



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

INFLUENCIA DEL USO DE UN MODELO "DATA BASED MECHANISTICAL" (DBM) EN
RESULTADOS DE MODELOS HIDROLÓGICOS CONTINUOS APLICADOS A
CUENCAS ALTERADAS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA
MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

VLADIMIR CLAROS ROCABADO

PROFESOR GUIA:
XIMENA VARGAS MESA

MIEMBROS DE LA COMISION:
MARCELO OLIVARES ALVEAR
MAURICIO VILLAZÓN GOMEZ

SANTIAGO DE CHILE
ENERO DE 2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
GRADO DE: M. Cs. Ing., Menc. Recursos y Medio
Ambiente Hídrico
POR: Vladimir Claros R.
PROF. GUIA: Ximena Vargas Mesa**

**INFLUENCIA DEL USO DE UN MODELO "DATA BASED MECHANISTICAL"
(DBM) EN RESULTADOS DE MODELOS HIDROLÓGICOS CONTINUOS
APLICADOS A CUENCAS ALTERADAS**

Determinar de forma confiable y anticipada la cantidad de agua que puede generar una cuenca como respuesta a las forzantes meteorológicas a las que es sometida, es fundamental para la planificación y optimización del uso de este recurso.

Un requisito fundamental para determinar esta relación, es contar con caudales correspondientes al estado natural de la cuenca (Cuencas inalteradas) para realizar la calibración, sin embargo, muchas veces, no se cuenta con mediciones en las zonas que desean estudiarse (cuencas no controladas) o las mediciones registradas, no corresponden al caudal natural de la cuenca, debido a extracciones, tomas no contabilizadas, desvíos, etc.

El objetivo de este estudio es proponer y analizar una metodología que permita obtener simulaciones con coeficientes de eficiencia aceptables, de los valores registrados en sistemas que tienen un registro de caudal acotado (alterado) registrando sólo parcialmente los caudales generados por la cuenca.

Para alcanzar el objetivo, como primer paso, se modela la zona estudiada, aplicando los programas HEC-HMS y MIKE-NAM en modo continuo, para evaluar su capacidad y limitantes para representar el fenómeno, siguiendo las bases teóricas que se sustentan las buenas prácticas del uso de estos modelos.

Posteriormente, al verificar la incapacidad de los modelos utilizados de representar de forma adecuada los hidrogramas registrados, se utiliza una herramienta basada en la teoría de Modelos mecanísticos basados en datos (DBM) denominada Conceptual developer Model (CMD), para que la misma en base a los datos obtenidos utilizando los modelos hidrológicos y los datos registrados, simule la operación de la obra de toma que es la que gobierna la cantidad de agua que se capta de la cuenca y es posible de ser registrada.

Como resultado de este trabajo se obtiene que una vez aplicado el CMD, pueden generarse hidrogramas comparables a los observados, con coeficientes de eficiencia de Nash Sutcliffe de hasta 0.89.

Los resultados obtenidos, reflejan que a través de este procedimiento se puede obtener un pronóstico confiable de los caudales captados, lo cual contribuye en el caso estudiado a la implementación de un sistema de pronóstico a corto plazo (escala semanal como máximo) de caudales aportantes al sistema para la generación hidroeléctrica.

DEDICATORIA

A mis padres por haberme permitido hacer realidad el deseo tan grande que tenía de aprender un poco más, respaldándome como lo han hecho desde que tengo uso de razón, sin duda lo poco o mucho que pueda alcanzar en esta vida, será gracias a ustedes.

A mi esposa Maribel y mis hijos, Santiago e Isabel Guadalupe, que me impulsan a seguir cada día adelante y le dan sentido a mis días.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por todo lo que me ha deparado en la vida, he sido muy bendecido, en la familia que me ha tocado, en el hogar que he formado, en mis estudios y profesión. Por todo eso y las cosas más simples que a veces no percibimos, gracias.

A mis padres, que desde pequeño me enseñaron que el estudio es el camino, si bien no para generar grandes riquezas, pero si para enriquecerse como persona, para ser alguien de bien y contribuir con lo que se pueda a generar días mejores para nuestra gente, gracias por su amor y por todo lo que me han dado, mucha gente tiene deseos y capacidad para superarse, lastimosamente muchas veces no tienen las condiciones que ustedes me han brindado.

A mi esposa que aun cuando éramos enamorados supo comprenderme y apoyar este sueño, impulsándome, siendo mi confidente, compartiendo mis miedos y alegrías. Amor, lo logramos, costó pero lo logramos!!!

A todos los profesores con los que tuve la suerte y placer de tener clases, ha sido un gusto enorme haber podido aprender de ellos, sin duda no me equivoqué escogiendo a la Chile como la casa superior de estudios donde realizar mi maestría, el prestigio del que gozan lo tienen bien ganado y he podido comprobar que la formación que otorgan permite a sus graduados estar al nivel de profesionales de cualquier parte del mundo.

A todos los compañeros con los que pude compartir y relacionarme, gracias por la buena onda y cordialidad, de verdad me sentí de lo más cómodo durante mi estadía en la U, además extender de manera general ese agradecimiento al personal que forma parte del Departamento de Recursos Hídricos.

A Chile, país en el que pude adquirir una formación de primer nivel, y que a pesar de las diferencias políticas e históricas con mi país, me ha recibido de la mejor manera, me voy con los mejores recuerdos.

Al laboratorio de hidráulica de San Simón (LHUMSS), que me acogió primero durante la elaboración de mi tesis de pregrado y ahora en la de Maestría y de manera especial al Dr. Mauricio Villazón, que ha sido una persona fundamental para la elaboración de la tesis, además de una fuente inagotable de conocimiento y enseñanza desinteresada, da gusto encontrarse y trabajar con gente así, siempre dispuesta a compartir lo que sabe.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO.....	IV
ÍNDICE DE TABLAS.....	VII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VIII
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 MOTIVACIÓN	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 <i>Objetivo general</i>	4
1.2.2 <i>Objetivos específicos</i>	4
1.3 ESTRUCTURA DEL TRABAJO A REALIZAR.....	5
1.4 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO.....	6
2 MODELACIÓN HIDROLÓGICA Y DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS UTILIZADOS	8
2.1 ESTADO DEL ARTE	8
2.1.1 <i>Modelos métricos</i>	9
2.1.2 <i>Modelos conceptuales</i>	9
2.1.3 <i>Modelos de base física</i>	9
2.1.4 <i>Modelos híbridos métricos conceptuales</i>	10
2.2 SELECCIÓN Y CALIBRACIÓN.....	10
2.3 HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN ESTE ESTUDIO.....	12
2.4 MIKE NAM	13
2.4.1 <i>Antecedentes</i>	13
2.4.2 <i>Estructura y fundamentos físicos</i>	14
2.4.3 <i>Parámetros del modelo</i>	18
2.5 HEC-HMS.....	23
2.5.1 <i>Antecedentes</i>	23
2.5.2 <i>Características principales</i>	23
2.5.3 <i>Estimación de las pérdidas iniciales</i>	25
2.5.4 <i>Orden de cálculo en el modelo</i>	28
2.5.5 <i>Aplicabilidad y limitaciones de los modelos de volumen de escorrentía</i>	29
2.5.6 <i>Modelación del escurrimiento en la cuenca</i>	30
2.5.7 <i>Modelación del flujo base</i>	31
2.5.8 <i>Rastreo de caudales</i>	32

2.6	CONCEPTUAL MODEL DEVELOPER (CMD)	36
2.6.1	<i>Antecedentes</i>	36
2.6.2	<i>Estructura y descripción técnica del modelo</i>	37
3	CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	47
3.1	CARACTERÍSTICAS GENERALES	47
3.1.1	<i>Meteorología</i>	49
3.1.2	<i>Precipitaciones</i>	50
3.1.3	<i>Hidrometría</i>	51
3.1.4	<i>Clima</i>	55
3.1.5	<i>Geomorfología</i>	55
3.1.6	<i>Uso de suelos</i>	55
4	CALIBRACIÓN Y RESULTADOS INICIALES	57
4.1	TEORÍA Y LINEAMIENTOS	57
4.2	MIKE-NAM	59
4.2.1	<i>Implementación</i>	59
4.2.2	<i>Calibración y validación</i>	60
4.3	HEC-HMS	66
4.3.1	<i>Implementación</i>	66
4.3.2	<i>Ajuste y calibración</i>	66
4.4	EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS	68
5	CONCEPTUALIZACIÓN APLICANDO EL CMD	70
5.1	CONCEPTUALIZACIÓN	70
5.2	IMPLEMENTACIÓN MIKE-NAM	70
5.3	IMPLEMENTACIÓN HEC-HMS	72
5.4	RESUMEN DE ESTRUCTURAS Y PARÁMETROS OBTENIDOS	74
6	ANÁLISIS DE RESULTADOS	76
6.1	INTRODUCCIÓN	76
6.2	ANÁLISIS DE LOS HIDROGRAMAS OBTENIDOS	76
6.2.1	<i>Comparación MIKE-NAM con CMD</i>	77
6.2.2	<i>Comparación HEC-HMS con CMD</i>	78
6.3	LIMITACIONES EN LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON EL CMD	79
6.4	ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE MODELO	81
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	84
7.1	CONCLUSIONES	85

