SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XX CONGRESO CHILENO DE HIDRAULICA

INCERTEZA EN LAS VARIABLES DE ENTRADA DE UN MODELO HIDROLÓGICO CONCEPTUAL. EFECTOS SOBRE LA INCERTEZA EN LAS SALIDAS.

GABRIEL ORTIZ B.[1]
ENRIQUE MUÑOZ O.[2]
PEDRO TUME Z.[3]

RESUMEN

Los modelos hidrológicos han sido ampliamente utilizados en la planificación y gestión de recursos hídricos, siendo cada vez más explotados en cuanto a sus capacidades y limitaciones. Actualmente no sólo resulta imprescindible contar con modelos confiables que simulen el comportamiento hidrológico de una cuenca, además, es necesario conocer los límites de predictibilidad y la incerteza de las salidas de un modelo. En el presente estudio se evalúa la influencia generada sobre la incerteza de las salidas de un modelo, producto de incerteza en la principal variable de entrada de este, la precipitación. Para ello, utilizando conceptos de identificabilidad, y sensibilidad, se determinó la incerteza asociada a la estructura y parámetros de calibración de un modelo, y luego, a partir de dicha base, se determinó la influencia sobre la incerteza en las salidas producto de una los montos y períodos de las precipitaciones. Entre las principales conclusiones se tiene que el modelo construido presenta mayor sensibilidad a los períodos de lluvia, y por lo tanto, una mayor incertidumbre en la estimación de las precipitaciones durante los períodos de lluvia genera una mayor incertidumbre sobre las salidas. Por el contrario, en períodos no lluviosos, las bandas de incerteza son poco sensibles a la incerteza en las precipitaciones. Finalmente se determinó que, incertidumbres en las precipitaciones en períodos de llenado y vaciado, producen una alteración sobre las bandas de incerteza en los períodos posteriores, aumentando el rango de incertidumbre promedio de las salidas del modelo.

[1] Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción - mail: gaortiz@ing.ucsc.cl
[2] Profesor Auxiliar, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción - mail: emunozo@ucsc.cl
[3] Profesor Adjunto, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción - mail: ptume@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

Considerando que el agua es un recurso limitado, que la demanda por este aumenta con el desarrollo y crecimiento poblacional, que la disponibilidad cambia año a año, a causa de fenómenos locales, globales, naturales y antropogénicos, que es de importancia fundamental el impacto sobre el abastecimiento causado por el cambio climático, y que gran parte de la población mundial ya experimenta un estrés por la demanda de agua (Vörösmarty et al., 2000), se hace necesario desarrollar herramientas que permitan una gestión eficiente del recurso y que sirvan de apoyo para predecir condiciones futuras bajo diferentes escenarios causados por efectos locales (orográficos), regionales (“El Niño” o “La Niña”) o globales (cambio climático), a fin de evitar o reducir el estrés por la demanda de agua sobre diferentes cuencas en el planeta.

Una alternativa para la gestión y planificación eficiente de los recursos hídricos, es mediante el uso de modelos hidrológicos. Un modelo intenta reproducir bajo diferentes formas y procesos un fenómeno físico que ocurre sobre un objeto o territorio. Por lo tanto, en hidrología, un modelo busca representar un territorio delimitado por una divisoria de aguas (cuenca), y los fenómenos de transferencia de lluvia a caudal y de agua en el interior de esta. El objeto de reproducir dichos procesos es simular y predecir condiciones futuras con el fin de actuar desde un punto de vista de gestión, administración y optimización de los usos del agua.

Por lo anterior, no sólo resulta imprescindible contar con modelos confiables que representen adecuadamente el comportamiento hidrológico de una cuenca, además, en caso de utilizar modelos con fines predictivos, o de utilizar fuentes alternativas de información (por ejemplo Muñoz 2010, Muñoz et al., 2011), resulta necesario conocer los límites de predictibilidad de las salidas del modelo, y su incertidumbre asociada.

Normalmente, un modelo de tipo conceptual requiere al menos dos variables de entrada (la evapotranspiración potencial y la precipitación), a fin de cuantificar las entradas y pérdidas de agua en el balance hídrico. Se sabe que la precipitación es la principal variable de entrada en un modelo hidrológico (Olsson and Lindström, 2008), por lo tanto, el potencial y rango de predictibilidad de caudales en una cuenca va a depender de la incertidumbre asociada a las variables de entrada y de la calidad de las predicciones si corresponde.

La incertidumbre se define como el grado de desconocimiento o desconfianza de un cierto proceso o resultado. Por lo tanto, en un modelo hidrológico las fuentes de incertidumbre estarán asociadas a las variables de entrada (desconocimiento de la calidad de las mediciones y predicciones) y a los parámetros de calibración y estructura del modelo (desconocimiento y simplificación de los procesos hidrológicos simulados en una cuenca).

