

**Universidad Nacional de Córdoba**  
**Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales**

**RELACIÓN ENTRE LA DISPONIBILIDAD DE AGUA  
SUPERFICIAL Y EL PATRÓN DE PRECIPITACIONES DE  
LA CUENCA DEL RÍO SAN ANTONIO, CÓRDOBA**

**2017**

**AUTOR: NICOLÁS, CAVALLERA**



# ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1 – Introducción	
1.1 Motivación	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Actividades	2
Capítulo 2 – Materiales y métodos	
2.1 Área de estudio	3
2.2 Obtención y sistematización de la información	4
2.3 Implementación de JAMS-J2K (Jena Adaptable Modelling System)	5
2.4 Criterios de eficiencia	9
2.5 Parametrización del modelo hidrológico	10
2.6 Confección de escenario sintéticos	12
Capítulo 3 – Resultados	
3.1 Parametrización del modelo hidrológico JAMS	13
3.2 Simulación de escenarios y análisis estadístico	15
3.2.1 Escenario de control	15
3.2.2 Escenarios anuales	17
3.2.3 Escenarios de incidencia	18
Capítulo 4 – Conclusiones	
4.1 Modelación Hidrológica con JAMS-J2K	21
4.2 Relación entre la disponibilidad de agua superficial y el patrón de precipitaciones de la cuenca del río San Antonio, Córdoba	21
4.3 Recomendaciones	21
REFERENCIAS	22
ANEXOS	23

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Caudales medios mensuales históricos (1992 a 2011, 19 Años)	17
<b>Tabla 2.</b> Impacto de cambios anuales de la precipitación en los caudales de cuenca, respuesta promedio de los 19 años anualizados.	17

## ÍNDICE DE IMAGENES

<b>Imagen 1:</b> Ubicación - Anuario Pluviométrico 2005/06 - 2009/10	4
<b>Imagen 2:</b> Área de Estudio y distribución de las estaciones de la Red Telemétrica del CIRSA-INA usadas en el modelo	4
<b>Imagen 3:</b> Datos de caudales aforados en estaciones INA-CIRSA	6
<b>Imagen 4:</b> Estructura y anidamiento de los distintos contextos del modelo	8
<b>Imagen 5:</b> Ejemplo de calibración 01/05/1996 al 31/10/1996	11
<b>Imagen 6:</b> Bucle de armado de escenarios anuales del año “i” e “i+1”.	12
<b>Imagen 7:</b> Bucle de armado de escenarios de incidencia del año “i” e “i+1”	13
<b>Imagen 8</b> Configuración del modelo	14
<b>Imagen 9:</b> Caudales diarios simulados (Rojo) y medidos en el aforo de la estación 600 (Azul) 1996 a 1997	14
<b>Imagen 10:</b> Escenario DE CONTROL 01/09/1992 a 1/11/2011	16
<b>Imagen 11:</b> Variación (rojo, en porcentaje) entre el caudal de control (negro) y el caudal producto de una reducción del 10% de las precipitaciones para el año hidrológico 1997-1998. El área sombreada marca el periodo del año hidrológico 1998-1999 que es afectado	18
<b>Imagen 12:</b> Caudal de control (negro) variación del caudal producto de una reducción del 10% y un 30% de las lluvias (rojo, azul) para el año hidrológico 1997-1998	19
<b>Imagen 13:</b> Caudal de control (negro) variación del caudal producto de una reducción del 10% y un 30% de las lluvias (rojo, azul) para el año hidrológico 1998-1999 posterior al año de la modificación	20

## **PROLOGO**

El presente informe, es el detalle y resultado de todas las actividades realizadas durante la Práctica Profesional Supervisada. Dicha práctica tiene como objetivo que, siendo todavía alumno, uno entre en contacto con la realidad del ejercicio de la profesión que se vive día a día en nuestra sociedad, y que muchas veces es diferente a lo que uno como estudiante espera.

Este entrar en contacto con la Profesión, implica dejar de realizar un mero trabajo práctico en el ámbito académico para comenzar a resolver un ejercicio práctico en la realidad, con las dudas e inseguridades propias de alguien que inicia algo nuevo, ya que muchas veces no habrá lugar a errores, o segundas oportunidades; pero también con las expectativas de quien emprende un nuevo camino. Es por ello por lo que la práctica implica una transición hacia ese nuevo ámbito de la mejor manera posible y siempre acompañado por quien nos puede guiar a ejercer con éxito y responsabilidad esta noble profesión.

En el caso de la práctica que se presenta a continuación, la misma fue llevada a cabo en el ámbito de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, más específicamente en el Centro de Estudios y Tecnología del Agua (CETA), allí se estuvo bajo la tutoría del Doctor Ingeniero Carlos Marcelo García y del Ingeniero Javier Álvarez, quienes abrieron las puertas de dicho Centro y brindaron su apoyo para el desarrollo no solo en la práctica en el ámbito de la profesión sí no también en lo personal, fomentando las buenas prácticas y el trabajo en equipo.

Así mismo, en la práctica se pudieron reafirmar algunos de los tantos conceptos teóricos vistos en las sucesivas materias que se cursaron, como también aplicarlos en situaciones reales que muchas veces nos hicieron recurrir al Ingenio, cualidad por excelencia que todo Ingeniero debe tener.

# **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

## **1.1 MOTIVACIÓN DEL TRABAJO**

En las Sierras Grandes de la Provincia de Córdoba nacen los ríos que proveen de agua al 80% de la provincia y a más de 3 millones de personas. En la actualidad, la cantidad de agua disponible para consumo humano se ve reducida por causas naturales y antrópicas, destacándose los efectos de cambios en el uso del suelo, los ciclos de sequía - humedad, el incremento de la población y la expansión urbana, combinados con una inadecuada gestión del recurso hídrico. Estos impactos son mayores en las localidades cuyo suministro de agua depende exclusivamente de la escorrentía superficial, como la mayoría de las localidades serranas de Córdoba, y por ende se ven aumentados los problemas económicos y conflictos sociales. Para poder mejorar el sistema de gestión y asistir a la toma de decisiones, es necesario saber cómo responden las cuencas de aporte ante distintos escenarios hidrometeorológicos. La estimación del flujo de base para los periodos de estiaje es crucial para inferir potenciales problemas de suministro, especialmente en sistemas como los descritos, dado que no poseen almacenamiento.

El río San Antonio es un afluente del lago San Roque, reservorio donde se capturan los excesos hídricos. Pero parte de su caudal es captado aguas arriba de la desembocadura y abastece a más del 60% de la población del valle de Punilla, principal destino turístico de la provincia de Córdoba. Sequías recurrentes junto con los índices más elevados de expansión urbana, han llevado al borde de la crisis al sistema de distribución de agua. Sin embargo, muy poco se sabe sobre cómo reacciona esta cuenca a distintos periodos de sequía/excesos y cómo estos afectan el crítico periodo de estiaje y los años sucesivos.

## **1.2 OBJETIVOS**

El objetivo de este trabajo es determinar los efectos que distintos escenarios de sequía/excesos tienen sobre la disponibilidad de agua en el periodo más desfavorable del año hidrológico (estiaje). Se busca, además, aumentar la información disponible y explorar herramientas y métodos que puedan contribuir a mejorar la gestión.

### **Objetivos Específicos**

- Aplicar y profundizar los conceptos adquiridos durante el desarrollo de la carrera de Ingeniería Civil en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.
- Aprender a utilizar softwares de modelación hidrológica.
- Realizar un análisis y recopilación de antecedentes e información meteorológica, geomorfológica e hidrológica de la cuenca.
- Ampliar a través de este trabajo la información existente en estudios anteriores.
- Calibrar una herramienta que pudiera ser utilizada como apoyo a la hora de tomar decisiones que afectan al bien común.
- Analizar la relación entre la disponibilidad de agua superficial y el patrón de precipitaciones de la cuenca del río San Antonio, Córdoba.

### **1.3 ACTIVIDADES**

A continuación, se detallan las actividades que se llevarán a cabo para el cumplimiento de los objetivos planteados

1. Recopilación de antecedentes, información hidrológica e hidrometeorológica de la cuenca y del evento a analizar.
2. Caracterización de la cuenca (Área, longitud de cauces, pendientes, etc.).
3. Generación de escenarios sintéticos de precipitación.
4. Calibración del modelo hidrológico en base a la información recopilada.
5. Determinaciones de los caudales escurridos superficialmente en los distintos escenarios de interés.
6. Evaluación de los escurrimientos superficiales de la cuenca durante los eventos analizados.
7. Elaboración de sugerencias y recomendaciones para eventos futuros similares en base a los resultados de la actividad 6.
8. Escritura de la práctica profesional supervisada y difusión de los resultados.

## **CAPÍTULO 2: MATERIALES Y METODOS**

### **2.1 Área de estudio**

La cuenca del Río San Antonio se ubica en la Provincia de Córdoba, Argentina, entre los 64° 29' 21" y 64° 51' 17" de longitud Oeste y los 31° 23' 23" y 31° 36' 18" de latitud Sur, conformando un área de 500 km<sup>2</sup> sobre el faldeo oriental de las Sierras Grandes. Su principal colector, el río San Antonio, está formado por los ríos Icho Cruz, Malambo y El Cajón (IMAGEN 1).

El San Antonio es uno de los tributarios del Lago San Roque junto con el Río Cosquín y los Arroyos Las Mojarras y Los Chorrillos. Forma parte del Sistema del Río Suquía que nace a la salida del Embalse San Roque y desagua en el Mar de Ansenúza (Laguna de Mar Chiquita) al NE de la provincia.

Constituyen sus límites naturales las Sierras Grandes al oeste, al S, por la cresta de La Sierrita o Cordón de Santiago que la separa de la cuenca del Río Anisacate, elevaciones entre los cordones montañosos principales al norte y las Sierras Chicas al este.

Una estación de aforo construida en Barrio El Canal (estación 600) en la zona sur de la ciudad de Villa Carlos Paz constituye su cierre artificial, de allí el río se interna en la ciudad hasta llegar al Lago San Roque.

La Cuenca alcanza su mayor altura en el Cerro Los Gigantes de 2350 m s.n.m. en la zona NO y la salida tiene una altitud de 675 m s.n.m. Este desnivel de 1675 m se alcanza en apenas 29,7 Km. Desde el punto extremo oeste de la cuenca hasta la salida, la distancia es de 33,8 Km. Ambas distancias consideradas en forma lineal.

Las pendientes, elevadas se distribuyen: en 215 km<sup>2</sup> pendientes entre el 10 y el 25%, en 197 km<sup>2</sup> son menores al 10% y en los 88 km<sup>2</sup> restantes superan el 25%.

En la región predomina el clima templado serrano Los cordones montañosos actúan como barreras que detienen el paso de los vientos provenientes del Este y el Oeste. Y solo dejan pasar los vientos cálidos del Norte y los frescos del sur, que recorren el valle de Punilla en esas direcciones. La mayor precipitación se produce en la ladera oriental de las Sierras Grandes y se concentran en la época de verano.

Según un estudio hecho por Wolcken en Córdoba en 1954, el más frecuente de los procesos lluviosos lo constituye los empujes de aire polar o subpolar que, entrando por la Patagonia, se desplazan en general hacia el NE. Queda sobreentendido que no son estas masas de aire las portadoras del agua precipitable, sino las del norte, que levantadas por las primeras se enfría, condensan su humedad y precipitan. Este es un típico proceso frontal resultante del levantamiento de una masa de aire cálido, a un lado de la interface, sobre aire más denso y frío.

El ecosistema serrano funciona como cuenca adaptadora (conservadora de la humedad de las masas de aire) y reguladora del sistema hidrográfico de la provincia.



El estado de conservación y el manejo que de él se haga tiene una gran importancia porque influenciará la calidad y permanencia de la red hidrográfica.

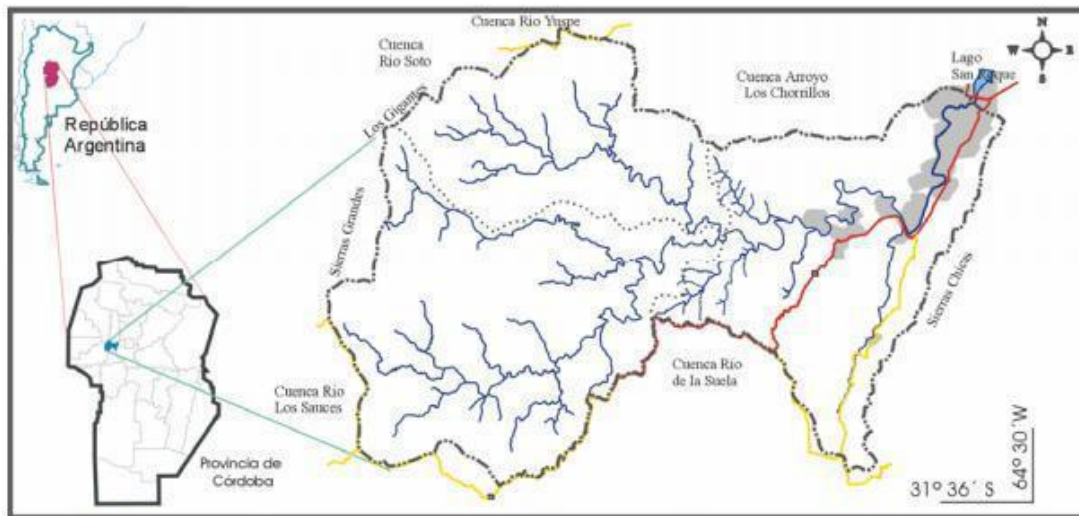


IMAGEN 1 Ubicación - Anuario Pluviométrico 2005/06 - 2009/10

## **2.2 Obtención y sistematización de la información**

La información meteorológica disponible para el área de estudio proviene de la red telemétrica del CIRSA-INA, que cuenta en la actualidad con estaciones meteorológicas distribuidas en la cuenca (IMAGEN 2). Las estaciones contienen distintos sensores que proveen datos sobre precipitación, temperatura y niveles del río. Los datos meteorológicos e hidrológicos provistos por la red telemétrica y del aforo de salida de la cuenca se sistematizaron en un sistema de información RBIS (García *et al.*, 2012) que permite la exportación de datos directamente en el formato necesario para el modelo hidrológico (Kralish *et al.*, 2009).