7.2	RECOMENDACIONES	86
8	BIBLIOGRAFÍA.....	88
9	ANEXOS.....	93
	ANEXO A CONCEPTUAL MODEL DEVELOPER.....	94
	ANEXO B ECUACIONES DE DESCARGA ESTACIONES SISTEMA CORANI	97
	ANEXO C DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS.....	98
	ANEXO C HIDROGRAMAS GENERADOS CON EL CMD	100

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1.- Contenido de humedad en cm^3/cm^3 , saturación y valores de pF de $\theta_{2.5}$ y $\theta_{4.2}$ para diez clases de suelos. Adaptado de (1)Rawls et al.(1982); (2) Cosby et al. (1984); (3) Rijtema (1969).	18
Tabla 2.2.- Profundidad freática para a un flujo capilar de 1mm/día en distintos suelos Rijtema (1969).	21
Tabla 2.3.- Parámetros a calibrar y valores límite recomendados.....	23
Tabla 2.4.- Métodos disponibles para el cálculo de los distintos procesos.	25
Tabla 2.5.- Grupos de suelos y tasas de infiltración, adaptado de SCE, 1986.	25
Tabla 2.6.- Clases de textura estimadas (Rawls, et al., 1982).	27
Tabla 2.7.- Pros y contras de los modelos de pérdida del HEC-HMS adaptado del HMS Technical Reference Manual (2000).....	29
Tabla 2.8.- Valores típicos de la constante de recesión.	32
Tabla 2.9.- Sumario de criterios para la elección de modelos.	36
Tabla 3.1.- Características de la ubicación de la zona de estudio.....	47
Tabla 3.2.- Características de las cuencas estudiadas.....	48
Tabla 3.3.- Datos climatológicos disponibles	49
Tabla 3.4.- Estaciones hidrométricas disponibles a escala diaria y horaria.	51
Tabla 3.5.- Valores de temperatura promedio anual, periodo 2002-2010.	55
Tabla 4.1.- Influencia porcentual de las estaciones en cada sub-cuenca (Polígonos de Thiessen).	58
Tabla 4.2.- Tabla resumen de parámetros calibrados para las cuencas en estudio.	65
Tabla 4.3.- Tabla resumen de parámetros calibrados para las cuencas del sistema Palca.	68
Tabla 4.4.- Coeficientes de eficiencia de Nash Sutcliffe, para los modelos utilizados.	69
Tabla 5.1.- Resumen de coeficientes de eficiencia de Nash obtenidos NAM-CMD.....	71
Tabla 5.2.- Resumen de coeficientes de eficiencia obtenidos para la modelación HMS-CMD.....	74
Tabla 5.3.- Estructura de modelos obtenidos para las cuencas estudio.	75
Tabla 6.1.- Tabla de caudales pico y relación $Q_{\text{nam}}/Q_{\text{cmd}}$	77
Tabla 6.2.- Tabla de caudales pico y relación $Q_{\text{hec}}/Q_{\text{cmd}}$	78
Tabla 6.3.- Coeficientes de escorrentía media anual para los modelos HMS-CMD y NAM-CMD..	79
Tabla 0.1.- Ecuaciones H-Q utilizadas para cada estación.	97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.- Sistema de cuencas en paralelo conducidas por un cauce de hormigón.	4
Figura 1.2.- Esquema de desarrollo de actividades.....	5
Figura 2.1.- Esquema de relación entre flujo total, caudal filtrado y aportes de escorrentía.....	13
Figura 2.3.- Estructura física del modelo (NAM-DHI, 2007).	15
Figura 2.4.- Generación del flujo superficial.....	20
Figura 2.5.- Esquema de la estructura del modelo (guía técnica).	24
Figura 2.6.- Esquema conceptual del algoritmo SMA. Adaptado de Bennett, 1998.....	28
Figura 2.7.- ET Función del almacenaje en la zona de tensión. Adaptado de Bennett, 1998.....	27
Figura 2.8.- Cuenca representada con el modelo de la onda cinemática.	30
Figura 2.9.- Cuenca representada con el modelo de la onda cinemática.	31
Figura 2.10.- Perfiles de agua en flujo permanente (US-ACE, 2000).....	33
Figura 2.11.- Almacenamiento en cuña, adaptado de Linsley et al, 1982.	34
Figura 2.12.- Región factible para la elección de parámetros, modelo Muskingum, adaptado del HMS Technical Reference Manual (2000).	34
Figura 2.13.- Arreglo de reservorios representando estructuras de a) [2, 3, 0], b) [3, 1, 0].....	41
Figura 2.14.- Resultados del SCEM-UA para un segmento de río, estructura [1 1 1] a) β y ck_1 después de 5000 iteraciones, b) Distribución de probabilidades posterior para β y ck_1	43
Figura 2.15.- Representación esquemática del modelo Takagi-Sugeno (Villazón, 2011).....	44
Figura 2.16.- Transformación no lineal de datos de entrada para un segmento de río e hidrograma con periodo de retorno 500 años.	45
Figura 2.17.- Modelo SIMULINK para un segmento con una planicie de inundación (en caja segmentada) Adaptado de Villazón, 2011.	46
Figura 3.1.- Ubicación del sistema de cuencas que aporta sus aguas al embalse CORANI.	47
Figura 3.2.- Esquema unifilar sistema Palca.....	48
Figura 3.3.- Disposición espacial de las estaciones meteorológicas.....	49
Figura 3.4.- Curva acumulada estación CORANI Embalse.	50
Figura 3.5.- Precipitación de Logger y del pluviómetro estación CORANI Embalse.	51
Figura 3.6.- disposición espacial de las estaciones hidrométricas.	52
Figura 3.7.- Hidrograma para Descarga Palca con datos observados superpuestos.	53
Figura 3.8.- Volúmenes acumulados para todas las cuencas de aporte y el control en descarga Palca.....	54
Figura 3.9.- Verificación de la propagación del error debido a los valores negativos del balance...	54

Figura 3.10.- Porcentaje de cada tipo de cobertura.....	56
Figura 3.11.- Mapa temático de uso de suelos.	56
Figura 4.1.- Mapa distribución espacial de la precipitación.	58
Figura 4.2.- Flujo base filtrado para Inicio Palca.	59
Figura 4.3.- Resumen del filtrado de interflujo Palca.	60
Figura 4.4.- Parámetros utilizados Palca inicio.	61
Figura 4.5.- Calibración inicio Palca.....	62
Figura 4.6.- Calibración Pisle.	63
Figura 4.7.- Parámetros utilizados Pisle.	63
Figura 4.8.- Parámetros utilizados corrida Laterales Palca.	64
Figura 4.9.- Corrida Palca laterales.	65
Figura 4.10.- Calibración Palca.	67
Figura 4.11.- Calibración Pisle.	67
Figura 4.12. Calibración aportes laterales.	67
Figura 4.13. Dispersión entre caudales generados por los modelos NAM y HMS.....	69
Figura 5.1.- Parametrización y resultados obtenidos caso Pisle.	71
Figura 5.2.- Hidrograma Modelado NAM-CMD para descarga Palca, periodo 2002-2008.	72
Figura 5.3.- Volumen acumulado periodo 2000-2011 Descarga Palca.	72
Figura 5.4.- Parametrización y resultados obtenidos caso Pisle, modelo HMS.	73
Figura 5.5.- Volumen acumulado periodo 08/00 a 04/11.....	73
Figura 5.6.- Hidrograma HMS-CMD Correspondiente a la cuenca Pisle, periodo 2002-2008.	74
Figura 5.7.- Variación de los parámetros obtenidos con el CMD.	75
Figura 6.1.- Muestreo de los caudales máximos anuales.....	77
Figura 6.2.- Dispersión de los datos modelados con HMS-CMD vs. Observados.	80
Figura 6.3.- Dispersión de los datos modelados con NAM-CMD vs. Observados.	80
Figura 6.4.- Efectos de la operación en los hidrogramas observados a) Palca, b) Pisle.	81

1 INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

Determinar de forma adecuada, confiable y anticipada la cantidad de agua que puede generar una cuenca como respuesta a las forzantes meteorológicas a las que es sometida, es fundamental para la planificación y optimización del uso de este recurso ya que de estos pronósticos dependen las medidas de alerta temprana, obras de protección o aprovechamientos que se pueden realizar.