El presente estudio tiene por objetivo evaluar cómo se ve afectada la incerteza en las salidas de un modelo hidrológico conceptual, producto de la incertidumbre en las variables de entrada, manteniendo fija la incertidumbre asociada a la estructura y parámetros de calibración del modelo, a fin de discutir y evaluar las implicancias sobre la predictibilidad hidrológica.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. 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 - 71º31'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^2) entre los 700 y 3.090 (msnm), y se caracteriza por pendientes fuertes (≈ 26° 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.

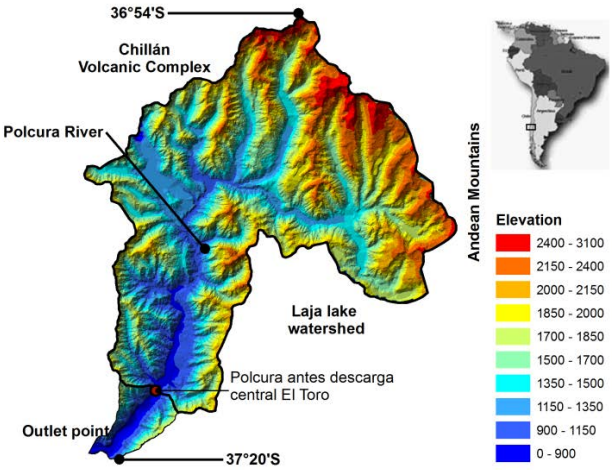

Figura 1: Ubicación de las cuencas hidrográficas Polcura, límites y características.

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 temporal con respecto a las 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, esta es una zona afectada por el fenómeno ENOS. El ENOS es fenómeno acoplado océano-atmósfera que se caracteriza por fluctuaciones irregulares (de 2 a 7 años de periodicidad), donde la alternancia de El Niño/La Niña son la principal fuente de variabilidad interanual, donde episodios de El Niño/La Niña están asociados a precipitaciones por sobre/bajo la media, y temperatura del aire más calidad/frías de lo normal (Garreaud, 2009).

2.2. Modelo Hidrológico Conceptual

En el presente estudio, se utilizó el modelo de balance hídrico pluvio-nival y semi-distribuido de tipo conceptual presentado en Muñoz (2010), 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 nival determina la nieve caída (P_{snow}), basado en la precipitación por sobre la isoterma de 0 (°C). Para ello, se estima una temperatura media representativa de la cuenca (utilizando polígonos de Thiessen para la interpolación), la cual se asume actúa sobre el centro de gravedad de esta. Luego, utilizando la curva hipsométrica de la cuenca, y el gradiente de temperatura de la zona de estudio, se determina dónde (a qué elevación) se tiene la isoterma cero (isoterma que de acuerdo al modelo separa la precipitación pluvial de la nival). Luego, P_{snow} es almacenada 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 escorrentía de la cuenca (ETOT), más los caudales de aportes ($Q_{contributions}$), menos las extracciones ($Q_{extractions}$) durante el mismo período. Para una mayor comprensión del modelo, se recomienda referirse a Muñoz (2010).

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 escorrentía 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 escorrentía 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^{-1}]	- Fracción de nieve que se derrite sobre una temperatura base (Tb) de inicio del derretimiento.	- PSP, PS
	Tb [°C^{-1}]	- Temperatura base que indica el inicio del derretimiento (normalmente 0 °C).	- PSP, PS
	DM	- Tasa minima de derretimiento cuando Tm < Tb.	- PSP, PS
	F	- Porcentaje de nieve derretida que se incorpora a la escorrentía direca EI.	- EI
	FgT	- Factor de ajuste de los datos de gradiente térmico (debería ser 1 si el gradiente térmico es medido en campo).	- Pnival

2.3. Entradas del Modelo

Para correr el modelo descrito, es necesario disponer de series de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial, más la caracterización geomorfológica de la cuenca.

Para la caracterización geomorfológica de la cuenca, se construyó un modelo digital de elevaciones utilizando datos de la “Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)” de 3 segundos de arco (90 m). En cuanto a los inputs, se recolectaron series de precipitación de las estaciones pluviométricas Las Trancas, San Lorenzo y Trupán (administradas por la

Dirección General de Aguas, DGA), y series sintéticas de temperatura del Centro de Investigación sobre el Clima de la Universidad de Delaware (UD, Willmot y Matsuura, 2008). Luego los inputs climatológicos del modelo se construyeron utilizando ambas fuentes de información. Por otra parte, la evapotranspiración potencial se calculó utilizando el método de Thornthwaite y serie de datos de temperatura UD. La distribución espacial de dichas variables sobre la cuenca se realizó mediante polígonos de Thiessen.

Debido a la disponibilidad y calidad de los datos de entrada, el modelo se desarrolló a paso de tiempo mensual para un período de 13 años (1990 – 2002). La estación de control de caudales utilizada fue Polcura antes de descarga central El Toro.