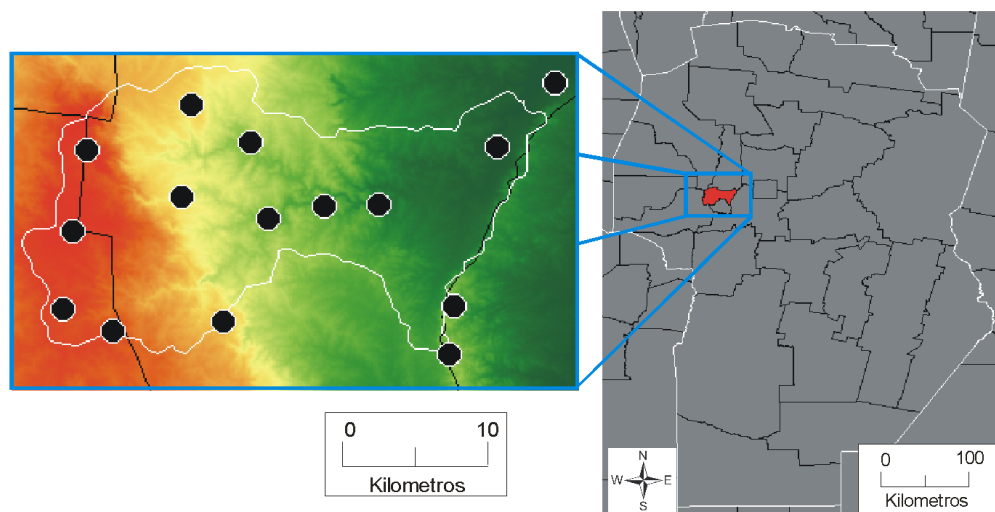


Imagen 2: Área de Estudio y distribución de las estaciones de la Red Telemétrica del CIRSA-INA usadas en el modelo

Para poder hacer un estudio completo y arribar a conclusiones mas precisas, se realizará el análisis entre los años 1992 al 2011, para ello, en función de las necesidades del modelo, se requieren datos de:

1. Caudal
2. Temperatura
3. Precipitación
4. Caracterización de cubierta vegetal

Los datos disponibles de caudales no son continuos y en muchos casos no se consideraron confiables, solamente pudiendo confeccionar una serie desde 1995 a 1997, la cual se utilizó como base para comparar y parametrizar el modelo.

En cambio, en lo referido a datos de precipitación y temperatura, si se contaba con series lo suficientemente completas y continuas entre los años definidos para realizar el estudio.

A continuación, se presenta en la IMAGEN 3 los datos disponibles de caudal aforados en las estaciones del INA-CIRSA. Cabe señalar que a fin de que sean identificables los valores no disponibles se identificarán como “-9999”.

Para caracterizar la cobertura vegetal se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT TM, con una resolución espacial de 30 m x 30 m. Para estimar pendientes y características geomorfológicas se utilizó el modelo de elevación digital del terreno del SRTM de libre acceso y de 90 m x 90 m de resolución espacial. La caracterización edáfica se obtuvo a partir del Atlas de suelos del INTA 1:500.000.

Combinando la geomorfología con los mapas de suelos y de vegetación se delimitaron Unidades de Respuesta Hidrológicas (HRU según su denominación en inglés; Flügel, 1995). En el modelo se asume que las HRU están compuestas por un área que tiene un comportamiento hidrológico homogéneo y se las utiliza como unidades de modelación. El tamaño de estas unidades puede ser desde 1 pixel hasta varios pixeles dependiendo de la metodología usada en su construcción. En este caso se utilizó la herramienta HRU Delineation Toolbox (Schwartz, 2008) y se delinearon **4271** unidades de un tamaño mínimo de 6 ha y un área promedio de 11.6 ha.

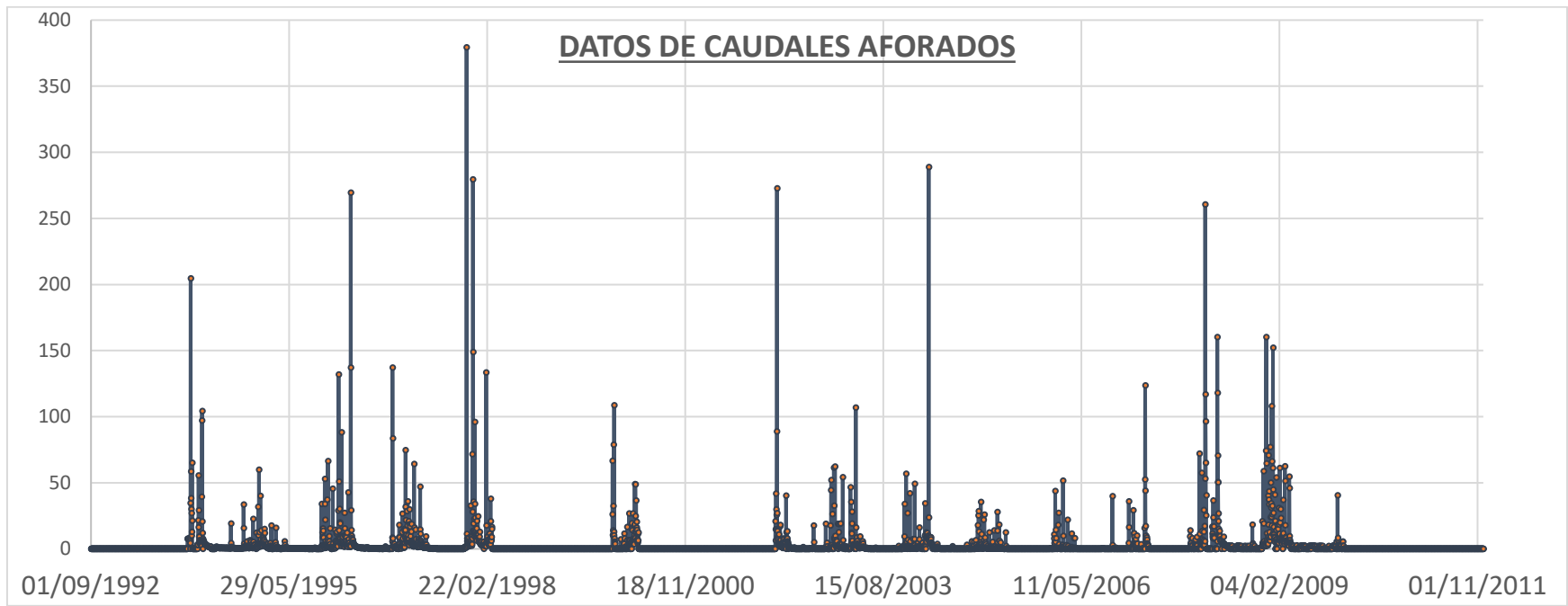


Imagen 3: Datos de caudales aforados en estaciones INA-CIRSA

### **2.3 Implementación de JAMS-J2K (Jena Adaptable Modelling System)**

El sistema de modelación JAMS-J2K fue desarrollado por el “Department of Geoinformatics, Hydrology and Modelling, School of Chemical and Earth Sciences, Friedrich-Schiller-University, Jena, Germany”. Este paquete contiene a J2K (JAMS, 2012), que es un modelo distribuido y continuo que permite modelar años hidrológicos completos a distintas escalas temporales.

Algunas de las ventajas que motivaron la elección son:

- 1) El sistema es gratuito y de código abierto, con lo cual su programación puede ser vista, modificada y ampliada;
- 2) El sistema no tiene un solo modelo definido per-se, en su lugar tiene contextos anidados y una variedad de módulos y rutinas pre-programadas para que el usuario adapte o cree ( programe) un modelo apropiado para su cuenca particular. Esto es de vital importancia teniendo en cuenta que una de las motivaciones de este trabajo es generar un instrumento que permita por ejemplo evaluar el impacto en la escorrentía que pudiera tener un incendio forestal en la cuenca, cambio en los parones de asentamiento, uso de suelo, etc.
- 3) Además de contar con un buen entorno de programación, el sistema tiene herramientas que facilitan la extracción y el análisis estadístico de los resultados simulados en los distintos módulos o los datos de entrada, y herramientas de agregación espacial y temporal que permiten exportar resultados y gráficos en formatos SIG para la construcción de mapas. Este sistema modular es óptimo, ya que provee un entorno computacional virtualmente ilimitado para el desarrollo y la aplicación de modelo ambientales.
- 4) Al ser un modelo distribuido, representa mejor el proceso hidrológico, comparándolo con un modelo agregado. Además, se desea evaluar períodos de sequía/excesos por lo que es necesario un modelo continuo, no siendo posible este análisis en un modelo por eventos.

La implementación del modelo requiere la preparación de un contexto sobre el cual realizar la modelación. Para esto se definen los parámetros de importancia hidrológica para los distintos suelos y tipos de vegetación, dicha tarea fue llevada a cabo de manera conjunta con el Dr. Biólogo César García como parte de su tesis doctoral.

Los parámetros relacionados a los tipos de suelo están vinculados a su capacidad de almacenamiento de agua en una matriz porosa de distintos tamaños: grandes poros que no pueden sostener agua en contra de la gravedad y poros pequeños que conservan el agua y la hacen accesible a las plantas. Para la vegetación, los parámetros se basan en la intersección de las precipitaciones y la evapotranspiración.

Dentro del contexto de modelación descrito anteriormente, que permanecen invariables durante toda la simulación, se ejecuta el contexto temporal. Dicho contexto es un ciclo, que en nuestro caso particular representa 1 día, constituyendo así un modelo continuo, diario. En la IMAGEN 3 puede observarse un esquema de la estructuración del modelo. El primer contexto, sobre el cual operan todos los demás es el Contexto del Modelo (CDM). Este contiene la caracterización de la cuenca de estudio, es decir la base de datos de HRU y sus bases asociadas donde se definen los parámetros de

importancia hidrológica del tipo de suelos, cobertura vegetal y cursos de agua. El CDM está constituido por propiedades de la cuenca que son invariables a lo largo de todo el intervalo temporal que se simule. Dentro del CDM se ejecuta el Contexto Temporal (CT), que para este estudio es un ciclo que se repite a intervalo diario, definiendo un espacio de modelación continua. En el CT, para cada día, se leen las variables de entrada (climáticas), se realiza la modelación hidrológica en el Contexto Espacial (CE) y se almacenan las variables de salida (hidrometeorológicas). El CE es donde operan los módulos y se realizan la modelación de los procesos hidrológicos.

Una descripción detallada de la aplicación de J2K a la cuenca del Río San Antonio puede encontrarse en los trabajos de García et al. (2011) y García (2013). Además, mayor detalle de la estructura, funcionamiento y ecuaciones que rigen a J2K pueden hallarse en la página web de la Universidad de Jena (la cual se incorpora como anexo I del presente trabajo).

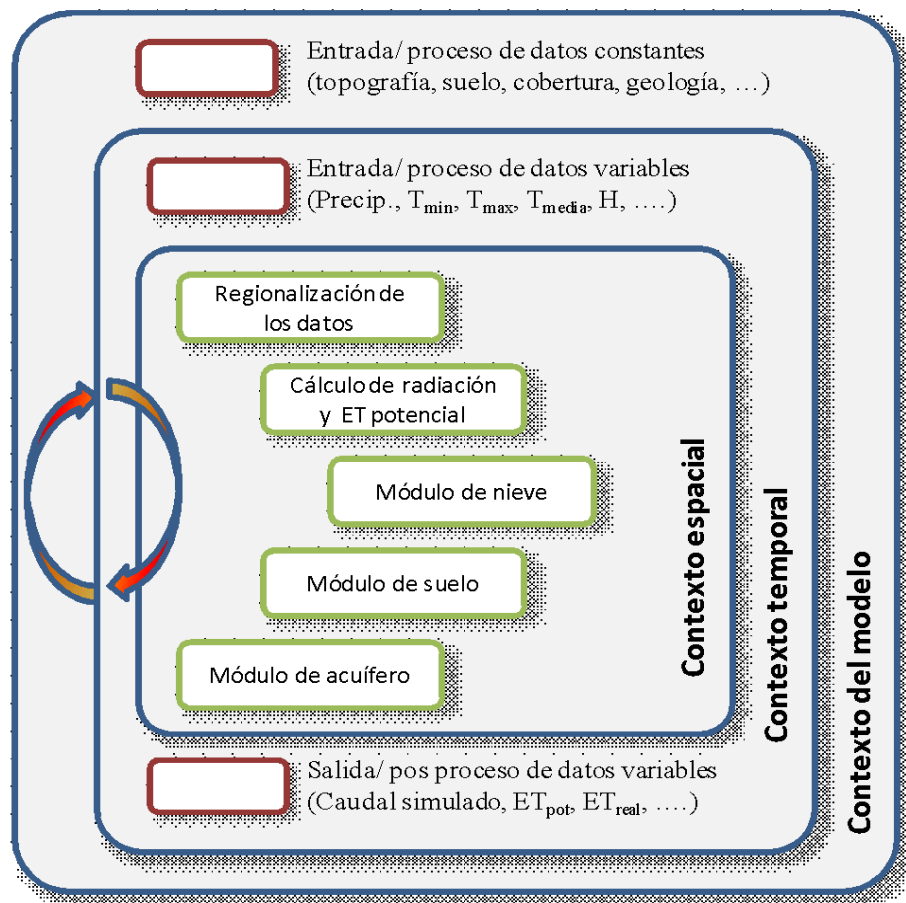


Imagen 4: Estructura y anidamiento de los distintos contextos del modelo

## **2.4 Criterios de Eficiencia utilizados en la Simulación hidrológica**

El modelo fue parametrizado y ajustado, como se mencionó anteriormente, con los caudales registrados durante los años 1995 al 1997. Una vez lograda la máxima eficiencia, se simuló el periodo 1992 – 2011, para las cuales dispone de escasas mediciones de caudal, obteniéndose la simulación de control, utilizada más adelante para comparar los efectos de los escenarios creados.

Los resultados obtenidos fueron sometidos a análisis estadísticos para la extracción de medidas de resumen, utilizando Infostat (Balzarini y Di Rienzo, 2004).

Se realizaron cálculos de la eficiencia del modelo analizando las diferencias entre caudales observados y simulados según distintos métodos descritos en Krause *et al.* (2005), los cuales se resumen a continuación.

