Nash y Sutcliffe, 1970) como función objetivo, y seleccionando el conjunto de parámetros dentro de un rango físico válido, y que maximiza la función NSE. Después de la calibración, una simulación a paso mensual, y validación del modelo se llevó a cabo para el período Ene.1998 – Dic.2005.

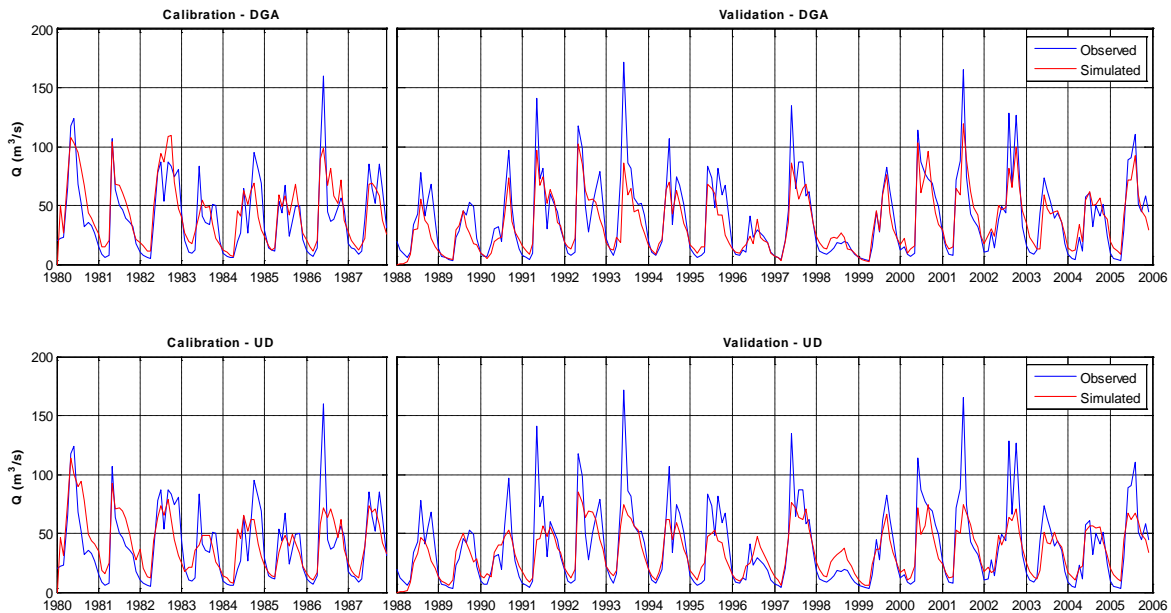
El análisis y la discusión se basa en los resultados de la simulación, y en las funciones siguientes medidas de desempeño del modelo: i) NSE, ii) el porcentaje de sesgo (PBIAS) (descrito en Gupta et al 1998),) el índice de eficiencia Kling-Gupta (Gupta et al., 2009), y iv) la raíz del error cuadrático medio relativo (RRMSE).

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Tabla 2 presenta los valores de NSE para los modelos construidos con datos DGA y UD durante el periodo de calibración, y las cuatro medidas de desempeño del modelo para la validación y análisis durante el período de simulación. La Figura 2 muestra la comparación entre los caudales observados y simulados obtenidos utilizando datos de precipitación DGA y UD para los períodos de calibración y simulación.

Tabla 2: Valores función objetivo de los períodos de calibración y simulación utilizando como entradas datos DGA/UD.

	<b>NSE</b>	<b>RRMSE</b>	<b>PBIAS</b>	<b>KGE</b>
Calibración	0.68/0.57	-	-	-
Simulación	0.78/0.65	0.49/0.60	10.7/11.5	0.71/0.55



**Figura 2:** Caudales observados (azul) y simulados (rojo) para los períodos de calibración (izquierda) y validación – simulación (derecha) y para los modelos construidos con datos DGA (arriba) y UD (abajo).

La Figura 2 muestra que ambos modelos (construidos con datos DGA y UD) son capaces de reproducir adecuadamente los procesos pluvial y de derretimiento nieve, donde se observan caudales máximos durante invierno y la primavera, incluso durante el verano en algunos casos, reproduciendo el comportamiento observado en los registros de caudales de la cuenca. También se observa que los caudales simulados están subestimados, lo que es avalado por valores positivos del índice PBIAS (10,7 y 11,5 para los modelos construidos con datos DGA y UD, respectivamente).