Si bien la mayoría de los estudios en este campo, se enfocan a evaluar los eventos de crecida (análisis de eventos), tratando de identificar como influyen los distintos componentes de una cuenca y en general todos los elementos que participan en el proceso lluvia escurrimiento en la forma que adopta el hidrograma de salida, el estudio de caudales continuos (modelación continua) es un tema muy relevante debido al uso que se le da a este tipo de evaluaciones, por ejemplo, en la planificación del uso del agua para consumo humano, para la determinación del agua potencial disponible en riego, o la programación para la generación hidroeléctrica a corto y mediano plazo, sólo por citar algunos casos.

En general, para representar este proceso lluvia escurrimiento, se han desarrollado durante las últimas décadas una gran variedad de técnicas y programas. En esta gama se encuentran, además de los modelos hidrológicos convencionales (los más comerciales), las funciones de transferencia, que son herramientas del tipo caja negra que relacionan los ingresos proporcionados con las salidas esperadas, y los modelos mecanicistas basados en datos, que a diferencia de las funciones de transferencia, le dan un significado físico a la estructura del modelo obtenida (Young, 2011).

Por otra parte, están las redes neuronales, herramientas que realizan un “aprendizaje” de las relaciones presentadas (en este caso de lluvia escurrimiento u otras entradas adicionales asociadas) para después de este proceso obtener los caudales asociados a los ingresos que se realicen Pujol (2009), además de procesos estocásticos autoregresivos o de media móvil denominados en general (ARIMA).

Todas estas metodologías han sido creadas en pos de obtener los hidrogramas que se generan en base a las forzantes que interactúan con la cuenca y son concebidas a partir de distintos conceptos y criterios ya sean de base física o matemática.

Debido a la amplia gama de metodologías, que sólo en parte fueron mencionadas anteriormente, es necesario hacer una primera discriminación respecto de la forma en la que se planea realizar un estudio. Por esta razón, se menciona a los modelos hidrológicos determinísticos, mismos que a lo largo del tiempo se han ido refinando, pasando con la ayuda de las herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG) existentes en la actualidad de modelos agregados a modelos semi distribuidos o distribuidos, que tratan de representar las características físicas de la cuenca y así identificar cómo influyen estas características particulares en la generación de los hidrogramas.

Sin embargo, a pesar de la existencia de modelos distribuidos, los modelos del tipo agregado no han sido dejados de lado, por el contrario, siguen siendo usados en una amplia gama de estudios alrededor del mundo, lo que muestra que no existe una tendencia claramente definida o un camino a seguir en el campo de la modelación y la elección que se realiza está obligatoriamente ligada en primer lugar a los datos disponibles y, además, al tipo de estudio que se desea realizar.

Además, aun cuando al enfocarse sólo en el campo de los modelos hidrológicos, se aprecia un amplio espectro que conforma este grupo. Haciendo una diferenciación en base a la unidad de modelación adoptada por cada estructura de modelo (agregados o distribuidos) es posible, de forma simplemente enunciativa más no limitativa, mencionar algunos de los programas más usados y populares tanto en el campo práctico como académico; estos son los modelos HEC-HMS, MIKE NAM y VIC en el campo de los agregados, WEAP, MIKE-SHE y TOPNET, dentro de los modelos semi distribuidos y SWAT o el GSSHA en el campo de los distribuidos.

Por otra parte, a medida que se desarrollan modelos más complejos, la demanda de datos de campo se incrementa, lo cual se convierte en una limitante para la aplicación de modelos distribuidos o de base física, más aun en países en vías de desarrollo, donde la demanda de los datos mínimos requeridos para correr este tipo de modelos muchas veces no puede satisfacerse.

Como una alternativa que permita manejar de forma más práctica distintos tipos de modelos o realizar una mímica de los resultados que estos generan teniendo además como un gran ventaja el ahorro de tiempo computacional que muchas veces modelos complejos (2d o 3d) requieren, se enfoca la otra parte del estudio a la aplicación y análisis

de una herramienta para la modelación del tipo Data Based Mechanistic (DBM), desarrollado por Villazon (2011) denominada Conceptual Model Developer tool (CMD) la cual permite entre algunas de sus distintas potencialidades, representar modelos de forma conceptual asimilando las bases físicas de los mismos, además de las condiciones de la zona de estudio tanto naturales como antropogénicas, como por ejemplo abstracciones que no pueden ser representadas por todos los modelos.

Para el caso de análisis, se utilizan las salidas de los modelos hidrológicos utilizados en primera instancia y se los utiliza como entradas para el CMD, que procesa estos datos en base a herramientas como el CAPTAIN de la Lancaster University (Young et al., 2007) y el SCEM-UA “Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm”, algoritmos cuyos fundamentos matemáticos están basados en funciones de transferencia y algoritmos de optimización global entre otros, siendo éstas las mismas bases sobre las que se desarrollan los modelos tipo DBM.

Para el presente estudio, se propone estudiar dos modelos de diferentes estructuras los cuales son el MIKE NAM y HEC-HMS en un sistema de cuencas ubicado en la ciudad de Cochabamba, Bolivia, que utiliza las aguas captadas en la generación hidroeléctrica. Entre las particularidades de este sistema se puede indicar:

- El hecho de que los caudales de las cuencas se unen a través de un canal artificial que conduce estas aguas a un embalse.
- Que los caudales registrados a la salida de cada cuenca, no corresponden a la producción de escorrentía total en su estado natural, (algo que es indispensable para realizar la calibración), sino corresponden solamente a los caudales captados por las obras de toma, razón por la cual y principalmente en época de lluvias, los caudales observados están limitados a la capacidad de la obra de toma, no pudiendo apreciarse la capacidad real de generación de agua de cada cuenca.

Al ser las mediciones de caudales gobernadas por las tomas, y conociendo que durante la época de crecidas, los caudales son mucho mayores a la capacidad de cada toma, es lógico que los caudales registrados durante este periodo, sean menores a los caudales que en realidad genera la cuenca. Por esta razón, el presente estudio, en esencia, pretende evaluar la potencialidad de la aplicación de modelos Data Based Mechanistic para asimilar las abstracciones que pueden presentarse en cuencas (por ejemplo derivaciones de aguas, trasvases, vertimientos en los cauces) que conducen el agua a los

puntos de control y que impiden el correcto registro de la cantidad de líquido escurrido o, como en este caso, limitan la captación de agua debido a la acción de obras de tomas.

El modelo CMD debe utilizar los resultados obtenidos de los modelos hidrológicos que representan el hidrograma real de la cuenca, y en base a ellos, conceptualizar la operación de las obras de toma buscando generar hidrogramas que representen con eficiencias apropiadas los valores registrados en las estaciones de medición.

En particular, se desea analizar el sistema presentado en la Figura 1.1, donde un conjunto de cuencas se conectan artificialmente (a través de un canal de hormigón armado) para transportar el agua hasta un embalse de aprovechamiento hidroeléctrico.