Se utilizan los siguientes parámetros de comparación:

1. Nash-Sutcliffe
2. Log Nash Sutcliffe
3. PBIAS

### **Nash-Sutcliffe**

El coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe (1970) se utiliza para evaluar el poder predictivo de los modelos hidrológicos. La eficiencia “E” propuesta por N-S es definido como uno menos la suma de las diferencias cuadradas absolutas entre los valores pronosticados y observados normalizados por la varianza de los valores observados durante el período bajo investigación. Se calcula como muestra la ecuación 1.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad [\text{Ec. 1}]$$

Donde  $O_i$  es el valor observado,  $\bar{O}$  es la media de los caudales observados, y  $P_i$  es el caudal modelado. La normalización de la varianza de la serie de observación da como resultado valores relativamente más altos de E en cuencas con una dinámica más alta y valores más bajos de E en cuencas con dinámica inferior. Para obtener valores comparables de E en una cuenca con una dinámica más baja, la predicción debe ser mejor que en una cuenca con alta dinámica. El rango de E se encuentra entre 1.0 (ajuste perfecto) y  $-\infty$ . Una eficiencia inferior a cero indica que el valor medio de las series temporales observadas habría sido un reductor mejor que el modelo.

La mayor desventaja de la eficacia de Nash-Sutcliffe es el hecho de que las diferencias entre lo observado y los valores pronosticados se calculan como valores al cuadrado. Como resultado, los valores más grandes en una serie temporal se sobreestiman fuertemente, mientras que los valores más bajos se descuidan (Legates y McCabe, 1999).

### **Log Nash-Sutcliffe**

Teniendo en cuenta que el coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe es sensible a valores extremos y puede arrojar resultados subóptimos cuando el conjunto de datos contiene grandes valores atípicos, se utiliza el Log Nash Sutcliffe que reduce los extremos. Se calcula de la siguiente manera:

$$\log \text{NSE} = 100 \cdot \left( 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(Q_i^{\text{obs}}) - \log(Q_i^{\text{sim}}))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(Q_i^{\text{obs}}) - \log(Q^{\text{mean}}))^2} \right) \quad [\text{Ec. 2}]$$

### **PBIAS**

Se entiende como “bias” al sesgo entre el caudal simulado por el modelo y el medido. Para cuantificar esto en una serie temporal, se determina el porcentaje de la diferencia respecto a la observación y se suman en cada instante de tiempo, ver ecuación 3.

$$\text{PBIAS} = \left[ \frac{100 \cdot \sum_{i=1}^n (Q_i^{\text{sim}} - Q_i^{\text{obs}})}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{\text{obs}})} \right] \quad [\text{Ec. 3}]$$

### **2.5 Parametrización del modelo hidrológico**

Tomando como referencia los periodos de estiaje de los años desde mayo de 1995 a octubre de 1996, serie para la cual se cuenta con valores de caudal aforados se realizó el siguiente procedimiento año por año:

1. Se simularon cada año entre el mayo y octubre obteniendo el primer juego de resultados llamados “Observed\_Q” y “Simulated\_Q”, caudal observado y simulado respectivamente.
2. Se calculó la variación porcentual entre “Observed\_Q” y “Simulated\_Q”.
3. A partir del punto (2) se calculó el promedio de la diferencia para toda la serie de valores.
4. Con el resultado anterior se crea un nuevo archivo “rain”, multiplicando todos los valores de lluvia por “1 menos el promedio obtenido en el punto (3)”, salvo que el valor del dato fuera “-9999” en cuyo caso no se modifica.
5. Se itera desde el punto (1), repitiendo el procedimiento hasta lograr un buen ajuste.

### **2.6 Confección de escenarios sintéticos**

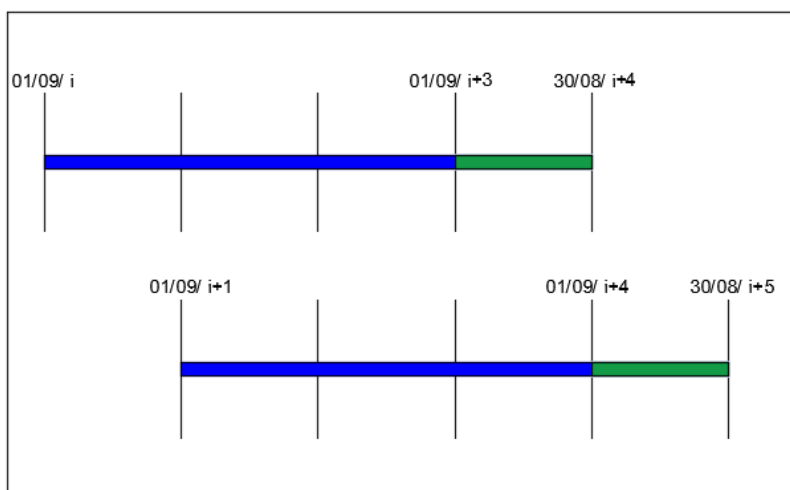
En función de la información disponible y las posibilidades otorgadas por el modelo, se generó un primer escenario que denominaremos DE CONTROL, el cual parte de las mediciones de precipitación y temperatura registradas entre 1992 y 2011 en las estaciones meteorológicas del INA-CIRSA. Este escenario de control será utilizado como referencia para la comparación con los distintos escenarios sintéticos de precipitación propuestos.

Se generaron dos tipos de escenarios sintéticos, basados en modificaciones de la lámina media de precipitaciones sin afectar el patrón temporal de las lluvias reales. Si bien, la metodología utilizada para sintetizar precipitaciones es similar, se plantean con dos objetivos diferentes.

a) Escenarios anuales:

Su objetivo es determinar los efectos de periodos de sequías/excesos sobre los caudales de un año hidrológico particular. Para ello, se agregaron los datos en grupos de cuatro años hidrológicos, los tres primeros se utilizaron para que el modelo hidrológico entre en régimen, y las modificaciones se realizaron en los datos del cuarto año. A partir del 1° de septiembre (inicio del año hidrológico) hasta el 30 de agosto del año siguiente, se escaló el valor de las lluvias a fin de que se vean disminuidas o aumentadas en un 10%, 20%, y 30% generando en total 6 escenarios por cada grupo de cuatro años. Se construyeron 19 grupos, lo cual produjo un total de 114 escenarios.

En la Imagen 5 puede verse el bucle utilizado para la confección de escenarios.



*Imagen 5: Bucle de armado de escenarios anuales del año "i" e "i+1".*

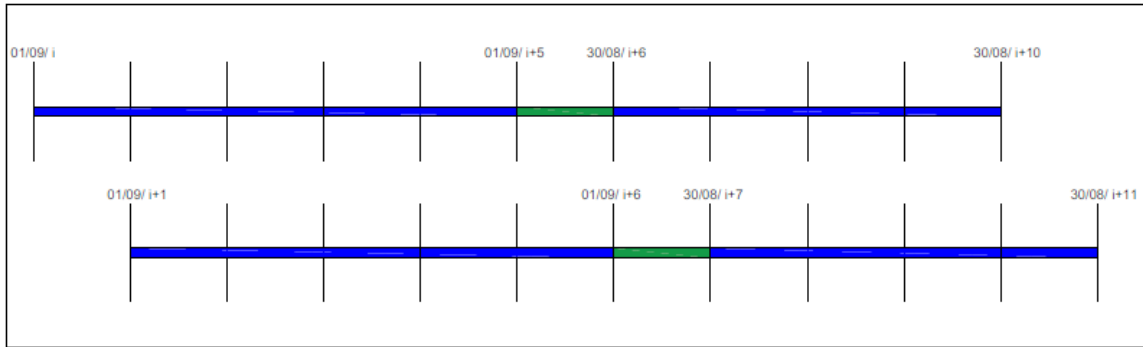
En la Imagen anterior se puede observar en azul los años en los que no se modifica la lámina y en verde el año sobre el cual se aplica el aumento y disminución previamente explicado.

b) Escenarios de incidencia:

Su objetivo es cuantificar el efecto que los periodos de sequías/excesos tienen sobre los siguientes años hidrológicos. Para ello, se construyeron grupos de diez años, los primeros cinco se utilizaron para que el modelo entre en régimen, luego se realizó una variación desde el 1° de Septiembre del quinto año hasta el 30 de agosto del año siguiente (año hidrológico afectado), dejando el resto de la serie con los valores originales. En este caso se escaló el valor de las lluvias a fin de que se vean disminuidas o aumentadas en un 10% y 30%, generando en total 4 escenarios por cada grupo de diez años. Se construyeron 10 grupos, lo cual produjo un total de 40 escenarios.

En la Imagen 6 puede verse el bucle utilizado para la confección de escenarios.





*Imagen 6: Bucle de armado de escenarios de incidencia del año "i" e "i+1"*

En la Imagen anterior se puede observar en azul los años en los que no se modifica la lámina y en verde el año sobre el cual se aplica el aumento y disminución previamente explicado.

## CAPÍTULO 3: RESULTADOS

### 3.1 Parametrización del modelo hidrológico JAMS

En la Imagen 7 se muestra, a modo de ejemplo, como se fue ajustando la parametrización siguiendo el procedimiento detallado en la sección 2.5:

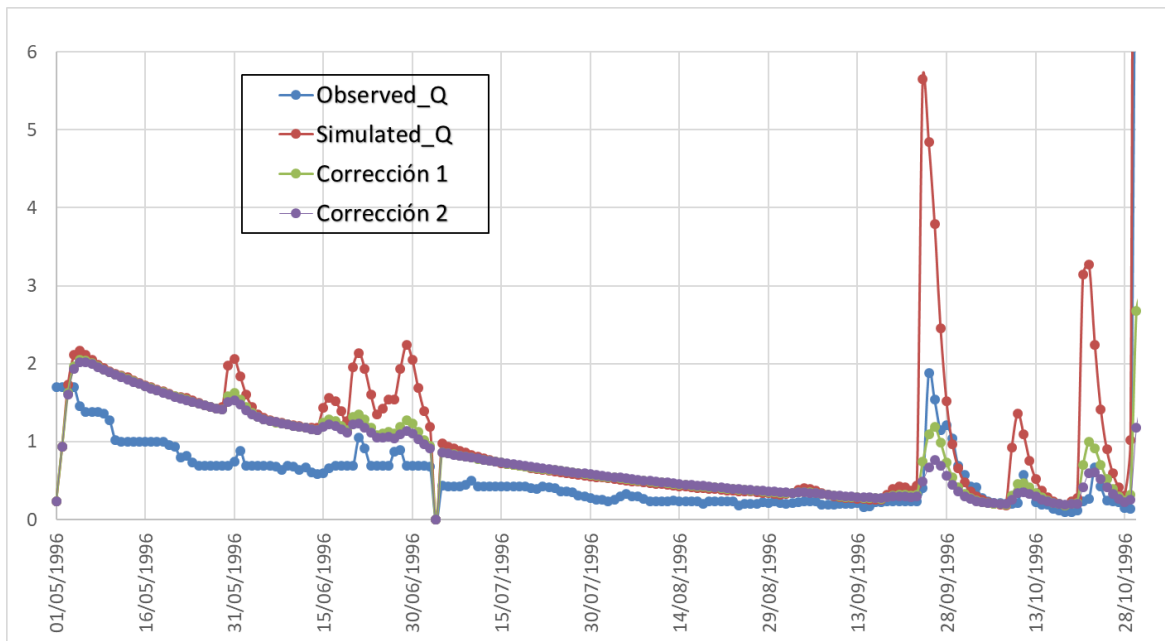


Imagen 7: Ejemplo de calibración 01/05/1996 al 31/10/1996

A partir de la metodología descrita en la sección 2.5 con los datos de la red INA-CIRSA, se determinó que la parametrización óptima en el proceso de calibración resulta la mostrada en la imagen 8, a continuación:

InitSoilWater.FCAdaptation:	<input type="text" value="0.35"/>	A) 0 – 20 (adaptation factor for maximum soil moisture storage) Acumulación de humedad en el suelo
SoilWater.latVertDist:	<input type="text" value="6"/>	B) 0 – 100 (distribution of runoff to lateral and vertical component)
SoilWater.linETRed:	<input type="text" value="0.8"/>	C) 0 – 1 (ET reduction coefficient) Distribución de la escorrentía
Snow.t_thres:	<input type="text" value="0"/>	D) -20 – 20 (temperature threshold for snow accumulation)
Snow.ddf:	<input type="text" value="6.32"/>	E) 0 – 100 (day degree factor) Umbral de temperatura debida a la ac. de nieve
SoilWater.petMult:	<input type="text" value="1.0"/>	F) 0 – 10 (et adaptation factor)
SoilWater.maxPercAdaptation:	<input type="text" value="2"/>	G) 0 – 100 (adaptation for maximum percolation rates)
ObsRunoff.column:	<input type="text" value="1"/>	H) 1 – 100 (column of obs runoff values) Velocidad de infiltración
DFn:	<input type="text" value="4"/>	I) 1 – 100 (number of storage in the Nash cascade for direct flow)
DFk:	<input type="text" value="1"/>	J) 1 – 1000 (recession coefficient for direct flow)
BFn:	<input type="text" value="2"/>	K) 1 – 100 (number of storage in the Nash cascade for base flow)
BFk:	<input type="text" value="35"/>	L) 1 – 1000 (recession coefficient for direct flow)

Imagen 8: Configuración del modelo

El modelo con los parámetros anteriores obtuvo los siguientes valores de eficiencia: Nash-Sutcliffe = 0,91, Log Nash-Sutcliffe = 0,85 y PBIAS = -1,3. Presentando así un muy buen ajuste entre el caudal simulado y el observado. Por otro lado, del punto de vista físico, se observa que la respuesta que generan estos parámetros tiene sentido por ser una región semi-árida, con suelo muy rocoso y poca infiltración (2/100) y poco almacenamiento (0.35/10), generando escurrimientos rápidos.