2.4. Análisis de Incerteza

Para cuantificar la incerteza asociada a las diferentes variables y a los procesos hidrológicos simulados por el modelo, se utilizó la herramienta *Monte Carlo Analysis Toolbox* (MCAT). MCAT es una herramienta que se opera bajo la metodología *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE, Beven y Binley, 1992) y que contiene un conjunto de herramientas de análisis que permiten investigar la identificabilidad de un modelo y sus parámetros, donde un modelo bien identificado es considerado como un modelo con un comportamiento realista (Wagener et al., 2001).

Para evaluar la identificabilidad y cuantificar la incerteza de un modelo, MCAT opera ejecutando repetitivas simulaciones utilizando un set de parámetros seleccionados aleatoriamente dentro de un rango definido por el usuario. El programa almacena las salidas y los valores de la(s) función(es) objetivo para su posterior análisis.

En el presente estudio, para cuantificar la incertidumbre asociada a la precipitación, se realizaron 25000 simulaciones, a partir de las cuales, primero se determinó la incerteza atribuida a los parámetros de calibración y estructura del modelo, y luego se cuantificó el efecto sobre esta producto de una incertidumbre determinada en la precipitación. Para ello, se llevó a cabo un análisis de identificabilidad y sensibilidad de los parámetros de calibración, y luego a partir de dicho análisis, se determinó el rango en que cada parámetro es identificable. Luego, utilizando dicho rango, se calculó la incerteza resultante en las salidas del modelo, la cual corresponde a la incerteza asociada a la estructura y parámetros de calibración del modelo.

El nivel de confianza utilizado fue de 90% (rango entre el 5 y 95% de las salidas para cada paso de tiempo de la serie). El criterio de rechazo establecido es según la función objetivo índice de eficiencia de Kling-Gupta (KGE, Gupta et al., 2009). La función KGE es una mejora del índice de eficiencia de Nash-Suctliffe (NSE, Nash y Sutcliffe, 1970) donde las componentes de correlación, desviación y variabilidad están ponderados de manera equitativa, resolviendo problemas sistemáticos de subestimación en los valores máximos y de poca variabilidad identificados en la función NSE (Gupta et al., 2009).

Luego, con la incertidumbre asociada a la estructura y parámetros del modelo definida, se modificaron las series de precipitación en diferentes períodos y magnitudes de acuerdo a lo indicado en la Tabla 2. Cabe mencionar que esta variación corresponde una variación

puntual de la serie de precipitaciones en diferentes períodos y magnitudes (es decir, no se considera un rango de precipitaciones). Bajo este análisis se busca identificar cómo se afectaría la incertidumbre de las salidas de un modelo producto de un error en la predicción de las precipitaciones.

Tabla 2: Variación porcentual de la precipitación en diferentes períodos de tiempo

Período de variación	Variación (%)				
Todo el año (Ene. – Dic.)	±5	±5	±15	±20	±25
Invierno (Jun. – Ago.)	±5	±10	±15	±20	±25
Verano (Dic – Feb.)	±5	±10	±15	±20	±25
Llenado de la cuenca (Abr. – Jun.)	±5	±10	±15	±20	±25
Vaciado de la cuenca (Sep. – Nov.)	±5	±10	±15	±20	±25

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Incerteza Asociada a la Estructura y Parámetros de Calibración del Modelo

La Figura 2 muestra el análisis de sensibilidad e identificabilidad de cada parámetro de calibración del modelo, en donde cada gráfico muestra la función de probabilidades (pdf) y la función de distribución acumulada (cdf) de cada parámetro para el 10% de las mejores simulaciones según una determinada función objetivo (KGE en este caso).