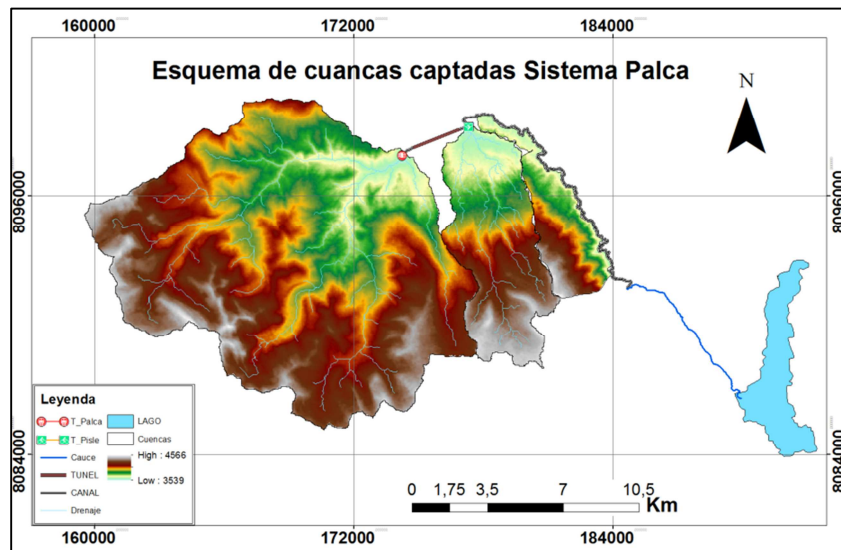


Figura 1.1.- Sistema de cuencas en paralelo conducidas por un cauce de hormigón.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es estudiar la influencia en términos de eficiencia de la aplicación de un modelo tipo DBM a los resultados obtenidos con modelos hidrológicos convencionales, en pos de poder representar de forma adecuada los hidrogramas que se registran en cuencas alteradas y que no cuentan con registros (permanentes ni regulares) de la generación natural de escorrentía para realizar la calibración.

1.2.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos se resumen en:

- Elegir los modelos a utilizar en base a los datos existentes.

- Elegir las escalas temporal y espacial, del mismo modo, en base a la disponibilidad de datos, de la capacidad del modelo y del estudio que se desea realizar.
- Definir el periodo de modelación y en base a esto, rellenar, verificar la consistencia y homogeneidad de los datos de entrada.
- Realizar la modelación hidrológica continua de todas las cuencas que componen el sistema estudiado utilizando los modelos hidrológicos elegidos (HEC-HMS y MIKE-NAM).
- Conceptualizar los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos aplicando la herramienta Conceptual Model Developer (CMD) desarrollada en Matlab-Simulink.
- Realizar un análisis cualitativo y cuantitativo de los resultados obtenidos con la conceptualización.
- Analizar las estructuras de modelación definidas tanto por los modelos hidrológicos (NAM- HEC HMS) como por el CMD.

1.3 ESTRUCTURA DEL TRABAJO A REALIZAR

Para esquematizar y mostrar la secuencia de los componentes del trabajo, se presenta la Figura 1.2.

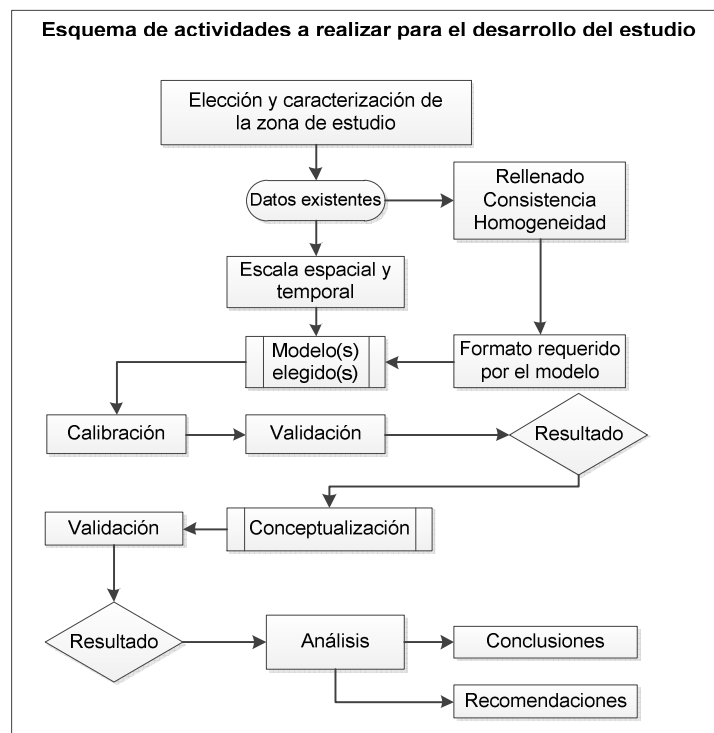


Figura 1.2.- Esquema de desarrollo de actividades.

1.4 ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO

El presente documento está compuesto de otros seis capítulos estructurados de la siguiente manera:

- En el capítulo dos primeramente se desarrolla el estado del arte en la modelación, enmarcándose en una clasificación determinada (respecto de las varias que existen). Posteriormente, se presenta los antecedentes que existen en el uso de los modelos hidrológicos utilizados en este estudio, desarrollando la estructura de ambos y, finalmente, se realiza un resumen análogo para el modelo tipo DBM (CMD).
- En el capítulo tres se presenta la caracterización de la zona de estudio elegida, en el marco hidrológico, geomorfológico, hidrométrico y de suelos, mostrando así los datos que serán utilizados en la modelación, mismos que respaldan la elección de los modelos aplicados.
- En el capítulo cuatro se incluyen los trabajos preliminares realizados con herramientas como el Wetspro (Willems, 2009), para inferir algunos de los parámetros de los modelos determinísticos. Además en este capítulo se presentan los criterios utilizados para la calibración debido a las características particulares de los datos de caudal existentes, se presentan los resultados de modelación obtenidos con los modelos calibrados, donde se puede apreciar la influencia de las obras de toma en los hidrogramas observados y la consecuente incapacidad de los modelos de caracterizar los caudales máximos.
- En el capítulo cinco se aborda la conceptualización de los modelos, los lineamientos generales aplicados para procesar los datos en el CMD y obtener los hidrogramas finales para cada modelo, presentándose además los valores de eficiencia finales obtenidos, tanto para las cuencas estudiadas como para todo el sistema que aporta sus aguas al embalse.
- En el capítulo seis se muestra el análisis de los resultados obtenidos después del procesamiento con el CMD de los hidrogramas iniciales que fueron obtenidos con los modelos hidrológicos., Se analizan, además del comportamiento de los hidrogramas durante las épocas de crecida, el grado de mejora respecto de los modelos hidrológicos utilizados, los máximos y eficiencias. También se evalúa la estructura de los modelos MIKE-NAM y HEC HMS, la relevancia de cada

parámetro, su significado y, por otra parte, qué representa la estructura obtenida según la teoría de los modelos DBM.

- Finalmente en el capítulo siete, se sintetizan las conclusiones del estudio, basadas en todo el marco teórico desarrollado y los resultados obtenidos en las distintas modelaciones. También se incluyen las recomendaciones que se desprenden de este trabajo.

2 MODELACIÓN HIDROLÓGICA Y DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS UTILIZADOS

2.1 ESTADO DEL ARTE

Acorde a lo citado por Wainwright & Mulligan (2004), los modelos son una abstracción que representa una realidad compleja, de una forma más simple, adecuándola al propósito del modelado y en ésta sólo los componentes significantes al problema son representados.

Los modelos, ayudan a la conceptualización y exploración del comportamiento de objetos y procesos del sistema y su interacción, de modo que se pueda generar un mejor conocimiento sobre ellos y desarrollar hipótesis asociadas a los mismos.

En ese sentido, los modelos son plataformas en las que los científicos desarrollan sus ideas, las asocian y ven los resultados, estos juegan un rol o varios, pero en general se desarrollan para un objetivo o dos en específico (análisis de crecidas, evaluación de recarga, cambio de cobertura o uso de suelos, flujo base), por tanto, el tipo de modelo construido puede restringir su uso para otros propósitos Wainwright & Mulligan (2004).

Este campo ha ido evolucionando considerablemente durante las últimas décadas, desde los primeros modelos del tipo Stanford de Crawford & Linsley (1966) pasando por el desarrollo de Box y Jenkins (1973) para las funciones de transferencia, y Young (1978) con los DBM. Se ha tenido un desarrollo permanente y un crecimiento constante que ha ido siempre de la mano del incremento de la capacidad computacional. Beven (2001), menciona su intento de inventariar con un buen grado de detalle la cantidad de modelos existentes para esa fecha y su abandono a dicha tarea al pasar los primeros cien modelos, eso da una muestra además, de la cantidad de propuestas que se han ido generando y que hasta ahora se desarrollan. Por otra parte, existen también diversos tipos de clasificaciones para agrupar los tipos de modelos existentes a la fecha, por lo cual, para el presente estudio, se utiliza la descripción utilizada en Wheater et al. (1993), que categoriza y describe las características de los modelos lluvia escorrentía en los siguientes cuatro tipos:

2.1.1 Modelos métricos

Basados principalmente en la observación de datos, buscan caracterizar la respuesta del flujo en base a estos datos, usando además, algunas formas de estimación y optimización estadística. Estos incluyen los modelos del tipo cajas negras (black box) como las funciones de transferencia discreta y continua, las representaciones tipo lógica difusa (fuzzy logic). Frecuentemente, este tipo de modelos se derivan o pueden ser relacionados con la teoría del hidrograma unitario, aunque no siempre se reconozca abiertamente.