Se presenta en la Imagen 9 un detalle la modelación realizada con la parametrización anterior en el año hidrológico 1997:

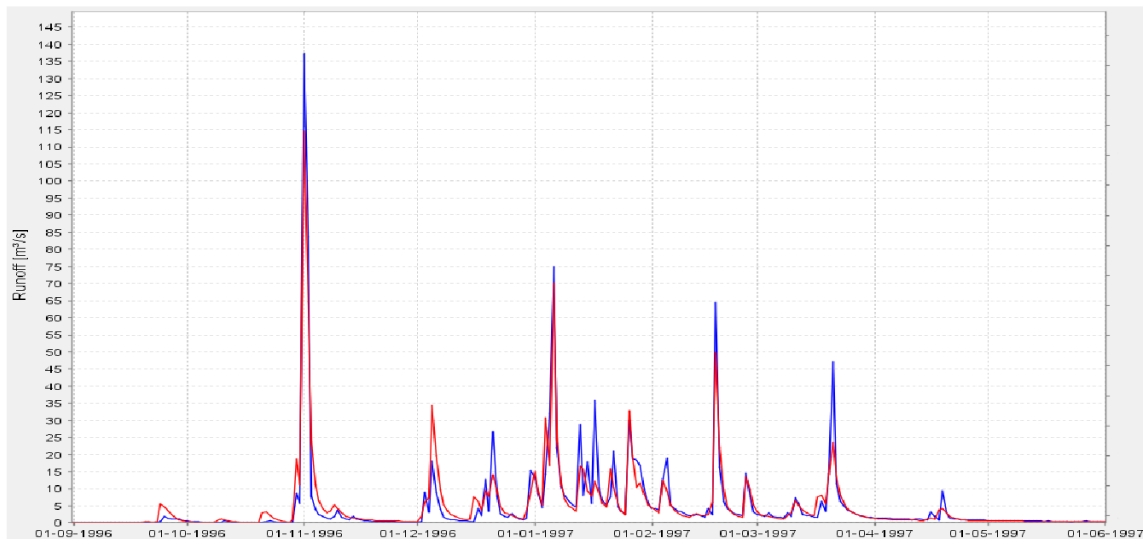


Imagen 9: Caudales diarios simulados (Rojo) y medidos en el aforo de la estación 600 (Azul) 1996 a 1997

Salvo en los picos de crecidas, se observa que la curva simulada representa satisfactoriamente los caudales observados. Es así que, se considera que este modelo resulta de especial interés para calcular los caudales en estiaje.

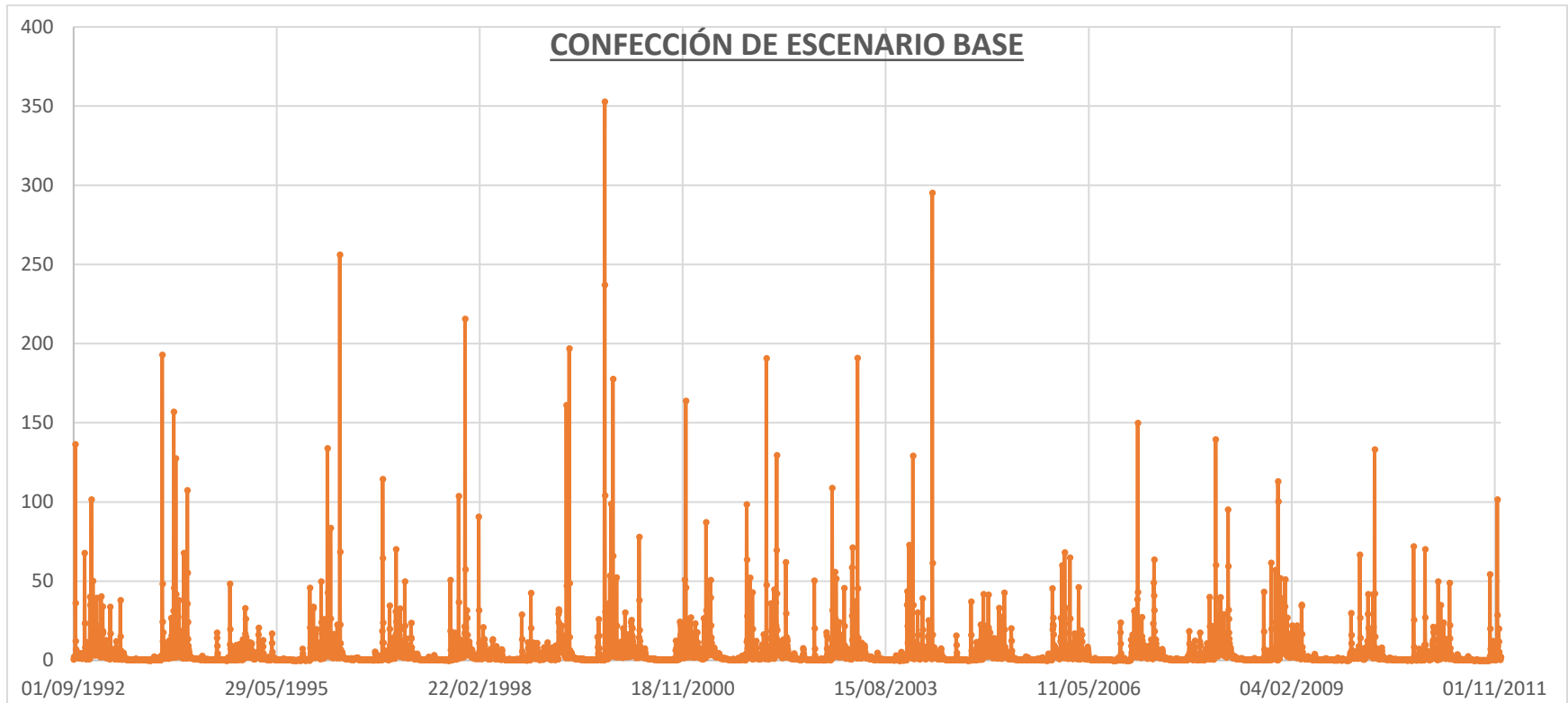
### **3.2 Simulación de escenarios y análisis estadístico**

En la presente sección se detallarán los resultados obtenidos en la modelación de los distintos escenarios propuestos

#### **3.2.1 Escenario de control**

Partiendo de la parametrización antes realizada, y de las precipitaciones y temperaturas brindados por el INA-CIRSA, se simulan los caudales con el modelo hidrológico JAMS-J2K, como se explicó en el punto **2.6** los años hidrológicos correspondientes a al período desde 1992 al 2011.

En la Imagen 10 se muestra el escenario de control que resulta de la aplicación del modelo, con la parametrización obtenida, corriéndolo con los datos de precipitación y temperatura relevados en las estaciones 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 900, 1010, 1100, 1200 y 1800 del INA-CIRSA



*Imagen 10: Escenario DE CONTROL 01/09/1992 a 1/11/2011*

Al tener series aforadas tan fragmentadas, no fue posible realizar un análisis estadístico de los caudales medios mensuales históricos, lo cual fue realizado a partir de los resultados obtenidos en el escenario de CONTROL. Los caudales medios mensuales históricos obtenidos se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Caudales medios mensuales históricos (1992 a 2011, 19 Años)

Mes	Caudal m3/s
Septiembre	1.69
Octubre	3.55
Noviembre	7.24
Diciembre	9.07
Enero	8.67
Febrero	7.24
Marzo	8.84
Abril	4.86
Mayo	1.93
Junio	0.63
Julio	0.53
Agosto	0.44

Como podemos observar, el año hidrológico así determinado tiene un inicio en septiembre donde obtiene su punto máximo para los meses entre diciembre y enero, continuando a tasa decreciente hasta agosto donde se registran los menores valores.

Se puede definir entonces una temporada seca, correspondiente a los meses de abril a octubre y una temporada húmeda o de lluvia correspondiente a los meses de noviembre a marzo. Mas allá de que este límite no es taxativo, nos permitirá evaluar el comportamiento aproximado de los distintos escenarios en períodos comparables de características relativamente homogéneas.

### 3.2.2 Escenarios anuales

Como primer punto del análisis, se buscó determinar el impacto que tiene una variación del 10%, 20% y 30% en un año hidrológico particular. Para ello se realizaron las simulaciones detalladas en el punto 2.6 para escenarios de 4 años.

Partiendo de las simulaciones anteriores, se realizó un análisis de sensibilidad de los caudales mediante la comparación entre la simulación de control y aquellas respectivas a los distintos escenarios sintéticos de precipitación. A continuación, se detalla en la tabla 2 los resultados promedio de dicho análisis.

Tabla 2. Impacto de cambios anuales de precipitación en los caudales, respuesta promedio de los 19 años anualizados.

Diferencia entre caudales observados y simulados	Magnitud del escenario anual					
	-30%	-20%	-10%	+10%	+20%	+30%
Variación de Q Temp. seca	49%	33%	20%	17%	35%	54%
Variación de Q Temp. lluvias	51%	34%	23%	22%	42%	67%

En la tabla anterior podemos observar que la variación de caudal con respecto a cambios en la precipitación no es lineal, pero si directa, con una leve diferencia entre la temporada seca (azul) y la temporada de lluvias (rojo).

### 3.3.3 Escenarios de incidencia

En la simulación de escenarios de incidencia, para valores de reducción de precipitación de un 10% se encontró un efecto sobre el año hidrológico siguiente al modificado (variaciones mayores al 5% con respecto al caudal de control) que se extendió en promedio hasta los 54 días y en ningún caso superó los 76 días, contando desde el fin de la intervención (30 de agosto del año modificado). En cambio, si contamos a partir de la primera lluvia, inicio de la siguiente temporada de lluvia, estos efectos disminuyen hasta los 34 días en promedio y en ningún caso superan los 47 días (promedios de los 10 años analizados).

Analizando el patrón de variación en los caudales para el escenario de 10%, se puede observar que durante el año en el cual se espera una afectación por la lluvia del año anterior, el comportamiento es oscilatorio alrededor de la respuesta media hallada en los escenarios sintéticos (aprox. 22% para toda la temporada).

Se muestra a continuación en la Imagen 11 a modo de ejemplo como incide la modificación del patrón de lluvias de un año hidrológico al otro.

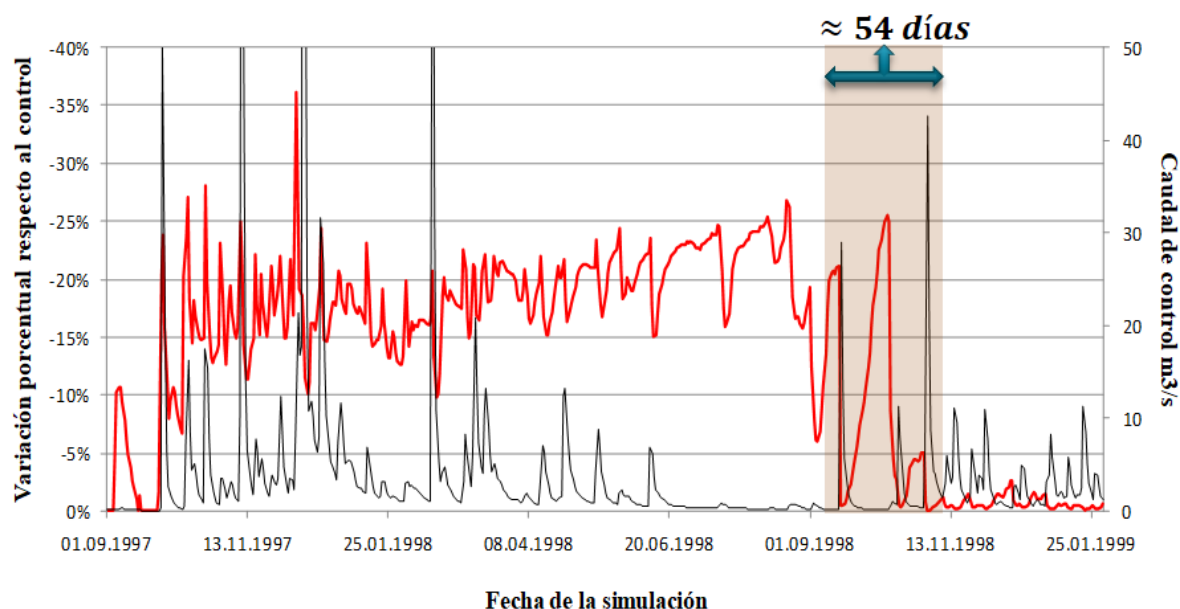


Imagen 11: Variación (rojo, en porcentaje) entre el caudal de control (negro) y el caudal producto de una reducción del 10% de las precipitaciones para el año hidrológico 1997-1998. El área sombreada marca el periodo del año hidrológico 1998-1999 que es afectado

Se puede observar que el caudal de respuesta a un evento una vez finalizado el escenario de reducción de precipitación (01.09.1998) tiene una variación muy pequeña durante el pico. Sin embargo, los periodos de recesión procedentes son afectados por la sequía inducida en el año anterior. Este es el comportamiento que se extiende para este caso graficado durante los 54 primeros días del nuevo año hidrológico calendario y 43 días desde la primera lluvia (cuyo valor real no fue modificado).

Para el escenario donde la precipitación se redujo un 30%, las variaciones (mayores al 5% con respecto al caudal de control) se extendieron en promedio hasta los 71 días y en ningún caso superan los 91 días, considerando esto desde el fin del año hidrológico modificado. Considerando la extensión de la variación a partir de la primera lluvia, vemos que en promedio se las detectan hasta los 51 días y en ningún caso superan los 85 días. El patrón observado para el escenario del año hidrológico 1997-1998

y su efecto en año posterior sigue el mismo comportamiento que el escenario del 10% pero con valores escalados (Imagen 12).

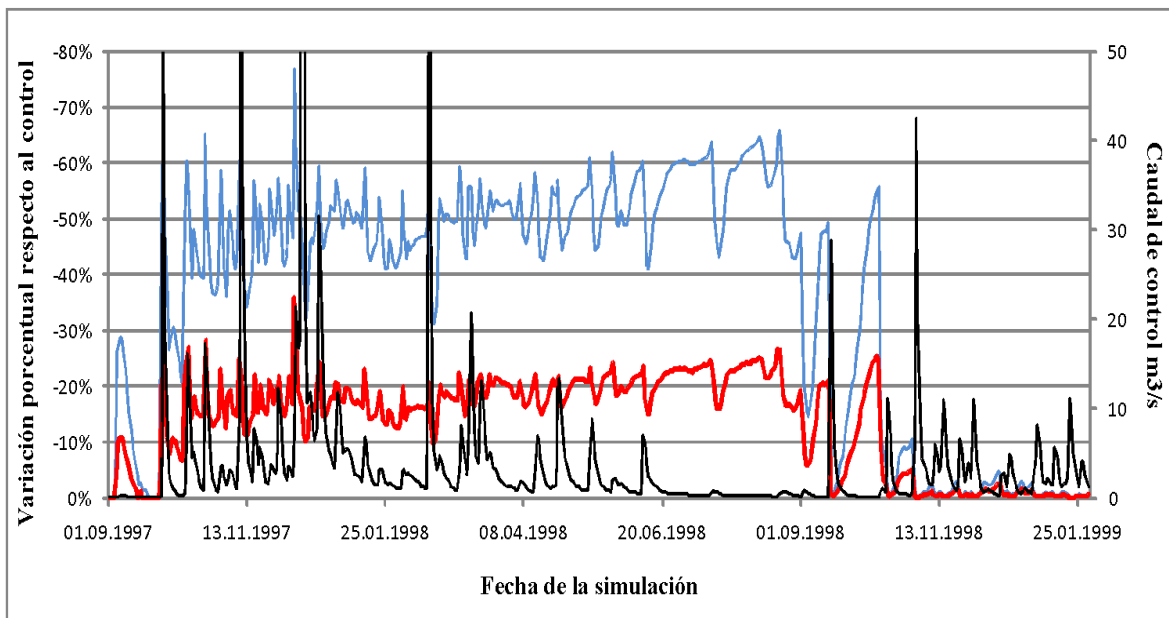


Imagen 12: Caudal de control (negro) variación del caudal producto de una reducción del 10% y un 30% de las lluvias (rojo, azul) para el año hidrológico 1997-1998

Es importante notar que si bien en el escenario donde la disminución de lluvias fue del 30% los cambios originados son de mayor magnitud que en el de 10%, en ambos casos los efectos sobre el año hidrológico siguiente se extendieron hasta 54 días contando desde el comienzo del año hidrológico y 43 días desde el primer evento de lluvia. En la Imagen 13 puede observarse cómo esta diferencia de magnitud es todavía importante en el periodo de recesión posterior al evento del día 17, pero luego del evento del día 47 ya reduce considerablemente el efecto del año anterior a pesar de la gran diferencia de magnitud en los escenarios planteados.