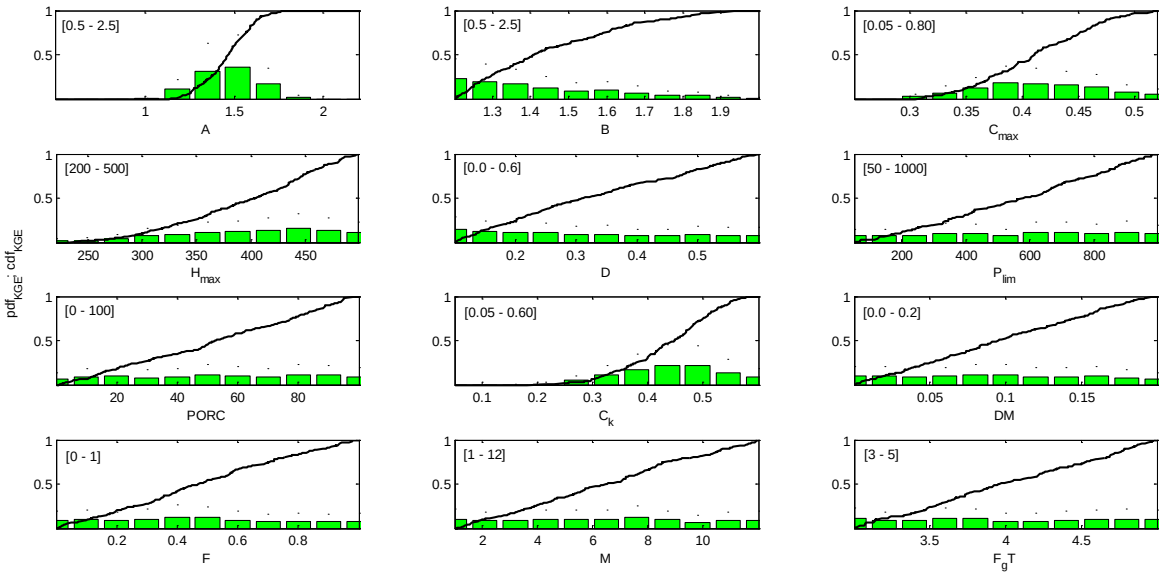

Figura 2: Análisis de identificabilidad y sensibilidad de los parámetros del modelo. La línea negra y el histograma en cada gráfico representan la cdf y pdf del 10% de las mejores simulaciones respectivamente. El rango indicado en la esquina superior izquierda, corresponde al rango inicial de análisis considerado para cada parámetro.

La Figura 2 muestra cinco parámetros que presentaron identificabilidad (según pdf), A, B, C_{max}, H_{max} y C_k, de los cuales (según cdf) A, C_{max} y C_k resultan ser más sensibles (mayor pendiente dentro de un determinado rango) a las salidas del modelo.

A partir del análisis anterior, se redujeron los rangos de variación de los 5 parámetros identificables del modelo. Es importante mencionar que se realizó un análisis complementario, donde se graficó el valor de cada parámetro versus el valor de la función objetivo, y a partir de ello se determinó que el parámetro que modifica los inputs (A) tiene un valor óptimo en 1.58. Esto permite fijar el valor de dicho parámetro y separar de análisis posteriores la influencia de la estructura y parámetros de calibración del modelo sobre la incertidumbre en las salidas.

Los parámetros antes mencionados, finalmente se limitaron a los siguientes rangos: i) B [1.2 – 1.7], ii) C_{max} [0.3 – 0.52], iii) H_{max} [220 – 500], iv) C_k [0.25 – 0.52]. El resto de los parámetros, al no presentar mayor sensibilidad, ni identificabilidad, se mantuvieron en el rango inicial de las simulaciones.

Luego, considerando los rangos de parámetros antes mencionados, y utilizando MCAT, se estimó la incertidumbre de las salidas asociada a los parámetros de calibración y estructura del modelo. Luego, a partir de dicha base, se estimó la influencia de las variables de entrada sobre la incerteza en las salidas.

3.2. Incerteza Asociada a las Variables de Entrada

Incorporando las variaciones sobre la precipitación según lo indicado en el punto 2.4 (Tabla 2), se estimaron nuevos rangos de incerteza. Para identificarlos y para observar las diferencias generadas producto de la modificación de las variables de entrada, las Figuras 3 a 7, muestran las bandas de incerteza asociadas a la estructura y parámetros de calibración del modelo (blanco), la incertidumbre asociada a variaciones positivas en las precipitaciones (azul), y la incertidumbre asociada a variaciones negativas en las precipitaciones (rojo). Además, para cuantificar dicho efecto, la Tabla 3 presenta un resumen donde se indica el ancho promedio de las bandas de incerteza (en m^3/s) para las diferentes variaciones en la precipitación, y la Tabla 4 presenta las variaciones porcentuales de dichos rangos.