2.1.2 Modelos conceptuales

Los cuales varían considerablemente en complejidad, son normalmente basados en la representación de almacenamientos internos, idea original tomada del modelo de cuenca de Stanford de Crawford & Linsley(1966). Sin embargo, los supuestos acerca de la respuesta a escala de cuenca, no son frecuentemente incluidos explícitamente. La característica principal de estos modelos, es que su estructura es especificada *a priori*, basada en la percepción del modelador de la importancia de ciertos procesos dentro de la cuenca, realizando posteriormente una optimización de los parámetros del modelo a través de una calibración con los datos observados de caudal.

2.1.3 Modelos de base física

en los cuales los componentes de procesos dentro del modelo, se representan en una forma más clásica del tipo físico matemática, basadas en la mecánica del medio continuo, resolviendo estos problemas por aproximaciones del tipo diferencias finitas o elementos finitos, con métodos de discretización espacio-temporal asociados. Un modelo muy conocido es el Systeme Hydrologique Europeen - SHE (Abbot et al, 1986). Los principales problemas en este tipo de modelos y que comparten en cierto grado con los modelos conceptuales son dos, primero, la incapacidad de medir propiedades físicas del suelo a la escala de discretización que utilizan, particularmente en las relaciones de procesos sub superficiales; segundo, su complejidad y subsecuente sobre parametrización, que ocasiona que una calibración y optimización objetiva sea virtualmente imposible, dado que, debido a la sobre parametrización, existirá más de una combinación de parámetros que representen con el mismo grado de eficiencia el modelo, este hecho es denominado como el concepto de equifinalidad, Beven (2001).

2.1.4 Modelos híbridos métricos conceptuales

Modelos en los cuales, se identifican modelos conceptuales y sus parámetros son estimados versus los datos disponibles, para probar las hipótesis acerca de la estructura hidrológica de la cuenca, almacenamientos y procesos. En un sentido más real, estos modelos son un intento de combinar la habilidad de modelos métricos para caracterizar de manera eficiente los datos observados en términos estadísticos (principio de parsimonia, Box & Jenkins, 1970), con las ventajas de los modelos conceptuales que tienen una interpretación física previa dentro del paradigma de la corriente científica.

2.2 SELECCIÓN Y CALIBRACIÓN

Debido al amplio rango de usos que se le puede dar a un modelo hidrológico, entre estos, el de evaluar eventos extremos, analizar el uso y cambio de uso de suelos, realizar modelación continua para evaluar el balance de humedad del sistema, evaluar la reacción de una cuenca ante distintos escenarios, ya sea de cambios en las forzantes de entrada o de cambios en el sistema, se ha definido primeramente el propósito de la modelación, para en base a él, definir de qué manera se evaluará el rendimiento del modelo.

Esta modelación pretende simular un sistema de cuencas cuyos datos disponibles son las forzantes de entrada de temperaturas, precipitaciones y humedades relativas diarias y los modelos de elevación digital, además de los caudales registrados.

Por otra parte, es importante resaltar que dichos caudales corresponden solamente al valor captado por las obras de toma existentes en cada cuenca, por lo que, según el comportamiento observado, durante la época de estiaje, se capta todo el caudal producido por dichas cuencas, sin embargo en la época de crecidas, existe una cantidad importante de agua que no es captada y por tanto no está incluida en las mediciones de caudal existentes, lo que le da a este periodo un carácter de cuenca no controlada.

Kirkby et al (1992) distingue entre dos tipos de parámetros, los parámetros físicos, que definen la estructura física del sistema estudiado y los parámetros del proceso, que definen el orden de magnitud de dichos procesos. La mayoría de los modelos incluye ambos tipos de parámetros, buscando en general obtener los parámetros físicos, de datos, mediciones o condiciones de la cuenca estudiada y los parámetros de proceso, de calibración.

La calibración según Estrela (1992), es la etapa del proceso de modelación que obliga a que el funcionamiento matemático reproduzca en mayor o menor grado la historia del

sistema real, asegurando que todos los datos disponibles (variables y parámetros) son cualitativa y cuantitativamente compatibles.

Después de la concepción del modelo, la calibración constituye la etapa más importante en el proceso de modelación, permitiendo además la asignación de valores numéricos a los parámetros de los que se tiene poca o ninguna información. Sin embargo, aún si se tienen datos de algunos parámetros, es siempre recomendable realizar una revisión de ellos en el proceso de calibración antes de llegar a una simulación definitiva.

Por otra parte, la validación tiene el objetivo de comprobar que el modelo permita reproducir una serie diferente a la usada en la calibración pero con el mismo set de parámetros hallado (Estrela, 1992).

Rykiel (1996) provee una visión conjunta de cómo se puede emplear la validación, distinguiéndola en validación operacional (total), validación conceptual y validación de datos. Sugiere que existen al menos 13 diferentes procesos de validación comúnmente empleados, explícita e implícitamente, de los cuales para este caso de estudio se destacan:

- Técnicas de visualización.- A menudo se asocian con una sentencia que declara lo bien que el modelo y sus resultados coinciden con los datos observados.
- Validación de los datos históricos.- Utilizando técnicas de muestras divididas para proporcionar un subconjunto de datos para construir un modelo y un segundo subconjunto contra el que poner a prueba el modelo Los resultados.
- Validación de “fachada”.- Evaluación de si el modelo, lógica y salidas parecen razonables.

Para evaluar la bondad de ajuste de un modelo, usualmente se recurre al uso de funciones objetivo matemáticas. Estos indicadores pueden orientarse a la simulación de caudales máximos, de estiaje o ambos de forma simultánea. La evaluación gráfica de las simulaciones puede enfocarse a la comparación de los hidrogramas simulado y observado o al análisis de los errores. Por lo general, se recomienda el uso combinado de ambos (Mendoza, 2011).

Las cuencas con un inadecuado registro de caudales o sin la existencia de ellos, son clasificadas como no controladas (Sivapalan et al., 2013), en nuestro caso, los caudales máximos observados están restringidos por la capacidad de las tomas (no captan toda el agua generada por las cuencas durante las crecidas), por tanto, es lógico que con una buena calibración, los caudales modelados tiendan a representar la capacidad real de

generación de caudal de la cuenca, en ese sentido, para desarrollar la calibración inicial de los modelos, se prioriza el ajuste en la época de estiaje y recesión de los hidrogramas. Como lo menciona Merechal (2004), existen varios tipos de métodos para realizar la modelación de cuencas no controladas, entre ellas, el análisis de las curvas características de las cuencas, como la curva de duración o la curva de recesión. Por otra parte, Rees et al. (2004), aplican las características de las curvas de recesión para la modelación en cuencas no controladas de caudales en época de estiaje, este último, es el criterio que se utilizará para ajustar las recesiones en época de crecidas.

2.3 HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN ESTE ESTUDIO

La herramienta computacional denominada WETSPRO, desarrollada por Willems (2004), tiene como objetivo obtener los parámetros de constante de recesión y descomponer el flujo en base, e interflujo en base a los datos observados de caudal. Esta herramienta es en esencia un filtro digital que permite determinar estos parámetros en base a los datos observados por lo que ya no se necesita una posterior calibración o, de realizarse, es para realizar ajustes mejores respecto de los valores obtenidos con el WETSPRO.

Como se sabe de la hidrología, el flujo que escurre por un cauce, principalmente durante época de crecidas está compuesto además del flujo base, por el flujo intermedio rápido (correspondientes al escurrimiento sub superficial) y el flujo correspondiente a la esorrentía directa, estos dos últimos conforman el aporte adicional al caudal base que circula de manera constante debido al escurrimiento subterráneo y el flujo intermedio lento.