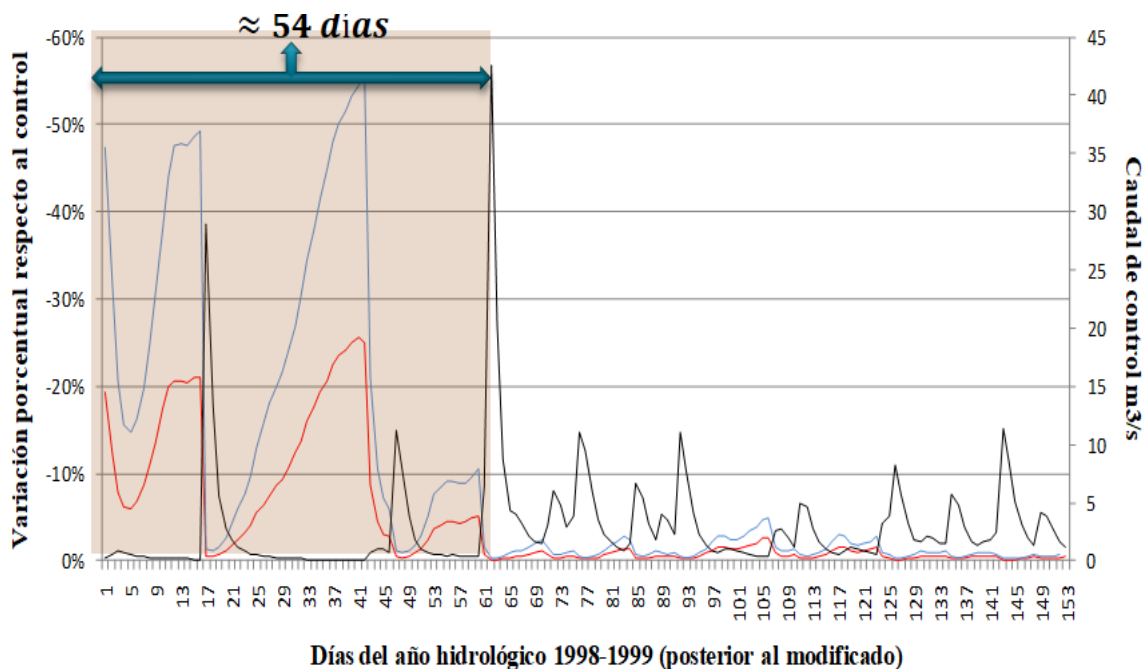


Imagen 13: Caudal de control (negro) variación del caudal producto de una reducción del 10% y un 30% de las lluvias (rojo, azul) para el año hidrológico 1998-1999 posterior al año de la modificación



Otros escenarios simulados fueron los de aumento de un 10% y 30% en las precipitaciones, en los cuales se encontró un efecto opuesto al de la disminución en el año de la modificación, pero un efecto similar para el año siguiente. Esto nos indica que tantos periodos más húmedos o secos de lo normal, tienen un mismo tiempo de impacto en los caudales del próximo año hidrológico.

## **CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES**

### **4.1 Modelación Hidrológica con JAMS-J2K**

El modelo hidrológico JAMS-J2K ha demostrado un buen desempeño al alcanzar valores altos en los criterios de eficiencia. El uso de distintos índices para medir este grado de ajuste, que tienen sensibilidad diferencial a distintas porciones del hidrograma, nos permite realizar una mejor evaluación del desempeño a la largo de todo el ciclo hidrológico (Krause et al., 2005). Lamentablemente, no se hay datos confiables sobre caudales de los últimos años para evaluar que el desempeño se haya mantenido en los mismos valores durante los 19 años simulados. Este modelo fue lo suficientemente flexible y preciso para ejecutar los escenarios propuestos y generar una primera caracterización hidrológica de la cuenca. Esto nos permitió contar con caudales simulados a paso diario para el periodo 1992-2011.

### **4.2 Relación entre la disponibilidad de agua superficial y el patrón de precipitaciones de la cuenca del río San Antonio, Córdoba**

Los escenarios anuales nos han permitido determinar el grado de afectación y sensibilidad de la cuenca a variaciones en la cantidad de agua precipitada durante un año hidrológico. Si bien sólo se modificó la lluvia de manera escalar, y no como en otros estudios, el patrón de distribución temporal de la lluvia (García et al., 2011) se pueden apreciar las magnitudes y respuestas diferenciales en distintas regiones del hidrograma.

La conclusión más importante y relevante para el manejo, surge de asociar el escenario anual con lo encontrado en la simulación de incidencia. Las anomalías ya sean sequías y/o excesos hídricos no tienen ningún efecto sobre los estiajes de años hidrológicos posteriores al de su ocurrencia. Es así que incluso en casos extremos de variaciones del 30%, sólo han perdurado efectos mínimos hasta un máximo de 90 días. Por lo cual, a la hora de proponer un plan de gestión del agua, se debe tener presente que el agua disponible durante el periodo de estiaje, solo depende de lo ocurrido en la temporada de lluvia de ese año hidrológico y que no existe efecto acumulativos con temporadas anteriores.

### **4.3 Recomendaciones**

A partir de los resultados obtenidos en el presente trabajo, surge la necesidad de incorporar instrumentos como el JAMS-J2K para la evaluación de la cosecha hídrica, determinar si nos encontramos en un año hidrológico seco o húmedo, realizar el balance hídrico comparando con los requerimientos de la población o cultivo a abastecer y ayudar a la planificación integral del recurso hídrico en cuestión.

Próximas líneas de avance con esta herramienta podrían orientarse a la modificación de la cubierta vegetal, adaptándola a nuevos usos de suelo y determinar su impacto en la cuenca.

## **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Balzarini, M., y Di Rienzo, J., 2004. *Infostat, versión 2011*. Facultad de Ciencia Agropecuarias. Universidad Nacional de Córdoba. Argentina.

Flügel, W-A., 1995, Delineating Hydrological Response Units (HRU's) by GIS analysis for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. - *Hydrological Processes*, 9, pp. 423-436.

García C. L. (2013). Utilización de información satelital y terrestre para el manejo integrado del recurso hídrico de una cuenca serrana en la provincia de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, 167 pp.

García, C.L., Krause, P., García, C.M., Ravelo, A.C., y Flügel, W-A., 2011. Water availability for a growing population in the face of climate and land use change. En: *Research Award for Young Scholars 2011-“Adaptative Water Management: looking to the future”*. da Rocha Sampaio, R.S., Monjardim Barbosa, M., Iglesias Peralta, A. Editores FGV Direito RIO, pp. 65-78, ISBN 978-85-63265-16-6.

García, C.L., Zander, F., Kralisch, S., Ravelo, A.C., García, C.M., y Flügel, W-A., 2012. Importancia de los Sistemas de Información Integral para el manejo integrado de cuencas hidrológicas. *Trabajo presentado en este mismo evento, Primer encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos, INA*. Buenos Aires, Argentina.

JAMS, Jena Adaptable Modeling System. <http://www.geoinf.uni-jena.de/5231.0.html?&L=2>

Kralisch, S., Zander, F., y Krause, P., 2009. Coupling the RBIS Environmental Information System and the JAMS-J2K Modelling Framework. *Proceedings of the 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation*. Cairns, Australia.

Krause, P., Boyle, D.P., y Bäse1, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model. Assessment. *Advances in Geosciences*, 5, pp. 89-97.

Schwartz, C., 2008. Deriving Hydrological Response Units (HRUs) using a Web Processing Service implementation based on GRASS GIS. *Proceedings of the workshop Geoinformatics FCE CTU 2008*. Prague, Czech Republic.

# **ANEXOS**

# **FUNCIONAMIENTO DEL MODELO J2K**

## **Regionalización de datos de clima y precipitación**

### **Procesamiento General**

#### **1. Cálculo de la regresión lineal entre los valores de la estación diaria y la elevación de las estaciones.**

De este modo, el coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la pendiente de la línea de regresión ( $b_H$  se calcula) de esta relación. Se supone que el valor (MW) depende linealmente de la elevación del terreno (H); de acuerdo a:

$$MW = a_H + b_H \cdot H$$

El desconocido  $a_H$  y  $b_H$  se definen de acuerdo con el método gaussiano de los cuadrados más pequeños:

$$b_H = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})(MW_i - \overline{MW})}{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2}$$

$$a_H = \overline{MW} - b_H \cdot \bar{H}$$

El coeficiente de correlación de la regresión se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})(MW_i - \overline{MW})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (MW_i - \overline{MW})^2}}$$

#### **2. Definición de las n estaciones de medición más cercanas a la HRU en cuestión.**

El número n que debe introducirse durante la parametrización depende de la densidad de la red de la estación, así como de la posición de cada estación.

Para cada conjunto de datos se debe determinar con antelación el número de estaciones (n) que se deben considerar para la regionalización. Además, se debe dar un factor de ponderación (pIDW). Las estaciones n más cercanas se definen de acuerdo con la siguiente regla de cálculo con la ayuda de las direcciones este y norte de todas las estaciones, así como las coordenadas de la HRU particular. El primer paso es calcular la distancia (Dist (i)) de cada estación al área de interés:

$$Dist(i) = \sqrt{(RW_{stat(i)} - RW_{DF})^2 + (HW_{stat(i)} - HW_{DF})^2}$$

con

RW ... distancia al este de la estación i ... n, o la HRU (DF)

HW ... distancia al norte de la estación i ... n, o la HRU (DF)

Las n estaciones con la menor distancia a la HRU particular se toman de las distancias calculadas de acuerdo con la descripción anterior y luego se utilizan para cálculos adicionales. Las distancias de estas estaciones se convierten a distancias ponderadas ( $wDist(i)$ ) a través de la potenciación con el factor de ponderación  $pIDW$ . Con la ayuda de este factor de ponderación se puede aumentar la influencia de estaciones cercanas y disminuir la influencia de estaciones más distantes. Se pueden obtener buenos resultados con valores de 2 o 3 para el  $pIDW$ .

**3.** A través de una ponderación de **distancia inversa (IDW)**, las ponderaciones de las n estaciones se definen dependiendo de sus distancias para cada HRU. Mediante el método IDW se tiene en cuenta la variabilidad horizontal de los datos de la estación según su posición espacial. El cálculo se realiza de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$W(i) = \frac{\left( \frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)}{\sum_{i=1}^n \left( \frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)}$$

**4. El cálculo del valor de los datos para cada HRU** con las ponderaciones del punto 3 y una corrección de elevación opcional para la consideración de la variabilidad vertical. La corrección de elevación sólo se realiza cuando el coeficiente de determinación (calculado en el punto 1) va más allá del umbral introducido por el usuario. El cálculo sin la corrección de elevación opcional se lleva a cabo de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n MW(i) \cdot W(i)$$

Para valores de datos que poseen un efecto de elevación, se lleva a cabo una corrección de elevación para los valores medidos adicionalmente cuando los valores tienen una relación de regresión ajustada ( $r^2$  mayor que el umbral introducido por el usuario). Para el cálculo se aplica la siguiente ecuación:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n ((\Delta H(i) \cdot b_H + MW(i)) \cdot W(i))$$

con  $\Delta H(i)$  ... diferencia de elevación entre la estación i y la HRU

$b_H$  ... pendiente de la línea de regresión

## Método de corrección específico y método de cálculo para los conjuntos de datos individuales

### Precipitación

#### *Corrección del error de humectación y del error de evaporación*

La corrección del error de humectación y del error de evaporación se realiza de acuerdo con investigaciones con ayuda de los medidores de precipitación de Hellmann por RICHTER (1995). Con el fin de ofrecer una corrección constante del error (que resulta de la pérdida de humectación y evaporación), las funciones logarítmicas se aproximaron por separado para el semestre de verano (mayo-octubre) y el semestre de invierno (noviembre-abril) en el sistema de modelado 2000. Si la altura de precipitación va más allá del valor de 9 mm, el error de humectación y el error de evaporación se ajustan a un valor constante.

El error de humectación y el error de evaporación para alturas de precipitación  $\leq 9,0$  mm se calcula de acuerdo con los siguientes valores:

$$BV_{Som} = 0.08 \cdot \ln N + 0.225 \quad [\text{mm}]$$

$$BV_{Win} = 0.05 \cdot \ln N + 0.13 \quad [\text{mm}]$$

Para alturas de precipitación  $> 9,0$  mm, el error de humectación y evaporación es:

$$BV_{Som} = 0.47 \quad [\text{mm}]$$

$$BV_{Win} = 0.30 \quad [\text{mm}]$$

#### *Corrección del error de viento*

La cuantificación del error de precipitación que se espera se realiza de acuerdo con las investigaciones de RICHTER (1995) en función de la altura de precipitación y la posición de la estación. Se supone que el error relativo del viento ( $KR_{wind}$ ) para la lluvia, así como las nevadas se comporta inversamente proporcional a las alturas de precipitación ( $P_m$ ). El cálculo se realiza de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$KR_{Wind} = \begin{cases} 0.1349 \cdot P_m^{-0.494} & \text{für } T_{mean} > T_{crit} \\ 0.5319 \cdot P_m^{-0.197} & \text{für } T_{mean} \leq T_{crit} \end{cases} \quad [-]$$

El cálculo de las alturas de precipitación corregido para error de evaporación y error de viento se lleva a cabo entonces de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$P_{korr} = P_m + P_m \cdot KR_{Wind} + BV_{Som}, BV_{Win} \quad [\text{mmd}^{-1}]$$

### Temperatura

El sistema de modelado J2000 requiere valores de la temperatura mínima diaria así como de la temperatura máxima diaria. A partir de estos valores, la temperatura media del día ( $T_{media}$ ) se calcula como media promedio.