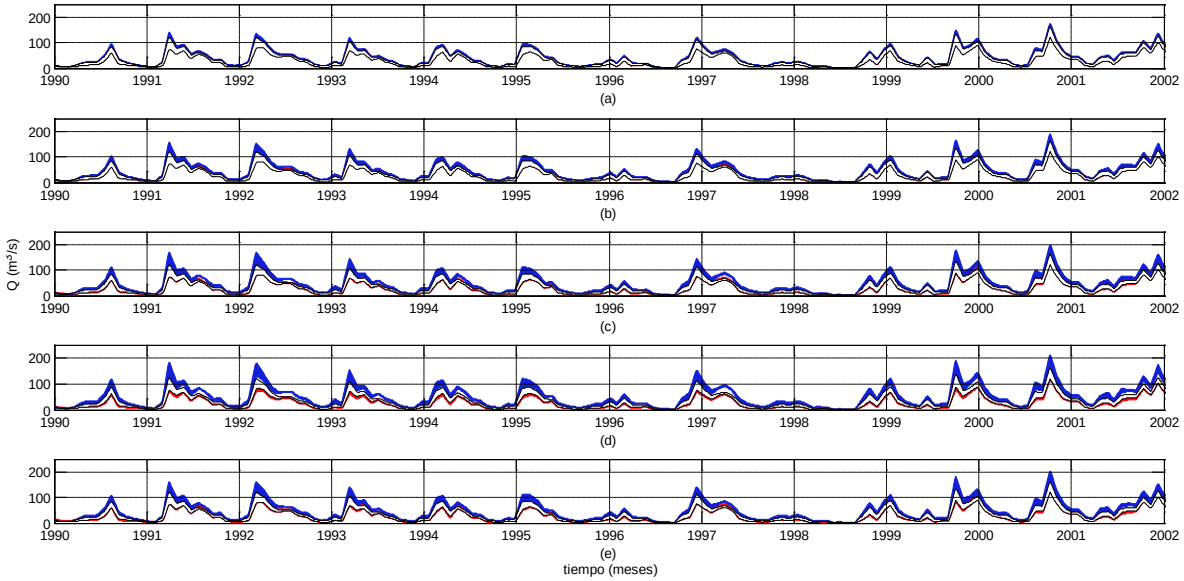

Figura 3: Bandas de incerteza para variaciones positivas (azul) y negativas (rojo) de 5, 10, 15, 20 y 25% (gráficos a, b, c, d y e respectivamente) en la precipitación durante todo el período simulado.

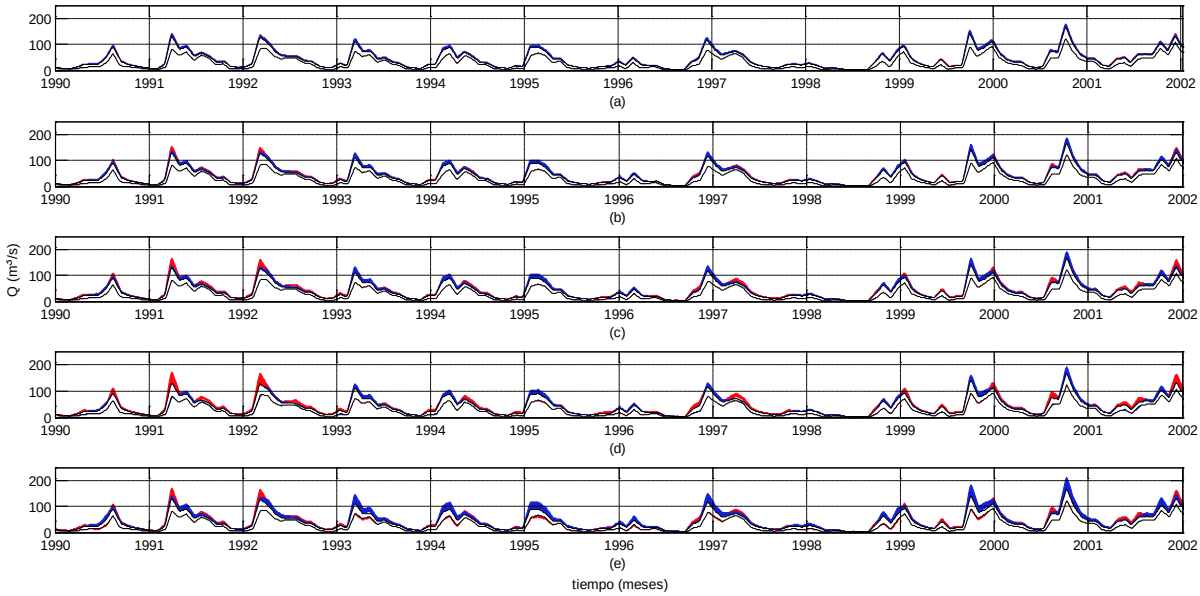

Figura 4: Bandas de incerteza para variaciones positivas (azul) y negativas (rojo) de 5, 10, 15, 20 y 25% (gráficos a, b, c, d y e respectivamente) en la precipitación durante los meses de invierno (Jun. – Ago.)