Una representación física de este fenómeno se puede realizar en base a la teoría de embalses lineales donde ingresos y salidas pueden relacionarse de forma simplificada a partir de la siguiente expresión:

$$b_{(t)} = \alpha b_{(t-1)} + (1 - \alpha) \left(\frac{q_{(t-1)} + q_{(t)}}{2} \right) \quad (2.1)$$

Donde $q(t)$ es el valor del caudal que ingresa al sistema y $b(t-1)$ la respuesta a la salida en un paso de tiempo anterior, además el coeficiente α representa el tiempo de recesión dado por la relación: $\alpha = \exp\left(-\frac{1}{k}\right)$

Por otra parte, aplicando una generalización al esquema de filtros propuesto por Chapman (1991) se tiene la relación presentada en la Figura 2.1 donde el caudal total $q(t)$ se compone por el flujo base filtrado $b(t)$ y el flujo debido a los aportes $f(t)$.

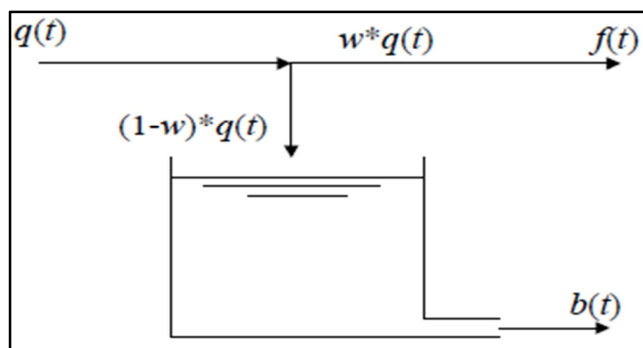


Figura 2.1.- Esquema de relación entre flujo total, caudal filtrado y aportes de escorrentía.

En la Figura 2.1, el parámetro w gobierna la distribución del flujo total. Dado que en la práctica este valor no se puede obtener de forma directa, debe calibrarse asumiendo que este es un valor discreto y constante en el tiempo.

En base a este filtro se realiza la separación de las distintas componentes del hidrograma, primero el flujo base y posteriormente el flujo intermedio rápido.

Si bien la curva de concentración de los hidrogramas tiene formas diferentes acorde al evento al que se somete, la forma de la recesión es similar para cualquier tipo de evento para una cuenca dada, por esta razón, puede calibrarse este parámetro en base a la pendiente de la línea de recesión del hidrograma, utilizando la siguiente expresión (Willems, 2009):

$$\frac{\ln(q_{t-s}) - \ln(q_t)}{s} = \frac{1}{k} \quad (2.2)$$

De este modo calibrando los coeficientes k y w de recesión y distribución del flujo respectivamente se puede aplicar la herramienta para separar el caudal en sus distintas componentes.

2.4 MIKE NAM

2.4.1 Antecedentes

El NAM (Danish "Nedbør-Afstrømnings-Model" del Danés "modelo lluvia escorrentía") es un modelo conceptual de lluvia escorrentía a escala de cuenca que simula el flujo superficial, sub superficial y base como función del contenido de humedad en cuatro depósitos. Forma parte del MIKE 11, modelo hidráulico 1-D. Su aplicación se ha realizado en distintos campos y estudios alrededor del mundo.

Hafezparast (2013) realizó un análisis de caudales pico y mensuales del río Sarisoo en Irán con caudales máximos que rondaban los 6 y 10m³/s usando un periodo de calibración validación de aproximadamente 12 años, obteniendo resultados de eficiencia (Nash

Sutcliffe) entre 0.75 y 0.78; Lan Anh et al. (2010) realizaron la evaluación de tres modelos conceptuales agregados a escala de cuenca aplicados a la cuenca Bradford en el Reino Unido, en este estudio se demostró la efectividad del NAM para evaluar procesos continuos; A. El-Nasr et al. (2005) realizaron un análisis comparativo de los resultados obtenidos con el NAM y el MIKE SHE (Modelo distribuido) en la cuenca del río Jeker en Bélgica, que tiene una extensión superficial de 465Km²; el periodo de estudio utilizado para la calibración y validación fue de seis años modelados a una escala horaria. Los resultados mostraron en general un rendimiento muy similar, obteniendo sin embargo resultados levemente mejores con el NAM, los autores atribuyen el hecho a la incerteza asociada a la existencia de más parámetros en el MIKE SHE, debido a su estructura distribuida; Lafdani et. Al. (2013) realizaron un análisis entre el modelo MIKE NAM y resultados de precipitación obtenidos con redes neuronales aplicados a la Cuenca Eskandari en Irán. La característica principal en este caso, radica en que se usaron datos de lluvia pronosticados como entradas para el modelo, se obtuvieron valores buenos para el flujo base pero no así en para el caudal máximo; además se ve que utilizando las precipitaciones observadas en lugar de las pronosticadas la calidad de los resultados se incrementa, lo que muestra la fuerte dependencia del modelo NAM con la calidad que tienen los datos de entrada.

2.4.2 Estructura y fundamentos físicos

Este programa representa de manera cuantitativa simplificada el comportamiento de la fase superficial del ciclo hidrológico y puede aplicarse en modelación continua o de eventos. Se define como un modelo determinístico agregado conceptual con un requerimiento moderado de datos de entrada (DHI,2007).

Son requisitos indispensables los parámetros del modelo, las condiciones iniciales, los datos meteorológicos (lluvia y evapotranspiración potencial. Para nieve adicionalmente temperatura y radiación) y caudales para la calibración y validación.

Este modelo también permite representar intervenciones externas en el ciclo hidrológico como riego y bombeo de aguas subterráneas, en cuyo caso se requieren los datos temporales de riego y/o bombeo.

Los datos para precipitación (p_p) dependen de la escala temporal, en el caso de la evapotranspiración potencial (E_{pot}), para corridas diarias son suficientes valores mensuales.

El modelo se basa en estructuras físicas y ecuaciones conceptuales usadas junto a otras semiempíricas. Al ser agregado trata cada cuenca como una sola unidad, representando los parámetros y variables como valores promedio de la cuenca. Como consecuencia algunos parámetros pueden determinarse de las características de la cuenca pero el valor final debe obtenerse de la calibración. La estructura conceptual del modelo se presenta en la Figura 2.2.

Esta estructura simula el proceso lluvia-escorrentía a través de un conteo continuo del contenido de agua en cuatro almacenamientos interrelacionados que representan diferentes elementos físicos de la cuenca, estos son:

- Almacenamientos de nieve
- Almacenamiento superficial
- Almacenamiento en la zona de raíces
- Almacenamiento subterráneo.

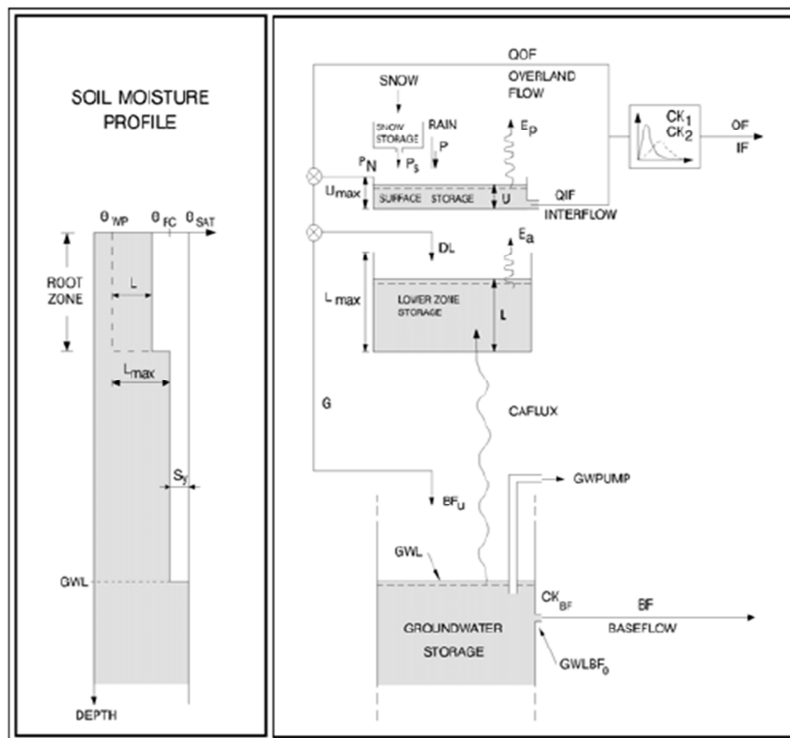


Figura 2.2.- Estructura física del modelo (NAM-DHI, 2007).