La regionalización de los valores puntuales  $T_{\min}$ ,  $T_{\max}$  y  $T_{\text{media}}$  se lleva a cabo de acuerdo con la regla descrita anteriormente con corrección de elevación opcional.

### **Velocidad del viento**

La velocidad del viento no se da como valor directo del DWD sino como las observaciones de la fuerza del viento (WS) en Beaufort. La conversión de la fuerza del viento en la velocidad del viento a 2 m de altura ( $v_2$ ) [en  $\text{ms}^{-1}$ ] se puede realizar de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$v_2 = 0.6 \cdot WS^{1.5} + 0.1 \quad [\text{ms}^{-1}]$$

Esta conversión necesita ser realizada externamente, porque J2000 espera la velocidad del viento en m/s.

La conversión de la velocidad del viento a 2 m de altura a otras alturas -como se requiere en parte durante el cálculo de la evaporación y la corrección del viento de la precipitación- se lleva a cabo durante el modelado de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$v_z = \frac{v_2}{\left(\frac{4.2}{\ln z + 3.5}\right)} \quad [\text{ms}^{-1}]$$

La interpolación de los valores puntuales a la zona se lleva a cabo de acuerdo con el método descrito anteriormente. El sistema de modelado permite la inclusión de la corrección de elevación opcional para la regionalización de la velocidad del viento. Sin embargo, esta opción debe manejarse con cuidado, ya que la velocidad del viento depende en gran medida de la posición de la estación.

### **Duración del Sol**

La duración diaria del sol (S) [en h], se proporciona como valor por el DWD. La interpolación de los valores de la estación a la zona se realiza de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente - sin cálculos adicionales o correcciones de elevación.

### **Humedad relativa**

La humedad relativa (U) [en%] puede tomarse del DWD como valores diarios. No se recomienda una regionalización directa de los valores, ya que dependen de dos parámetros: el contenido de humedad absoluta y el contenido máximo de humedad del aire para una temperatura determinada. Por lo tanto, en el módulo de regionalización del sistema de modelado J2000, la humedad absoluta (a) [en  $\text{g cm}^{-3}$ ] se calcula a partir de la humedad relativa y la temperatura en la estación. Entonces se regionaliza y después la humedad absoluta se convierte nuevamente a la humedad relativa. Para ello, son necesarios varios pasos de cálculo que se muestran a continuación.

#### *Cálculo de la presión de vapor de saturación*

La presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) [en hPa] se calcula de acuerdo con la fórmula de Magnus con los coeficientes de SONNTAG (1994) para la temperatura del aire (T) [en °C]:

$$e_s(T) = 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.62 \cdot T}{243.12 + T}\right)} \quad [\text{hPa}]$$



### *Cálculo de la humedad máxima*

La humedad máxima (A) se calcula en función de la presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) y de la temperatura del aire (T) según:

$$A(T) = e_s(T) \cdot \frac{216.7}{T + 273.15} \quad [\text{gcm}^{-3}]$$

### *Cálculo de la Humedad Absoluta*

El contenido de agua real del aire, la humedad absoluta (en  $\text{gcm}^{-3}$ ), resulta de la humedad máxima (A) [en  $\text{gcm}^{-3}$ ] y de la humedad relativa (U) [en%]:

$$a = A \cdot \frac{U}{100} \quad [\text{gcm}^{-3}]$$

Los valores de estación así calculados de la humedad absoluta se regionalizan de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente y se convierten después en humedad relativa. La ventaja de este método de regionalización bastante complejo es que, además de su mayor relación física, la humedad absoluta depende más de las alturas que de la humedad relativa. Por lo tanto, el efecto de elevación puede utilizarse para la regionalización de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente. Después de la regionalización de la humedad absoluta, se puede llevar a cabo la conversión en humedad relativa. Sin embargo, en lugar de la temperatura de la estación, el T temperatura media del aire previamente regionalizado <sub>media</sub> se establece de la sub-área discreta correspondiente.

### **Cálculo de Evapotranspiración**

El cálculo de la Bestandverdunstung se lleva a cabo en J2000 según la ecuación de Penman-Monteith en varias etapas con respecto a numerosos parámetros. Dado que el cálculo es muy complejo y lleva mucho tiempo, se obtuvo en la parte de preprocesamiento del sistema de modelado. Esta subcontratación es posible porque la mayoría de los parámetros que se utilizan para el cálculo se derivan de los datos de entrada y se ven así como independientes de la dinámica modelada del suministro de agua. El único parámetro que se utiliza en el cálculo, pero sólo se puede definir durante la modelización es la humedad del suelo actual. Su influencia reductora se tiene en cuenta a través de funciones de reducción apropiadas durante el modelado. Se generan dos valores de evaporación para cada intervalo de tiempo (1 día) durante el cálculo de la evaporación. Estos valores son un valor de día (índice d) y un valor de noche (índice n). Esta distinción es necesaria porque el balance neto de radiación es muy diferente de día o de noche. Además, el comportamiento de evaporación de la vegetación es diferente de día o de noche. En la noche los estomas de las plantas están cerrados, la resistencia superficial es desigualmente más alta que durante el día. El cálculo para el día y para la noche se lleva a cabo de acuerdo con las siguientes ecuaciones, por lo que el valor total de la evaporación para la etapa de tiempo particular resulta como suma de estos dos valores. la resistencia superficial es desigualmente más alta que durante el día. El cálculo para el día y para la noche se lleva a cabo de acuerdo con las siguientes ecuaciones, por lo que el valor total de la evaporación para la etapa de tiempo particular resulta como suma de estos dos valores. la resistencia superficial es desigualmente más alta que durante el día. El cálculo para el día y para la noche se lleva a cabo de

acuerdo con las siguientes ecuaciones, por lo que el valor total de la evaporación para la etapa de tiempo particular resulta como suma de estos dos valores.

$$ETP_d = \frac{1}{L_d} \cdot \frac{s_d \cdot (R_{N_d} - G_d) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{e_{s_d} - e_d}{r_a}}{s_d + \gamma_d \cdot \left(1 + \frac{r_{s_d}}{r_a}\right)} \cdot \left(\frac{S_0}{24}\right)$$

$$ETP_n = \frac{1}{L_n} \cdot \frac{s_n \cdot (R_{N_n} - G_n) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{e_{s_n} - e_n}{r_a}}{s_n + \gamma_n \cdot \left(1 + \frac{r_{s_n}}{r_a}\right)} \cdot \left(1 - \frac{S_0}{24}\right)$$

con:

$L_{d,n}$  ... calor latente de evaporación [ $\text{Wm}^{-2}$ ] por [ $\text{mmd}^{-1}$ ]

$s_{d,n}$  ... pendiente de la curva de presión de vapor [ $\text{hPaK}^{-1}$ ]

$R_{N,d,n}$  ... radiación neta [ $\text{Wm}^{-2}$ ]

$G_{d,n}$  ... flujo de calor del suelo [ $\text{Wm}^{-2}$ ]

$\rho$  ... densidad del aire [ $\text{kgm}^{-3}$ ]

$c_p$  ... capacidad térmica específica del aire para presión constante [ $\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

$e_{s,d,n}$  ... presión de vapor de saturación [hPa]

$e_{d,n}$  ... presión de vapor [hPa]

$r_a$  ... resistencia aerodinámica de la cubierta terrestre [ $\text{sm}^{-1}$ ]

$\gamma_{d,n}$  ... psicómetro constante [ $\text{hPaK}^{-1}$ ]

$r_{s,d,n}$  ... resistencia superficial de la cubierta terrestre [ $\text{sm}^{-1}$ ]

$S_0$  ... astronomic sunshine duración posible [h]

Las **temperaturas del aire** ( $T_d$  y  $T_n$ ), que son necesarias para el cálculo del balance neto de radiación, se derivan de los valores de la temperatura mínima y de la temperatura máxima, así como del valor medio diario:

$$T_d = \frac{T_{max} + T_{mean}}{2} \quad [\text{C}]$$

$$T_n = \frac{T_{min} + T_{mean}}{2} \quad [\text{C}]$$

El **calor latente de evaporación** ( $L$ ) se calcula aproximadamente según:

$$L_d = 28.9 - 0.028 \cdot T_d$$

$$\left[ \frac{W}{m^2} \text{ pro } \frac{\text{mm}}{d} \right]$$

$$L_n = 28.9 - 0.028 \cdot T_n$$

La **presión de vapor de saturación** ( $e_s(T)$ ) del aire para la temperatura (T) se calcula de acuerdo con la fórmula de Magnus con los coeficientes de Sonntag:

$$e_s(T)_d = 6.11 \cdot e^{\frac{17.62 \cdot T_d}{243.12 + T_d}} \text{ [hPa]}$$

$$e_s(T)_n = 6.11 \cdot e^{\frac{17.62 \cdot T_n}{243.12 + T_n}} \text{ [hPa]}$$

La **presión de vapor real** (e) resulta de la presión de vapor de saturación y de la humedad relativa del aire (U en [%]):

$$e_d = e_s(T)_d \cdot \frac{U}{100} \text{ [hPa]}$$

$$e_d = e_s(T)_d \cdot \frac{U}{100} \text{ [hPa]}$$

La **pendiente de la (s) curva** (s) de presión de vapor de saturación calculada a partir de la presión de vapor de saturación ( $e_s(T)$ ) y la temperatura del aire (T):

$$s_d = e_s(T)_d \cdot \left( \frac{4284}{(243.12 + T_d)^2} \right)$$

$$\left[ \frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right]$$

$$s_n = e_s(T)_n \cdot \left( \frac{4284}{(243.12 + T_n)^2} \right)$$

La **presión de aire** (p) a la altura (z) se genera a partir de la fórmula barométrica adaptada:

$$p_{z_d} = p_0 \cdot e^{-\left( \frac{g}{R \cdot T_{abs_d}} \cdot z \right)} \text{ [hPa]}$$

$$p_{z_n} = p_0 \cdot e^{-\left( \frac{g}{R \cdot T_{abs_n}} \cdot z \right)} \text{ [hPa]}$$

con:

$p_0$  ... presión del aire al nivel del mar (= 1013) [hPa]

$g$  ... aceleración gravitacional (= 9.811) [ $\text{ms}^{-1}$ ]

$R$  ... constante universal del gas (= 8314.3) [ $\text{Jkmol}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

$T_{\text{abs}}$  ... temperatura del aire absoluta [K]

La **constante del psicrómetro** ( $\gamma$ ) resulta de:

$$\gamma_d = \frac{c_P \cdot p_d}{0.622 \cdot L_d \cdot 86400}$$

$$\left[ \frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right]$$

$$\gamma_n = \frac{c_P \cdot p_n}{0.622 \cdot L_n \cdot 86400}$$

siendo 0,6322 la relación del peso molar de vapor de agua y aire seco.

### Cálculo de la balanza de radiación neta

La energía que es necesaria para la evaporación es proporcionada por la radiación. El balance neto de radiación para cada día necesita ser definido para el cálculo de la cantidad de energía que resulta de los segmentos de balance energético. Los flujos de energía que se suman al balance neto de la radiación son: la radiación extraterrestre, la radiación global, la retro radiación atmosférica, la radiación de onda larga, así como el flujo de calor del suelo.

La **radiación extraterrestre** ( $R_0$ ) se calcula contra la latitud, así como la variación anual del ángulo de insolación del sol (declinación):

$$R_0 = \frac{1}{8.64} \cdot [245 \cdot (9.9 + 7.08 \cdot \sin \zeta) + 0.18 \cdot (\phi - 51) \cdot (\sin \zeta - 1)] \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

con el ángulo  $\zeta$  y el factor (1 / 8.64) para la conversión de  $\text{Jcm}^{-2}$  a  $\text{Wm}^{-2}$ , así como de la latitud  $\phi$  al grado.