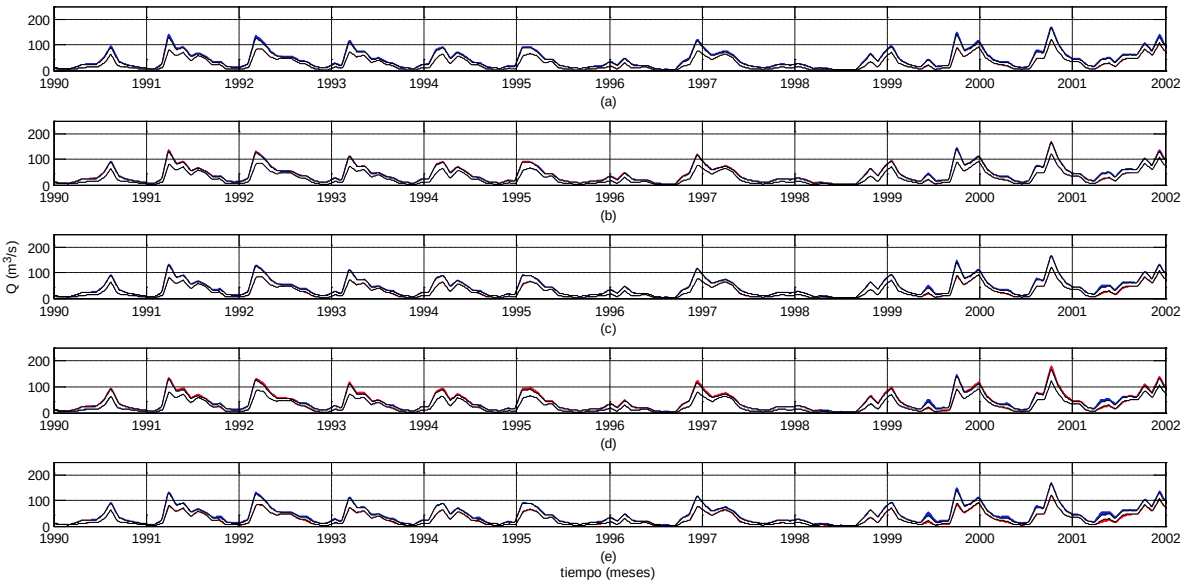

Figura 5: Bandas de incerteza para variaciones positivas (azul) y negativas (rojo) de 5, 10, 15, 20 y 25% (gráficos a, b, c, d y e respectivamente) en la precipitación durante los meses de verano (Dic.. – Feb.)

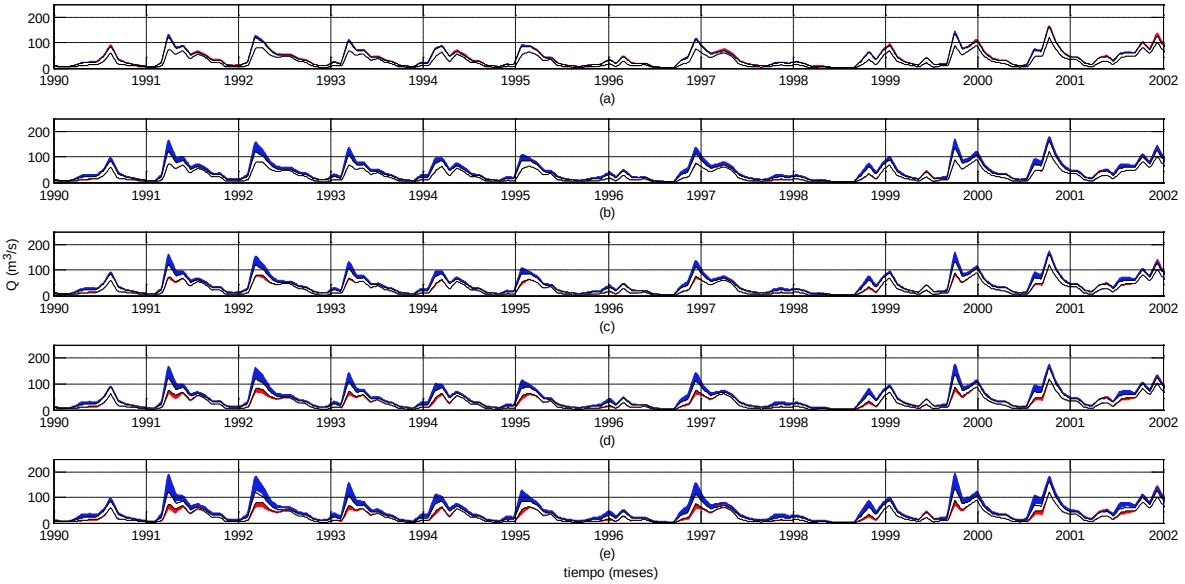

Figura 6: Bandas de incerteza para variaciones positivas (azul) y negativas (rojo) de 5, 10, 15, 20 y 25% (gráficos a, b, c, d y e respectivamente) en la precipitación durante los meses de llenado de la cuenca (Abr.. – Jun.)