2.4.2.1 Almacenamiento superficial

La humedad interceptada en la vegetación así como el agua retenida en depresiones superficiales, follaje de los árboles y superficial, se representa como almacenamiento superficial. U_{max} denota el límite superior de agua que puede almacenarse en este. La cantidad de agua U en el almacenamiento superficial se disminuye constantemente por el

consumo evaporativo y flujo subsuperficial, cuando se alcanza el máximo almacenaje parte del exceso de agua P_N , entrará al cauce como flujo superficial y el remanente es infiltrado a la zona de raíces y aguas subterráneas.

2.4.2.2 Almacenamiento en la zona de raíces

Es la zona bajo la cobertura del suelo por la cual la vegetación puede drenar agua y es representada como la zona baja (raíces) de almacenamiento. L_{max} denota su límite superior de almacenamiento.

La humedad está sujeta a la pérdida por transpiración, el contenido de humedad controla la cantidad de agua que ingresa al almacenaje de aguas subterráneas, al flujo superficial y subsuperficial.

Para completar los puntos anteriores se incluye la demanda de evapotranspiración, esta demanda es primero satisfecha con el porcentaje potencial del almacenamiento superficial. Si el contenido de humedad U en el almacenaje superficial es menor que el requerido ($U < E_p$) la fracción remanente es asumida por la zona de raíces a una tasa E_a que es proporcional a la evaporación potencial y varía linealmente con el contenido de humedad relativo del suelo L/L_{max} , de la zona de raíces.

$$E_a = (E_p - U) \frac{L}{L_{max}} \quad (2.3)$$

2.4.2.3 Flujo superficial

Cuando el flujo superficial es rebasado ($U > U_{max}$) el exceso de agua P_N , se divide en escurrimiento superficial e infiltración, QOF denota la parte que contribuye al flujo superficial. Se asume que es proporcional a P_N y varía linealmente con la humedad relativa del suelo L/L_{max} de la zona de raíces.

$$QOF = \begin{cases} C_{QOF} \frac{L/L_{max} - TOF}{1 - TOF} P_N & \text{for } L/L_{max} > TOF \\ 0 & \text{for } L/L_{max} \leq TOF \end{cases} \quad (2.4)$$

Donde C_{QOF} es el coeficiente de escorrentía superficial ($0 < C_{QOF} < 1$), TOF el valor umbral del flujo superficial ($0 < TOF < 1$). La porción remanente infiltra a la zona de raíces. Una porción ΔL del agua disponible para infiltrar ($P_N - QOF$) aumenta el contenido de humedad en la zona de raíces y el resto percola, recargando el almacenamiento subsuperficial.

2.4.2.4 Flujo subsuperficial

Su contribución (QIF) se asume proporcional a U y varía linealmente con el contenido de humedad relativo del suelo en la zona de raíces.

$$QIF = \begin{cases} (CKIF)^{-1} \frac{L/L_{max} - TIF}{1 - TIF} U & \text{for } L/L_{max} > TIF \\ 0 & \text{for } L/L_{max} \leq TIF \end{cases} \quad (2.5)$$

Donde C_{KIF} es la constante de tiempo del flujo subsuperficial y TIF es el valor umbral en la zona de raíces para el flujo subsuperficial.

2.4.2.5 Rastreo de flujo subsuperficial y superficial

Se realiza a través de dos reservorios en serie con la misma constante CK_{12} . El rastreo del flujo superficial es también basado en el concepto del reservorio lineal pero con una constante de tiempo variable.

$$CK = \begin{cases} CK_{12} & \text{for } OF < OF_{min} \\ CK_{12} \left(\frac{OF}{OF_{min}} \right)^{-\beta} & \text{for } OF \geq OF_{min} \end{cases} \quad (2.6)$$

Donde OF es el flujo superficial (mm/hr) OF_{min} el límite inferior para el rastreo lineal (0.4mm/hr) y $\beta = 0.4$, esta corresponde al uso de la fórmula de Manning para modelar el flujo superficial y asegura en la práctica que el rastreo es cinemático en la superficie mientras que en la sub superficie se realiza a través de reservorio lineal.

2.4.2.6 Recarga subterránea

La cantidad de agua infiltrada G que recarga el almacenamiento subterráneo depende del contenido de humedad en la zona de raíces.

$$G = \begin{cases} (P_N - QOF) \frac{L/L_{max} - TG}{1 - TG} & \text{for } L/L_{max} > TG \\ 0 & \text{for } L/L_{max} \leq TG \end{cases} \quad (2.7)$$

Donde TG es el umbral de la zona de raíces para recargar el acuífero ($0 < TG < 1$)

2.4.2.7 Contenido de humedad del suelo

El almacenamiento de la zona baja representa el contenido de humedad bajo la zona de raíces. Después de dividir la lluvia neta en flujo superficial e infiltración, el remanente de lluvia neta incrementa el contenido de humedad L en la zona de raíces un ΔL .

$$\Delta L = P_N - QOF - G \quad (2.8)$$

2.4.2.8 Flujo base

El flujo base BF proveniente del almacenamiento subterráneo se calcula como el flujo de salida de un reservorio lineal con una constante de tiempo C_{kbf} .

2.4.3 Parámetros del modelo

2.4.3.1 Contenido máximo de agua en el almacenamiento superficial U_{max} [mm]

U_{max} define el contenido máximo de agua en el almacenamiento superficial, este es interpretado como un almacenaje que incluye el contenido de agua por interceptación, depresiones y la humedad de los primeros centímetros del suelo, los valores típicos de este parámetro varían entre 10 y 20.

Una característica importante es que el contenido de humedad debe ser mayor a U_{max} antes de que cualquier flujo de exceso de agua (P_N) ocurra. En periodos secos, la cantidad de lluvia neta que debe ocurrir antes de que el flujo superficial ocurra puede usarse para estimar U_{max} .

2.4.3.2 Contenido máximo de agua en la zona de raíces L_{max} [mm]

L_{max} define el máximo contenido de agua en el almacenaje de la zona de raíces y puede interpretarse como el máximo contenido de humedad en la zona de raíces disponible para la transpiración vegetal. Idealmente puede ser estimado multiplicando la capacidad de campo y el punto de marchitez del suelo con la profundidad efectiva de la raíz. La diferencia entre capacidad de campo y punto de marchitez se refiere a la capacidad de retención de agua disponible (AWHC en inglés). Para estimarla, la Tabla 2.1 presenta valores para contenidos de humedad, capacidades de campo y puntos de marchitez.

Tabla 2.1.- Contenido de humedad en cm^3/cm^3 , saturación y valores de pF de $\theta_{2.5}$ y $\theta_{4.2}$ para diez clases de suelos. Adaptado de (1)Rawls et al.(1982); (2) Cosby et al. (1984); (3) Rijtema (1969).

Textura de suelo	θ_s = Saturado			$\theta_{2.5}$ = Capacidad de Campo			$\theta_{4.2}$ = Marchitez permanente		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Arena	0,417	0,339	0,35-0,395	0,091	0,086	0,021-0,14	0,033	0,021	0,012-0,042
Arena Marga	0,401	0,421	0,301-0,470	0,125	0,148	0,131-0,328	0,055	0,059	0,06-0,105
Marga arenosa	0,412	0,434	0,504-0,463	0,207	0,225	0,169-0,249	0,094	0,099	0,061-0,087
Marga	0,434	0,439	0,503	0,27	0,289	0,272	0,117	0,137	0,098
Marga Limosa	0,486	0,476	0,509	0,33	0,364	0,309	0,133	0,175	0,092
Arena magra arcillosa	0,33	0,404	0,432	0,255	0,254	0,303	0,148	0,142	0,18
Arcilla magra	0,39	0,465	0,445	0,318	0,343	0,38	0,197	0,212	0,255
Arcilla marga limosa	0,432	0,464	0,475	0,366	0,385	0,325	0,208	0,246	0,185
Arena arcillosa	0,321	0,406	-	0,339	0,294	-	0,239	0,204	-
Arcilla magra	0,423	0,468	0,507	0,387	0,376	0,435	0,25	0,258	0,257

Dónde, los valores (1), (2) y (3) representan la fuente de información, los parámetros de humedad, $\theta_s - \theta_{2.5} - \theta_{4.2}$ representan los contenidos de humedad para el estado saturado (θ_s), la capacidad de campo ($\theta_{2.5}$) y el punto de marchitez permanente ($\theta_{4.2}$), siendo los subíndices, los valores de succión, con 2.5 igual a 33Kpa y 4.2 equivalente a 1500Kpa.