La **radiación global** ( $R_G$ ) se calcula sobre la base de la radiación extraterrestre  $R_0$  y la turbiedad. El grado de nubosidad se aproxima aquí desde la relación de la duración del sol medido a la duración astronómica posible de la luz del sol para el cielo despejado ( $S_0$ ) con la ayuda de una relación empírica de acuerdo con la fórmula de Ångström.  $R_G$  se calcula de acuerdo con:

$$R_G = R_0 \cdot \left( a + b \cdot \frac{S}{S_0} \right) \left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

El cálculo de la **duración astronómica posible del sol** ( $S_0$ ) en la variación anual se realiza en función de la latitud:

$$S_0 = 12.3 + \sin \zeta \cdot \left( 4.3 + \frac{\phi - 51}{6} \right) \quad [\text{h}]$$

con

$$\zeta = 0,0172 \cdot \text{JT} - 1,39$$

JT ... Día de Julian [1 ... 365; 366]

latitud

La radiación de onda larga de la superficie terrestre y la retro radiación atmosférica se calculan juntas como **radiación de onda larga efectiva** ( $R_L$ ). La radiación del cuerpo negro según Boltzmann, el grado de nubosidad y una función empírica del contenido del aire del vapor de agua son parte del cálculo:

$$R_{L_d} = \sigma \cdot T_{abs_d}^4 \cdot \left( 0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0} \right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_d})$$

$$\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

$$R_{L_n} = \sigma \cdot T_{abs_n}^4 \cdot \left( 0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0} \right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_n})$$

con

$\sigma$  ... Constante de Stefan-Boltzmann (=  $5.67 \cdot 10^{-8}$ ) [ $\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$ ]

$T_{abs_d, n}$  ... temperatura absoluta del aire [K]

$e_{d, n}$  ... presión de vapor del aire [hPa]

La **radiación neta** resulta de la radiación global ( $R_G$ ) reducida por el albedo ( $\alpha$ ) del tipo de uso de la tierra en particular, así como de la radiación de onda larga efectiva ( $R_L$ ):

$$R_{N_d} = (1 - \alpha) \cdot R_G - R_{L_d}$$

$$\left[ \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

$$R_{N_n} = 0 - R_{L_n}$$

El **flujo de calor del suelo** ( $G$ ) se calcula entonces según la relación muy simplificada:

$$G_d = 0.2 \cdot R_{N_d}$$

$$\left[ \frac{W}{m^2} \right]$$

$$G_d = 0.2 \cdot R_{N_n}$$

### Cálculo de parámetros específicos de Live Stock

La influencia de diferentes formas de vegetación en la evaporación se tiene en cuenta a través de dos resistencias en la aproximación de Penman-Monteith: la resistencia superficial ( $r_s$ ) y la resistencia aerodinámica ( $r_a$ ). Para el cálculo de las resistencias, se necesitan parámetros específicos del uso de la tierra. Estos son: el índice de área foliar LAI, la altura efectiva de la vegetación (eff.Bh.) y las resistencias superficiales para la saturación de agua. Sus valores se muestran para las diferentes clases de cobertura del suelo en la siguiente tabla:

Landnutzung	Albedo	minimaler Oberflächenwiderstand bei wassergesättigtem Boden $r_{sc_0}$						LAI		eff. Bh.		Wurzeltiefe
		[ $sm^{-1}$ ]						[-]		[m]		
		Jan. Jul.	Feb. Aug.	Mär. Sep.	Apr. Okt.	Mai Nov.	Jun. Dez.	d1 d3	d2 d4	d1 d3	d2 d4	
Siedlungsfl. VG > 80%	0,10	100	100	100	100	100	100	1	1	10	10	2
Siedlungsfl. VG < 80%	0,10	90	90	80	70	50	55	2	5	3	5	3
Wiesen und Weiden	0,25	80	80	70	60	40	45	2	4	0,15	0,4	4
Nadelwald	0,12	70	70	60	55	45	45	8	12	10	10	12
Laubwald	0,17	80	80	70	65	55	55	0,5	8	0,3	10	14
Mischwald	0,15	75	75	65	60	50	50	2	10	3	10	13
Ackerland	0,25	80	80	75	65	45	50	1	5	0,05	0,5	4
Strauch- vegetation	0,20	80	80	70	60	50	50	3	5	1,5	2,5	5
Moore und Feuchflächen	0,20	80	80	70	60	50	50	2	5	3	5	5
Freiflächen	0,10	150	150	150	150	150	150	1	1	0,05	0,05	1
Wasser- flächen	0,05	20	20	20	20	20	20	1	1	0,1	0,1	0

Además, están contenidos los valores de albedo específicos de la población viva que se utilizan para el cálculo del balance de radiación neta. El índice de área foliar y la altura efectiva de la vegetación se representan como puntos distintivos ( $d_1 \dots d_4$ ) del año. Los puntos representan el comienzo del período de vegetación ( $d_1$ ), el alcance del máximo desarrollo o madurez ( $d_2$ ), el período de madurez hasta el punto  $d_3$  y luego la disminución hasta el final del período de vegetación ( $d_4$ ). Los puntos individuales están representados por los días Julianos ( $d_1 = 110$ ,  $d_2 = 150$ ,  $d_3 = 250$ ,  $d_4 = 280$ ) para áreas a unos 400 m de altura. Para otras alturas ( $z$ ) estos puntos se aproximan de acuerdo con la siguiente relación empírica:

$$d_1(z) = d_1(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_2(z) = d_2(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_3(z) = d_3(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

$$d_4(z) = d_4(400) + 0.025 \cdot (z - 400)$$

Los valores entre los puntos individuales se interpolan linealmente. La **resistencia aerodinámica** ( $ra$ ) del tipo de uso de la tierra particular se puede calcular de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$ra = \frac{4.72 \cdot \left( \ln \left( \frac{z_m}{z_0} \right) \right)^2}{1 + 0.54 \cdot v_2} \left[ \frac{s}{m} \right]$$

con

$z_m$  ... altura de medición de la velocidad del viento (= 2 m) [m]

$z_0$  ... longitud de rugosidad aerodinámica ( $\approx 0.125 \cdot$  altura de vegetación efectiva) [m]

$v_2$  ... velocidad del viento a 2 m de altura [ $ms^{-1}$ ]

La resistencia aerodinámica para alturas de vegetación eficaces iguales o superiores a 10 m puede calcularse de acuerdo con la siguiente ecuación simplificada:

$$ra = \frac{64}{1 + 0.54 \cdot v_2} \left[ \frac{s}{m} \right]$$

La **resistencia superficial** del tipo de uso particular se calcula según la siguiente ecuación:

$$rs_d = \left( \frac{1 - A}{r_{sc}} + \frac{A}{r_{ss}} \right)^{-1} \left[ \frac{s}{m} \right]$$

$$rs_n = \left( \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \right)^{-1} \left[ \frac{s}{m} \right]$$

con

$r_{sc}$  ... resistencia superficial [ $sm^{-1}$ ]

$A$  ...  $0.7^{LAI}$  [-]

$r_{ss}$  ... resistencia superficial del suelo no cubierto [ $sm^{-1}$ ]

## Adaptación específica de la evaporación durante el modelado

Además, la **pendiente y el aspecto** influyen significativamente en la cantidad de evaporación y por lo tanto se tienen en cuenta por los siguientes factores de corrección:

$$K_{ORR_{ETP}} = (0.01605 \cdot \sin(\delta - 90) - 0.00025) \cdot \alpha + 1$$

con

$\delta$  ... aspecto del norte en grado

$\alpha$  ... pendiente en grado

La **evaporación de las pendientes** ( $ETP'$ ) se calcula con la ayuda de este factor de corrección:

$$ETP' = ETP \cdot K_{ORR_{ETP}} \text{ [mmd}^{-1}\text{]}$$

Para la **consideración de la humedad del suelo actual** se aplican las funciones de corrección particulares. Se supone que la vegetación sólo puede transpirar hasta que se alcance un contenido de agua particular del suelo con la tasa potencial de evaporación. Después de ir por debajo de este contenido de agua, la evaporación real disminuye proporcionalmente a la evaporación potencial hasta que se convierte en cero en el punto del punto de marchitamiento permanente. En J2000 existe una función lineal con el coeficiente de calibración *linear\_reduc* y un procedimiento no lineal con el coeficiente de calibración *poly\_reduc* disponible para la reducción:

$$f(\Theta) = \begin{cases} \left( \frac{\Theta_{MPS}}{linear\_reduc} \right) & \text{für } linear\_reduc < \Theta_{MPS} \\ 1 & \text{sonst} \end{cases} \quad [-]$$

$$f(\Theta) = 10^{(-10 \cdot (1 - sat)^{poly\_reduc})} \quad [-]$$

Con la función lineal se supone que el ETP actual se conforma al potencial ETP siempre y cuando la saturación relativa de MPS sea igual o superior a *linear\_reduc*. Si la saturación relativa de MPS cae por debajo de *linear\_reduc*, el factor de reducción  $f(\Theta)$  disminuye linealmente. Así, *linear\_reduc* representa un umbral que debe ser definido por el usuario y que puede tomar valores de 0 a 1. En contraste, el coeficiente de calibración *poly\_reduc* puede tomar todos los valores entre cero e infinito. Para un valor pequeño de *poly\_reduc* el factor de reducción también se reduce para una alta saturación de MPS. Si los valores de *poly\_reduc*, el potencial ETP disminuye ligeramente. Para disminuir la saturación de MPS, se produce una reducción mayor. La evaporación real se calcula con el valor de la función de corrección contra el contenido de agua actual del suelo de la evaporación potencial ( $ETP'$ ):

$$ETR = f(\Theta) \cdot ETP' \text{ [mmd}^{-1}\text{]}$$



---

## Módulo de Interceptación

El módulo de interceptación sirve para el cálculo de las precipitaciones netas de las precipitaciones de campo contra las cubiertas de vegetación en particular y su desarrollo en la variación anual. La precipitación de campo se reduce por la parte de interceptación a la precipitación neta mediante interceptación. Por lo tanto, la precipitación neta sólo ocurre cuando se agota la capacidad máxima de almacenamiento de interceptación de la vegetación. El excedente se transmite a través de la caída de la precipitación al siguiente módulo. La capacidad máxima de interceptación ( $Int_{max}$ ) se calcula en J2000 de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$Int_{max} = \alpha \cdot LAI \text{ [mm]}$$

con

$\alpha$  ... capacidad de almacenamiento por m<sup>2</sup> de área foliar frente al tipo de precipitación [mm]

LAI ... índice de área foliar de la clase de uso de la tierra en particular [-]

El parámetro  $\alpha$  tiene un desarrollo diferente, dependiendo del tipo de precipitación interceptada (lluvia o nieve), ya que la capacidad máxima de interceptación de la nieve es notablemente mayor que la de la precipitación líquida. El índice de área foliar para cada tipo de vegetación del año se calcula con el método descrito para cada día de la serie temporal. El vaciado del almacenamiento de interceptación se realiza exclusivamente por evaporación. Un caso especial ocurre cuando el desarrollo del parámetro  $\alpha$  cambia de lluvia a nieve debido a la temperatura del aire. Esto conduce a una fuerte disminución de la capacidad máxima de almacenamiento de interceptación. El excedente posible se transmite como precipitación de drenaje al siguiente módulo.

---

## Módulo de nieve

El desarrollo de la nieve se subdivide en tres fases en el módulo de nieve de J2000: la acumulación de nieve, la metamorfosis y la nieve derretida. La cantidad de nieve de la precipitación total se define a través de la temperatura del aire para calcular la tasa de acumulación diaria (Acc). Para este propósito, se supone que por debajo de una temperatura umbral particular la precipitación total consiste en nieve y para ir por encima de una segunda temperatura umbral la precipitación total consiste en lluvia. En la zona entre estas temperaturas umbral se produce una precipitación mixta. Con el fin de definir las temperaturas umbral y por lo tanto el tamaño de la zona de transición, se debe dar un valor de temperatura ( $Trs$  en °C) que se ajuste a la temperatura donde el 50% de la precipitación es nieve y el 50% lluvia. Adicionalmente, es necesario definir un parámetro  $Trans$  (en K) que se toma como el ancho medio de la zona de transición. La proporción de nieve real ( $p(s)$ ) de la precipitación diaria frente a la temperatura del aire ( $T$ ) se calcula de acuerdo con:

$$p(s) = \frac{TRS + Trans - T}{2 \cdot Trans} \text{ [mm]}$$

La cantidad diaria de nieve ( $N_s$ ) o cantidad de lluvia ( $N_r$ ) se calcula de acuerdo con:

$$N_s = N \cdot p(s) \text{ [mm]}$$

$$N_r = N \cdot (1 - p(s)) \text{ [mm]}$$

El equivalente de agua de nieve así calculado se asigna al almacenamiento sólido (SWCdry). Si p (s) es menor que 1,0, la cantidad resultante de lluvia se añade al almacenamiento de líquido.

El cambio de altura de nieve resultante se calcula con la ayuda de la densidad de nieve fresca ( $\rho_{new}$ ):

$$\Delta SH = \frac{N_s}{\rho_{new}} \text{ [mm]}$$

Las circunstancias térmicas bajo la cubierta de nieve se tienen en cuenta con el almacenamiento de frío en la cubierta de nieve en relación con la nieve derretida. Dado que el agua derretida se congela inmediatamente debido a las circunstancias isotérmicas negativas bajo la cubierta de nieve y, por lo tanto, la escorrentía se detiene, el almacenamiento de frío necesita alcanzar el valor cero para que comience el proceso de deshielo. Por consiguiente, las temperaturas negativas aumentan la reserva de frío, mientras que las temperaturas positivas la reducen. El cálculo del almacenamiento de frío (CC) resulta del producto de la temperatura del aire mediante un parámetro de calibración (coldContFac):

$$CC = coldContFac \cdot T \text{ [mm]}$$

La cubierta de nieve puede almacenar agua líquida en sus poros hasta una cierta densidad crítica (critDens). Esta capacidad de almacenamiento se pierde casi completamente e irreversiblemente cuando se alcanza una cierta cantidad de agua líquida proporcionalmente al equivalente total de agua de nieve (entre 40% y 45%). Esto se tiene en cuenta en el modelado mediante el cálculo del máximo contenido de agua ( $WS_{max}$ ) de la capa de nieve:

$$WS_{max} = critDens \cdot snowDepth \text{ [mm]}$$

La densidad crítica (critDens) debe ser dada por el usuario. El agua almacenada en la cubierta de nieve que va más allá de este umbral se drena:

$$SMR = \left( 1 - e^{(1 - (\frac{critDens}{totDens}))^4} \right) \text{ [mm]}$$

El agua de nieve resultante (SMR) se utiliza como valor de entrada en el siguiente módulo de suelo. La densidad de la cubierta de nieve mantiene el valor de la densidad crítica hasta que la cubierta de nieve se descongela o vuelve a la fase de acumulación debido a las nuevas nevadas.