El flujo base, y los caudales medios en ambos modelos están bien reproducidos, presentando resultados similares en ambos casos. Las principales diferencias se observan en los caudales máximos, donde el modelo construido con datos de precipitaciones DGA presenta mejores resultados que el modelo construido con precipitaciones UD.

Utilizando la medida de desempeño que evalúa diferencias en los caudales máximos (PDIFF) (descrita en Gupta et al., 1998), se observa que las diferencias en los caudales máximos es mayor para el modelo construido con datos UD (53 y 87 m<sup>3</sup>/s, para el modelo DGA y UD respectivamente). Por otra parte los valores positivos confirman una subestimación de los caudales máximos observados en la Figura 2, y además los valores de PDIFF sugieren que los datos de precipitación UD tienen una incapacidad para capturar los períodos y montos de mayor intensidad de precipitación en una cuenca de montaña.

Las grandes diferencias observadas en el modelo construido con datos UD (en comparación con el modelo DGA) se deben a que los datos GEG utilizados se estimaron a partir de por lo menos las 20 estaciones pluviométricas más cercanas al centro de la grilla, lo que produce un efecto de amortiguación en las bases de datos UD, reduciendo la influencia de la cordillera de los Andes en los patrones climáticos locales.

La Tabla 2 muestra que:

i) Las cuatro medidas de desempeño confirman que el modelo construido con datos DGA reproduce mejor los caudales observados en el río Polcura que utilizando datos UD como entrada de un modelo hidrológico.

ii) Motovilov et al. (1999) clasificó el NSE como "insatisfactorio" (si  $NSE < 0,36$ ), "satisfactorio" (si es  $0,36 < NSE < 0,75$ ) y "bueno" (si  $NSE > 0,75$ ), luego, Van Liew et al. (2005) definió el PBIAS como "insatisfactorio" (si  $PBIAS > |40\%|$ ), "satisfactorio" (si  $|20\%| < PBIAS < |40\%|$ ) y "bueno" (si  $PBIAS < |20\%|$ ). En base a lo anterior, y analizando el período de simulación, el NSE y PBIAS sugieren que ambos modelos tienen un "buen" nivel de desempeño. Como excepción se tiene que el NSE sugiere que el modelo construido con datos UD presenta nivel de desempeño "satisfactorio".

iii) Revisando los modelos DGA y UD durante el periodo de calibración, se observan valores de NSE peores que durante el período de simulación, lo que sugiere que el NSE está afectado por su sensibilidad a la longitud de la serie de datos observados (ver McCuen et al., 2006, Gupta et al., 2009).

Es importante señalar que el parámetro A (parámetro para el ajuste de los datos de precipitación) se definió durante la calibración como 1,13 y 1,58 para el modelo construido con precipitaciones DGA y UD, respectivamente. Además, se sabe que en la vertiente occidental de los Andes, el efecto orográfico ejerce una fuerte influencia sobre los patrones de las precipitaciones locales (Falvey y Garreaud, 2007, Garreaud, 2009), produciendo una alta variabilidad espacial y un aumento en los montos de las precipitaciones. La única manera de reproducir este efecto es a través de una densa red de pluviómetros. En este caso, las precipitaciones DGA fueron estimadas a partir de dos pluviómetros, y los datos de precipitación UD se estimaron a partir de un mínimo de 20 pluviómetros situados sobre todo en el valle central de Chile (donde no hay efecto orográfico), resultando en precipitaciones subestimadas y en el caso de precipitaciones UD, además amortiguadas.

## 5. CONCLUSIONES

Las series de datos GEG son una alternativa adecuada para llevar a cabo modelos y estudios hidrológicos en zonas montañosas, reproduciendo con un "buen" nivel de desempeño el régimen pluvio-nival de una cuenca Andina, y siendo una alternativa adecuada para suplir la falta de datos meteorológicos medidos en ambientes con escasez de datos como las áreas montañosas.

Los caudales mínimos, medios y de derretimiento de nieve simulados están cerca de los caudales observados, lo que sugiere que las series de datos GEG son una alternativa



adecuada para estimar los montos de evapotranspiración y de derretimiento de nieve en cuencas Andinas.

Debido al efecto orográfico y la alta variabilidad espacial generada sobre el régimen de precipitaciones, y debido a la naturaleza de los datos GEG (promediados espacialmente), los datos de precipitación GEG en la zona Andina estudiada están subvalorados y amortiguados (principalmente durante la estación lluviosa). Este efecto se transfiere a los caudales simulados, y debe ser solucionado a través de un coeficiente de amplificación (un parámetro de calibración del modelo). A pesar de este problema, los caudales máximos simulados tienden a estar subestimados, siendo las diferencias entre los caudales observados y simulados mayores que un modelo construido con datos de precipitación medidos, limitando los alcances del modelo.