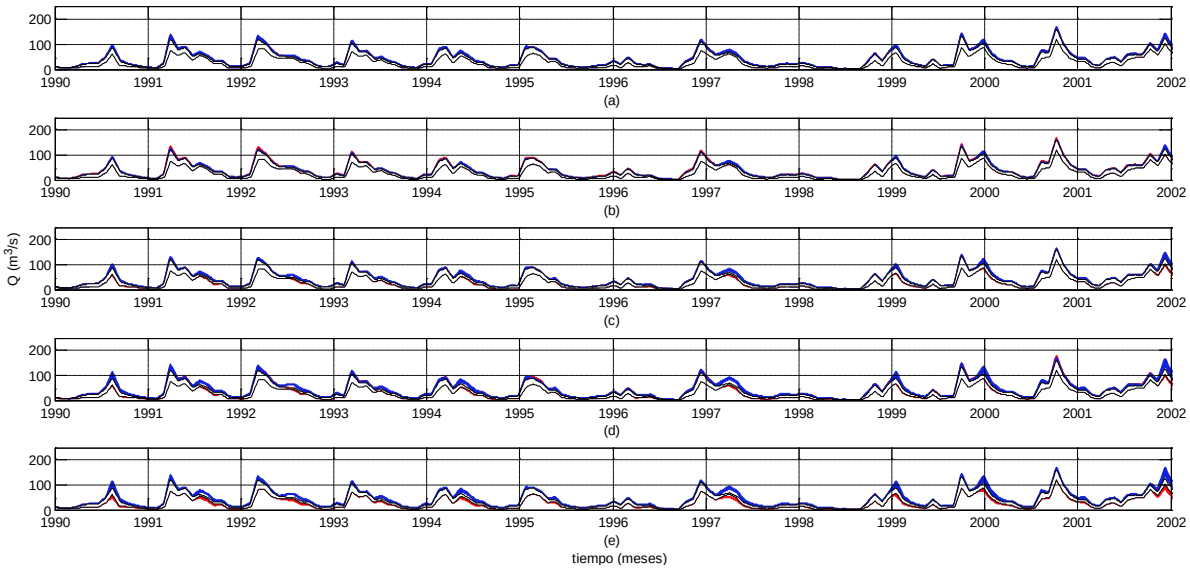

Figura 7: Bandas de incerteza para variaciones positivas (azul) y negativas (rojo) de 5, 10, 15, 20 y 25% (gráficos a, b, c, d y e respectivamente) en la precipitación durante los meses de vaciado de la cuenca (Sep.. – Nov.)

Tabla 3: Rango promedio (en m^3/s) de incerteza asociado a diferentes variaciones (positivas/negativas) en las precipitaciones. El rango indicado para una variación de 0% corresponde al rango de incerteza asociado a la estructura y parámetros de calibración del modelo.

Período	0%	5%	10%	15%	20%	25%
Todo el año (Ene. – Dic.)	13	14/14	15/14	15/15	16/14	15/16
Invierno (Jun. – Ago.)	13	13/14	14/14	14/15	14/15	15/16
Verano (Dic – Feb.)	13	14/14	15/14	14/14	14/14	14/14
Llenado (Abr. – Jun.)	13	13/13	14/14	14/13	14/13	15/13
Vaciado (Sep. – Nov.)	13	14/14	14/14	15/14	15/18	15/13

Tabla 4: Variación porcentual del rango de incertidumbre producida por variaciones positivas/negativas en las precipitaciones.

Período	0%	5%	10%	15%	20%	25%
Todo el año (Ene. – Dic.)	0	8/8	15/8	15/15	23/8	15/23
Invierno (Jun. – Ago.)	0	0/8	8/8	8/15	8/15	15/23
Verano (Dic – Feb.)	0	8/8	15/8	8/8	8/8	8/8
Llenado (Abr. – Jun.)	0	0/0	8/8	8/0	8/0	15/0
Vaciado (Sep. – Nov.)	0	8/8	8/8	15/8	15/18	15/0

La Figura 3 muestra que las salidas del modelo son sensibles a los cambios en los montos de precipitación, donde el rango de incertidumbre aumenta en promedio 15% para variaciones positivas y 14% para variaciones negativas de las precipitaciones (ver Tabla 4). Luego al comparar dichos resultados con la Figura 3, se puede observar que sobre-estimaciones de los montos de precipitación resultan en un aumento de la incertidumbre

hacia caudales mayores, mientras que sub-estimaciones de dichos montos resulta en un aumento de la incertidumbre en las salidas hacia caudales mayores y menores.

La Figura 4 muestra que errores en la predicción de los montos de precipitación durante el período de invierno, genera un efecto sobre los caudales de la curva de recesión, aumentando el rango de incertidumbre en las salidas del modelo en el período primavera-verano, e incluso otoño (ver Figura 4 en los períodos previos a los caudales máximos), y aumentando los montos de los caudales estimados por el modelo.

La Figura 5 muestra que errores en la estimación de las precipitaciones en verano no afectan significativamente la incertidumbre de las salidas del modelo, probablemente porque los caudales previos y posteriores al período analizado dependen principalmente del flujo base y del almacenamiento de agua en la cuenca ocurrida durante el invierno, y no así, de la escorrentía que se pueda producir en verano.

La Figura 6 muestra que sobre-estimaciones en la predicción de las precipitaciones en los meses de llenado de una cuenca, resulta en que los rangos de incertidumbre de las salidas del modelo se desplazan hacia caudales mayores, pero manteniendo relativamente constante el ancho de las bandas de incerteza (ver Tablas 3 y 4). En cambio, sub-estimaciones de la precipitación en dicho período, no provoca mayores diferencias.

La Figura 7 muestra que sobre-estimaciones de las precipitaciones en el período de recesión de una cuenca producen un aumento en el rango de incertidumbre del modelo, aumentando principalmente hacia caudales mayores, y manteniendo el límite inferior constante.