En J2000 hay dos métodos disponibles para el cálculo del potencial de fusión: un método simple se basa en la estrecha relación entre la temperatura del aire y la intensidad de la fusión de la nieve. La tasa de fusión potencial (potMR) se calcula sobre la base de la temperatura del aire, el factor de grado de día (ddf) y la densidad total de nieve (totSnowDens):

$$potMR = ddf \cdot totSnowDens \cdot T \text{ [mm]}$$

El factor de grado de día representa un coeficiente de descongelación generado empíricamente. Alternativamente a la fórmula de cálculo mencionada, la tasa de fusión potencial también puede calcularse mediante un enfoque más complejo. Además de la cantidad de precipitación ( $P$  en mm) y la temperatura del aire, se tienen en cuenta en este cálculo otros flujos de energía (temperatura del aire, temperatura de precipitación y temperatura del suelo). Dado que los datos de entrada necesarios para este enfoque (por ejemplo, intensidad de precipitación, calor de fusión y velocidad del viento) a menudo no están disponibles, es necesario calibrarlos. La ecuación resultante y simplificada sólo contiene los datos de temperatura, datos de precipitación y los factores de calibración  $r\_factor$ ,  $g\_factor$  y  $t\_factor$  que necesitan ser generados empíricamente.

$$potMR = t\_factor \cdot T + r\_factor \cdot P + g\_factor \text{ [mm]}$$

---

### Módulo de agua del suelo

El módulo de suelo está estructurado en unidades de proceso (infiltración, evapotranspiración) y unidades de almacenamiento (almacenamiento de poros medios = MPS, almacenamiento de poros grandes = LPS, almacenamiento de depresión). En primer lugar, se calcula la capacidad de infiltración contra la saturación de agua en el suelo y una tasa de infiltración máxima con ayuda de un método empírico. La tasa máxima de infiltración funciona como umbral. Cuando se cruza este umbral, el exceso de agua se almacena en el almacenamiento de depresión o conduce a la escorrentía de superficie directa. La cantidad máxima de agua que se puede retener en las depresiones superficiales se considera como almacenamiento máximo de depresión ( $maxDepStor$ ). Además, el almacenamiento de la depresión depende de la estructura de la superficie, así como de la pendiente y se reduce a la mitad cuando la pendiente es superior al 5%. El agua de precipitación que no está infiltrada o almacenada en el almacenamiento de depresión drena como escorrentía superficial. Para calcular la infiltración ( $Inf$ ), se utiliza un método de cálculo empírico en J2000. Para ello, se ha establecido una tasa máxima de infiltración ( $maxINF$  en mm / d), definida por el usuario, frente al déficit relativo de saturación del suelo ( $1 - soil_{sat}$ ) se tiene en cuenta:

$$Inf = (1 - soil_{sat}) \cdot maxINF \text{ [mm/d]}$$

El cálculo de la saturación relativa del suelo se realiza de acuerdo con:

$$soil_{sat} = \frac{(MPS_{act} + LPS_{act})}{(MPS_{max} + LPS_{max})} \text{ [-]}$$

con

$MPS_{act}$ ,  $MPS_{max}$  ... real, máximo de llenado del almacenamiento de poro medio

$LPS_{act}$ ,  $LPS_{max}$  ... real, máximo llenado del almacenamiento de poros grandes

Se consideran tres escenarios de infiltración para la definición de la tasa máxima de infiltración. El ajuste de la tasa de infiltración máxima ( $maxINF$ ), definida por el usuario, con el

parámetro  $Inf_{winter}$  es el caso normal de la infiltración para el semestre de invierno. Además, las condiciones especiales de infiltración para la precipitación convectiva de corta duración y alta intensidad que se producen en verano se tienen en cuenta a través del parámetro  $Inf_{summer}$ . Además, con el ajuste del parámetro  $Inf_{snow}$ , deberá tenerse en cuenta la circunstancia de disminución de la infiltración debida a la congelación total o parcial de la capa de nieve. Si la cantidad de agua que ha de infiltrarse es mayor que la tasa máxima de infiltración ( $maxINF$ ) establecida por el usuario, el agua sobrante se almacena en el depósito de depresión o drena como escorrentía superficial. Además, la infiltración está influenciada por el grado sellado de la superficie. Para un grado sellado superior al 80% (áreas impermeables  $IP > 80$ ) sólo el 25% de la precipitación se infiltra; para un grado sellado inferior al 80% (áreas impermeables  $IP < 80$ ) 60% de la precipitación se infiltra. La precipitación infiltrada se asigna al almacenamiento de poros medios y al almacenamiento de poros grandes, por lo que el déficit de saturación del MP es determinante. La afluencia en el MPS ( $MPS_{in}$ ) resulta de la precipitación infiltrada ( $Inf$ ) frente a su contenido de almacenamiento relativo ( $\Theta_{MPS}$ ), así como de un coeficiente de calibración ( $Dist\ coef$ ) establecido por el usuario.  $MPS_{in}$  se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$MPS_{in} = Inf \cdot \left( 1 - e^{\left( \frac{-1 \cdot Distcoef}{\Theta_{MPS}} \right)} \right) \quad [mm]$$

La cantidad infiltrada de agua de precipitación que no es absorbida por el MPS entra en el almacenamiento de poros grandes ( $LPS_{in}$ ):

$$LPS_{in} = Inf - MPS_{in} \quad [mm]$$

El rango de valores del coeficiente de calibración está entre cero (de modo que no puede fluir agua en el MPS) e infinito. La descarga del MPS se realiza exclusivamente a través de evapotranspiración (ETP), que se calcula a partir del relleno de almacenamiento actual del MPS y del potencial ETP (ver cálculo de evapotranspiración).

El movimiento de agua vertical (percolación) y lateral (interflujo) en el suelo ocurre exclusivamente en el LPS y por lo tanto depende de la cantidad de poros grandes. En un primer momento, se debe calcular el total de la escorrentía del LPS ( $LPS_{out}$ ) que finalmente se divide en los dos componentes de escorrentía mencionados. Se calcula contra la saturación relativa del suelo ( $soil_{sat}$ ), el gran contenido de almacenamiento real ( $LPS_{act}$ ) y un coeficiente de calibración ( $LPS_{out}$ ).

$$LPS_{out} = (soil_{sat})^{LPS_{out}} \cdot LPS_{act} \quad [mm]$$

La siguiente asignación de la escorrentía LPS en la dirección vertical y lateral (inter) de flujo se lleva a cabo contra la pendiente y un factor de calibración específico del usuario ( $LatVertDist$ ) que puede tomar valores entre cero e infinito.

$$perc = LPS_{out} \cdot (1 - \tan(Hangneigung) \cdot LatVertDist) \quad [mm]$$

$$inter = LPS_{out} \cdot (\tan(Hangneigung) \cdot LatVertDist) \quad [mm]$$

La tasa de percolación puede ser restringida por una tasa de percolación máxima absoluta, definida por

el usuario (maxPerc). Cuando se cruza la tasa de percolación máxima, el agua sobrante se lleva al flujo intermedio. La tasa de percolación máxima resulta de la permeabilidad hidráulica y la cantidad de poros grandes y macroporos y se puede estimar sólo vagamente. El agua que está en el LPS después de un paso de tiempo puede difundirse en el MPS (LPS2MPS) cuando se consideran el contenido real de almacenamiento LPS (LPSact), la saturación relativa del MPS ( $\Theta_{MPS}$ ) y el coeficiente de calibración *Diff coef*:

$$LPS2MPS = LPS_{act} \cdot \left( 1 - e^{\left( \frac{-Diffcoef}{\Theta_{MPS}} \right)} \right) \quad [mm]$$

El parámetro de calibración *Dist coef* también posee un rango de valores teóricos de 0 a infinito. No se produce difusión para valores de 0. Cuando se cruza el valor 5, casi toda el agua que permanece en los poros grandes se difunde en el MPS.

Mientras que la percolación está limitada por la tasa de percolación máxima, la descarga puede ser desacelerada mediante el escurrimiento directo (RD1) y el flujo intermedio (RD2) por el coeficiente de retención definido por el usuario (recRD1, recRD2):

$$Abfluss = \frac{1}{rec} \cdot Abflusskomponente \quad [mm]$$

Si *recRD1* o *recRD2* obtiene un valor superior a 1, la escorrentía se desacelera y el excedente de agua permanece en los almacenes particulares hasta el siguiente paso. Igualmente, un valor pequeño para *k* conduce a un aumento de la escorrentía.

---

### Módulo de agua de la tierra

El concepto de modelo del módulo de agua subterránea en J2000 ofrece la visualización del escurrimiento de agua subterránea de todas las formaciones geológicas que se producen en la zona de captación, teniendo en cuenta los diferentes comportamientos de almacenamiento y escorrentía. En las unidades geológicas individuales existe una distinción entre el depósito superior de agua subterránea (RG1) en material suelto y con alta permeabilidad y el depósito inferior de agua subterránea (RG2) en las fracturas y hendiduras del lecho rocoso. En consecuencia, se generan dos componentes de escorrentía de base: uno rápido del depósito de agua subterránea superior y otro lento del depósito de agua subterránea inferior. El llenado del depósito de agua subterránea es resultado del componente de escorrentía vertical del módulo de suelo. El vaciado puede llevarse a cabo por los componentes de escorrentía subterránea lateral, así como por elevación capilar en la zona no saturada. La parametrización de los depósitos de agua subterránea se realiza con la definición de la capacidad máxima de almacenamiento del depósito de agua subterránea superior (maxRG2) e inferior (máx RG1), así como un coeficiente de retención para ambos depósitos (recRG1) y (recRG2). Ambos parámetros deben determinarse por separado para cada entidad geológica. La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del almacenamiento individual por unidad de área de m<sup>2</sup>. El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento (actRG1 y actRG2)

para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea ( $outRG1$  y  $outRG2$ ): La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del almacenamiento individual por unidad de área de  $m^2$ . El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento ( $actRG1$  y  $actRG2$ ) para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea ( $outRG1$  y  $outRG2$ ): La capacidad de almacenamiento máxima resulta del producto de la cavidad y el espesor del almacenamiento individual por unidad de área de  $m^2$ . El cálculo del rendimiento del agua se realiza contra los rellenos de almacenamiento reales como una función de drenaje lineal. Los coeficientes de retención de almacenamiento, que deben considerarse como tiempos de residencia del agua en el almacenamiento de interés, se toman en cuenta como factor del contenido real de almacenamiento ( $actRG1$  y  $actRG2$ ) para el cálculo del escurrimiento del agua subterránea ( $outRG1$  y  $outRG2$ ):

$$outRG1 = \frac{1}{gwRG1Fact \cdot recRG1} \cdot actRG1 \text{ [mm]}$$

$$outRG2 = \frac{1}{gwRG2Fact \cdot recRG2} \cdot actRG2 \text{ [mm]}$$

Para tener en cuenta las dinámicas de escorrentía de los embalses en la cuenca hidrográfica, los caudales de agua subterránea  $outRG1$  y  $outRG2$  pueden multiplicarse por los parámetros de calibración  $gwRG1Fact$  o  $gwRG2Fact$  para el depósito de agua subterránea superior o inferior particular. Los ajustes de parámetros dados de estos factores toman el valor uno, por lo que el valor no debe ser menor que cero. En general, la escorrentía de los depósitos de agua subterránea se lleva a cabo más rápidamente cuando se da un factor pequeño y más lento cuando se da un factor importante.

Para una posterior adaptación a la zona de captación, es necesario configurar el coeficiente de calibración  $gwRG1RG2dist$ . Influye en la asignación del agua de percolación del módulo de suelo ( $perc$ ) a ambos depósitos de agua subterránea para cada Unidad de Respuesta Hidrológica en consideración de la pendiente. El parámetro de calibración  $distRG1RG2$  se utiliza como exponente en el cálculo del flujo de agua subterránea ( $inRG1$  e  $inRG2$ ):

$$inRG1 = perc \cdot (1 - (1 - \tan(Hangneigung))) \cdot gwRG1RG2dist \text{ [mm]}$$

$$inRG2 = perc \cdot (1 - \tan(Hangneigung)) \cdot gwRG1RG2dist \text{ [mm]}$$

Además de los parámetros mencionados, la elevación capilar del agua subterránea ( $GW2MPS$ ) tiene una influencia importante en el llenado del suelo en áreas planas con un nivel de agua subterránea muy alto, por ejemplo, en extensas tierras de inundación. Para tener en cuenta esta circunstancia, el almacenamiento de poros medios aún libre ( $deltaMPS$ ), que resulta de la diferencia entre el almacenamiento máximo de poros medios y el volumen real de almacenamiento de poros medios, se multiplica por un factor generado empíricamente. El coeficiente de calibración  $gwCapRise$  así como la saturación relativa del MPS ( $ThetaMPS$ ) se utilizan para el cálculo de este factor:

$$GW2MPS = \Delta MPS \cdot \left( 1 - e^{\frac{-gwCapRise}{\theta MPS}} \right) \text{ [mm]}$$

El coeficiente de calibración  $gwCapRise$  puede tomar valores de cero a infinito. Sin embargo, la elevación capilar está prohibida cuando el coeficiente toma el valor cero.

### Enrutamiento lateral

El módulo de enrutamiento lateral describe la transferencia de agua dentro de una cascada de flujo de HRU a HRU desde la zona de captación superior hasta la corriente receptora. Dado que los mecanismos de retención de la escorrentía son descritos por los otros módulos de proceso, aquí sólo se asignan los flujos y descargas de la HRU. La transferencia de agua entre las HRU se considera como una relación n: 1. Por lo tanto, una HRU puede tener varios influjos, pero sólo una descarga. El orden de las HRU como receptores está determinado por el ID topológico del conjunto de datos HRU. En el conjunto de datos HRU también se determina qué HRU drenan finalmente en el flujo receptor.

### Alcanzar el enrutamiento

El módulo Reach Routing describe los fenómenos de flujo en el canal a través de un modo normal de onda cinemática y el cálculo de la rapidez de flujo según MANNING & STRICKLER. El único parámetro (TA) que se debe ajustar es un coeficiente de enrutamiento que debe ser establecido por el usuario. Representa el tiempo de recorrido de la onda de descarga que se mueve desde el canal al escurrimiento después de un evento de precipitación. Su valor, así como la rapidez del flujo ( $v$ ) de la corriente y la longitud del flujo ( $fl$ ) son necesarios para el cálculo del coeficiente de retención de la escorrentía ( $Rk$ ).

$$Rk = \frac{v}{fl} \cdot TA \cdot 3600 \text{ [-]}$$

En primer lugar, la rapidez del flujo ( $v_{nuevo}$ ) con el factor de rugosidad de Manning ( $M$ ), la pendiente del lecho del río ( $I$ ) y el radio hidráulico ( $Rh$ ) necesitan ser ajustados, sin embargo. El radio hidráulico ( $Rh$ ) se calcula a su vez a partir de la sección transversal de la parte del río donde fluye el agua ( $A$ ), del paso de flujo ( $q$ ), de la rapidez del flujo ( $v$ ) y del ancho del río ( $b$ ). Para este enfoque se asume una velocidad inicial de flujo ( $v_{init}$ ) de 1 m / s, que entonces se itera con la nueva velocidad calculada de flujo ( $v_{nuevo}$ ) hasta que la desviación de ambas velocidades sea inferior a 0,001 m/s.

$$Rh = \frac{A}{b + 2\frac{A}{b}} \text{ [m]} \quad \text{mit} \quad A = \frac{q}{v_{init}} \text{ [m}^2\text{]}$$

$$V_{new} = M \cdot Rh^{\frac{2}{3}} \cdot I^{\frac{1}{3}} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

Finalmente, se calcula el caudal de la parte particular del río ( $q_{act}$ ) con el coeficiente de retención de escorrentía generado ( $Rk$ ).

$$Ausfluss = q_{act} \cdot e^{\left(\frac{-1}{Rk}\right)} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

Cuanto más alto sea el valor asumido de TA, más rápido se moverá la onda de descarga dentro de un período particular y menos agua permanecerá en el canal. Por lo tanto, el intervalo teórico de valores corresponde al de los números positivos.