El alcance de estudios en ambientes de alta variabilidad espacial como la zona montañosa de los Andes chilenos, se limita a estudios en donde los caudales máximos son prescindibles (por ejemplo, estudios para fines agrícola o de consumo humano) y donde el objetivo principal es la disponibilidad de recursos hídricos. En caso contrario, para estudios donde se requieren estimar caudales máximos o caudales de invierno, un modelo construido con datos de precipitación GEG no resulta confiable.

## **REFERENCIAS**

Alcamo, J., Döll, P., Henrichs, T., Kaspar, F., Lehner, B., Rösch, T. y Siebert, S., Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability. *Hydrological Sciences Journal*, 48 (3), pp. 317–337, 2003.

Barrett, E. y Martin, D., *The use of satellite data in rainfall monitoring*. Academic Press, London, 340 pp., 1981.

Diaz, A., Studzinski, C. y Mechoso, C., Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 11(2), pp. 251–271, 1998.

Escobar, F. y Aceituno, P., Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, 27(3), pp. 753-759, 1998.

Falvey, M. y Garreaud, R., Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8, pp. 171–193, 2007.

Fenicia, F., McDonnell, J. y Savenije, H., Learning from model improvement: On the contribution of complementary data to process understanding. *Water Resources Research*, 44(6), pp. 1–13, 2008.

Gerreaud, R., The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, pp. 3–11, 2009.

Gupta, H., Sorooshian, S. y Yapo, P., Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal Hydrologic Engineering*, 4(2), pp. 135-143, 1999.

Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K. y Martinez, G., Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), pp. 80-91, 2009.

Gupta, H., Sorooshian, S. y Yapo, P., Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), pp. 751-763, 1998.

Jiang, T., Chen Y., Xu, C., Chen, X., Chen, X. y Singh, V., Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology*, 336(3-4), pp. 316-333, 2007.

Legesse, D., Vallet-Coulomb, C. y Gasse, F., Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology*, 275(1-2), pp. 67-85, 2003.

Lin, Y., Hong, N., Wu, P., Wu, C. y Verburg, P., Impacts of land use change scenarios on hydrology and land use patterns in the Wu-Tu watershed in Northern Taiwan. *Landscape and Urban Planning*, 80(1-2), pp. 67-85, 2007.

McCuen, R., Knight, Z. yCutter, A., Evaluation of the Nash-Sutcliffe efficiency index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6), pp. 597-602, 2006.

Montecinos, A. y Aceituno, P., Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2), pp. 281-296, 2003.

Motovilov Y., Gottschalk, L., Engeland, K. y Rodhe, A., Validation of a distributed hydrological model against spatial observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, pp. 257-277, 1999.

Muñoz, E., Desarrollo de un Modelo Hidrológico como Herramienta de Apoyo para la Gestión del Agua. Aplicación a la Cuenca del Río Laja, Chile. Master Thesis, University of Cantabria, Spain, 53 pp., 2010.

Muñoz, E., Álvarez, C., Billib, M., Arumí, J.L., y Rivera, D., Comparison of gridded and measured rainfall data for hydrological studies at basin scale. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 71(3), 2011.

Nash, J. y Sutcliffe, J., River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), pp. 282-290, 1970.

Pitcher, E., Malone, R., Ramanathan, V., Blackmon, M., Puri, K., y Bourke, W., January and July simulations with a Spectral General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(3), pp.580-604, 1983.

Rango, A. y Martinec, J., Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association*, 31(4), pp. 657-669, 1995.

Richter, B., Matthews, R., Harrison, D. y Wigington, R., Ecologically sustainable water management: managing river flows for ecological integrity. *Ecological Applications*, 13(1), pp. 206–224, 2003.

Schuol, J., Abbaspour, K., Srinivasan, R. y Yang, H., Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 352(1-2), pp. 30–49, 2008.

Thornthwaite, C., An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), pp. 55-94, 1948.

Thornthwaite, C., y Mather, J., The water balance. *Publications in Climatology*, 8, pp. 1-104, 1955.

Van Liew, M., Arnold, J. y Bosch, D., Problems and potential of autocalibrating a hydrologic model. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineering*, 48(3), pp. 1025-1040, 2005.

Vicuña, S., Garreaud, R. y McPhee, J., Climate Change Impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*, 2011.

Willmott, C., y Matsuura, K., Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual time series (1900–2008) Version 1.02. University of Delaware Web Site, <http://climate.geog.udel.edu/climate>. 2008.