Las Figuras 3 a la 7 muestran que errores en la estimación de las precipitaciones en un período determinado, probablemente afecta la incertidumbre del modelo en períodos posteriores. Además, errores en la estimación de las precipitaciones en períodos de lluvia, y en especial en el período de llenado de la cuenca, generan una mayor incertidumbre en las salidas del modelo. Esto resulta razonable debido a que las mayores entradas de agua en la cuenca se generan en invierno, período en el cual además de generar escorrentía, se produce un almacenamiento el cual influye sobre los caudales de la curva de recesión. Resultados que además se condicen con el régimen nivo-pluvial de la cuenca, donde los caudales generados son directamente dependientes de los inputs de precipitación.

La Figura 7 que analiza la influencia de las precipitaciones en el período de vaciado de la cuenca presenta resultados simulares al caso de incertidumbre en la estimación de las precipitaciones en meses de verano (Figura 5), apoyando la idea antes mencionada de la existencia de una dependencia importante del modelo y de las salidas de este con las entradas de agua hacia la cuenca durante los períodos de lluvia.

Las Tablas 3 y 4 muestran que la estructura y parámetros del modelo generan un rango de incerteza sobre las salidas de 13 (m^3/s) en promedio. Luego al estimar cómo se ve afectada esta incerteza del modelo producto de una incertidumbre en la precipitación durante diferentes períodos, se tiene que las salidas resultan ser más sensibles a los periodos de lluvia, lo que se observa en mayores rangos de incertidumbre, y variaciones porcentuales mayores. Una influencia menor se observa para los períodos de estiaje (vaciado o verano),

donde las salidas del modelo presentan menor sensibilidad a errores o incertidumbres en la estimación de los montos de precipitación. Por otra parte, en el período de llenado de la cuenca se observa que el rango de incertidumbre no aumenta significativamente (8% en promedio), pero sí que este se desplaza hacia caudales mayores cuando se sobreestiman las precipitaciones.

4. CONCLUSIONES

El modelo tiene mayor sensibilidad a los períodos de lluvia, y por lo tanto, una mayor incertidumbre en la estimación de las precipitaciones durante los períodos de lluvia genera una influencia directa sobre la incertidumbre en las salidas del modelo en general, aumentando el rango de incertidumbre de las salidas del modelo.

En períodos de estiaje, donde los montos de precipitación son relativamente pequeños el modelo resulta poco sensible a incertidumbres en las precipitaciones, sin producirse mayores efectos en las bandas de incerteza de las salidas del modelo. Por otra parte, incertidumbres en las precipitaciones en períodos de llenado y vaciado, producen una alteración sobre las bandas de incerteza en los períodos posteriores, aumentando el rango de incertidumbre promedio de las salidas del modelo.

Actualmente, existe una tendencia a estimar junto con los caudales producidos por un modelo hidrológico, las bandas de incerteza asociadas a dichos caudales. En el presente trabajo se ha observado que la incerteza asociada a la principal entrada de agua en una cuenca Andina (la precipitación) puede generar un aumento significativo de los rangos o bandas de incerteza de las salidas. Por lo tanto en el caso de utilizar fuentes alternativas de información para alimentar un modelo hidrológico (por ejemplo datos grillados o interpolados a escala global), es necesario conocer y reducir la desviación de dichos datos en períodos de lluvia (con respecto a los valores reales), de modo de reducir la incertidumbre asociada a las predicciones y/o de conocer la calidad de las predicciones presentadas. Además, en caso de querer utilizar un modelo hidrológico con fines predictivos, una incertidumbre alta en períodos de poca precipitación (verano por ejemplo) no influye en gran medida en la incertidumbre en las salidas, en cambio, en caso de predecir caudales en períodos de lluvia, o en períodos de vaciado de la cuenca, resulta recomendable evaluar la incerteza asociada a la predictibilidad pluviométrica antes de predecir caudales, a fin de estimar la influencia generada sobre la incertidumbre asociada a los caudales.

REFERENCIAS

Beven, K., y Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes, 6, 279-298.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather, Advances in Geosciences, 22, 3–11.

Grimm, A. M., Barros, V. R., y Doyle, M. E. (2000). Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events, Journal of Climate, 13, 35-58.

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

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

Muñoz E. (2010). Desarrollo de un modelo hidrológico como herramienta de apoyo para la gestión del agua. Aplicación a la cuenca del río Laja, Chile. Tesis Master, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, España.

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

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

Olsson, J., y Lindström, J. (2008). Evaluation and calibration of operational hydrological ensemble forecasts in Sweden, Journal of Hydrology., 350, 14-24.

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

Vicuña, S., Garreaud, R. D., y McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile, Climatic Change, 105:469–488.

Vörösmarty C., Fekete F., Meybeck M., Lammers R. (2000). Global System of Rivers: It's Role in Organizing Continental Land Mass and Defining Land-to-Ocean Linkages, Global Biogeochemical Cycles, 14(2), pp. 599–621.

Wagener, T., Lees, M., y Wheater, H. (2001). A toolkit for the development and application of parsimonious hydrological models. In Singh, Frevert, and Meyer, editors, Mathematical models of small watershed hydrology, volume 2. Water Resources Publications, LLC, USA.

Willmott, C., y Matsuura, K. (2008). 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.