Está claro que al abordar cuencas heterogéneas (más probables en la práctica) el valor que corresponde a L_{max} es un valor promedio respecto a los distintos tipos de suelo y profundidades de la zona de raíces existentes, por tanto si bien en la práctica es difícil estimar este valor con datos de campo, se puede esperar la definición de un intervalo de valores esperados para este parámetro.

Dado que la evapotranspiración es altamente dependiente del contenido de humedad en la superficie y la zona de raíces, U_{max} y L_{max} son los primeros parámetros que deben ajustarse para mejorar el balance de agua. Se recomienda fijar la relación U_{max}/L_{max} permitiendo así sólo ajustar un parámetro, como regla, la relación $U_{max}=0.1L_{max}$, puede usarse a menos que las características de la cuenca indiquen lo contrario (DHI,2007).

2.4.3.3 Coeficiente de escorrentía superficial C_{QOF}

Determina hasta qué punto el exceso de lluvia escurre como flujo superficial y la magnitud de la infiltración, es un coeficiente adimensional, con valores que varían entre 0 y 1. Físicamente desde un punto de vista agregado, refleja la infiltración y las condiciones de recarga. Pequeños valores de C_{QOF} se esperan en una cuenca delgada con cuarzo, arenas y amplia extensión de zonas no saturadas, por el contrario, valores cercanos a 1 se esperan en cuencas con poco material permeable como arcilla o placas de rocas. Se esperan en general valores entre 0.01 y 0.9.

Puede notarse que en periodos donde el nivel freático está en la superficie, el modelo excluye el componente de infiltración, convirtiéndose este parámetro en redundante.

2.4.3.4 Constante de tiempo para el flujo intermedio C_{KIF} [Hr]

Determina junto al U_{max} la cantidad de flujo subsuperficial (C_{KIF}^{-1} es la cantidad de contenido de agua superficial U que es drenada al flujo subsuperficial por hora). Este es el parámetro dominante de rastreo del flujo subsuperficial dado que $C_{KIF} \gg C_{K12}$.

La interpretación física es complicada, dado que el flujo subsuperficial casi nunca es el componente dominante del escurrimiento, C_{KIF} en general no es un parámetro muy importante. Usualmente su rango de valores está comprendido entre 500 y 1000.

2.4.3.5 Constante de tiempo para rastreo de flujo subsuperficial y superficial C_{K12} [Hr]

Determina la forma de la zona del máximo del hidrograma, su valor depende del tamaño de la cuenca y de cuán rápido responde a la lluvia. Los típicos son del rango de 3 a 48. Este valor puede inferirse de la calibración de eventos extremos. Si el máximo simulado es demasiado bajo o se retrasa demasiado, la reducción del parámetro puede corregir el problema (y viceversa).

2.4.3.6 Valor umbral de la zona de raíces para el flujo superficial (TOF)

Este es un valor umbral en el sentido de que no se genera flujo superficial si el contenido de humedad relativa de la zona de raíces (L/L_{max}) es menor que TOF. El comportamiento de este es ilustrado en la Figura 2.3. De forma similar el umbral de la zona de raíces para el flujo subsuperficial (TIF) y la recarga (TG) actúan como valores umbrales en la generación de flujo subsuperficial y recarga respectivamente.

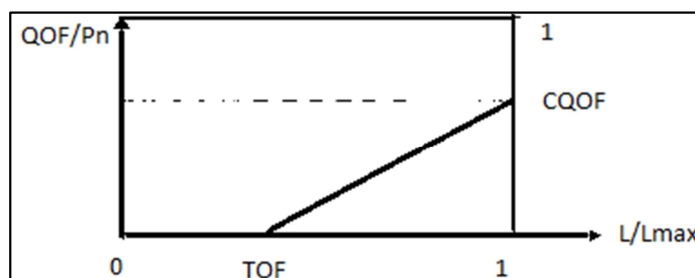


Figura 2.3.- Generación del flujo superficial.

Físicamente, los umbrales reflejan el grado de variabilidad espacial, entonces una cuenca pequeña y homogénea debe presentar altos valores umbrales respecto de una extensa y heterogénea. En cuencas con alternancia de periodos secos y húmedos, los valores umbrales determinan la aparición de los componentes de flujo en los períodos en los que la zona de raíces se llena. Esto puede usarse para calibrar el modelo. Cabe señalar que los valores umbral no tienen importancia en periodos húmedos, su importancia varía de cuenca a cuenca y es mayor en las regiones semiáridas.

En estas zonas, el TOF puede calcularse en base a simulaciones donde incluso lluvias muy fuertes no dan lugar a una respuesta rápida del componente de flujo superficial. El parámetro tiene un impacto sólo durante las primeras semanas de la época húmeda y los valores esperados oscilan en el rango de 0 y 0.7.

2.4.3.7 Valores umbrales de la zona de raíces para el flujo subsuperficial (TIF)

Análogo al TOF pero aplicada al flujo subsuperficial, este usualmente no es un parámetro muy importante y puede en muchos casos incluso ser tomado como cero.

2.4.3.8 Constante de tiempo para el flujo base C_{Kbf} [Hr]

Constante que determina la forma del hidrograma en periodos secos. Acorde a la descripción del reservorio lineal, la descarga en dicho periodo está dada por un decaimiento exponencial. C_{KBF} puede estimarse a través de un análisis del hidrograma de recesión, esperándose valores entre 500 a 5000.

Si el análisis del periodo de recesión indica que la forma del hidrograma cambia a una recesión lenta después de un cierto tiempo, puede añadirse un almacenamiento subterráneo adicional para mejorar la descripción del flujo base.

2.4.3.9 Valor umbral de la zona de raíces para la recarga subterránea (TG)

Este parámetro, tiene el mismo efecto en la recarga que el TOF en el flujo superficial. Es importante para simular el crecimiento del nivel freático al comienzo del periodo húmedo.

2.4.3.10 Capacidad de campo (S_y)

Valores de capacidad de campo para el almacenaje subterráneo pueden frecuentemente ser estimados por ejemplo con pruebas de bombeo. Alternativamente estos pueden obtenerse de la literatura en base al tipo de suelo. Valores pequeños corresponden a arcillas (0.01-0.1) y valores mayores a gravas o arenas (0.3-0.1).

2.4.3.11 Profundidad del agua subterránea por flujo capilar (G_{WFL1})

Es la profundidad del nivel freático que produce un alza de flujo capilar de 1mm/día cuando el contenido de humedad del estrato superior es el del punto de marchitez ($L=0$). Este parámetro depende del tipo de suelo existente, la Tabla 2.2 presenta valores para varios tipos de suelo.

Tabla 2.2.- Profundidad freática para a un flujo capilar de 1mm/día en distintos suelos Rijtema (1969).

Nro.	Tipo de suelo	GWLFL1 [m]	Nro.	Tipo de suelo	GWLFL1 [m]
1	Arena y cuarzo	0,5	11	Arena fina limosa	2,5
2	Arena media y cuarzo	0,6	12	Limo magro	2,8
3	arena media fina	0,9	13	Limo	1,9
4	Arena fina	1,5	14	Arena limo arcillosa	2,2
5	Limo medio c/ humus, cuarzo y arena	1,2	15	arcilla marga limosa	1,8
6	Limo medio liviano cuarzo y arena	0,7	16	arcilla limosa	1
7	Limo medio cuarzo y arena	0,5	17	Arcilla liviana	2,9
8	Limo y arena fina	1,7	18	Arcilla de cuenca	0,4
9	Limo arenoso	0,7	19	Arcilla limosa	1,4

2.4.3.12 Recarga al almacenamiento profundo de aguas subterráneas (C_{Qlow})

En algunos casos la forma del hidrograma de recesión cambia a una recesión lenta después de cierto tiempo, para simular esto puede incluirse un embalse subterráneo bajo, el C_{Qlow} , determina la porción de agua que percola a éste. C_{Qlow} , junto a C_{Klow} , pueden estimarse del análisis del hidrograma de recesión.

2.4.3.13 Constante de tiempo para el rastreo de flujo base (C_{Klow}) [Hrs]

El flujo base proveniente del almacenamiento de aguas subterráneas se modela usando un reservorio lineal con constante de tiempo C_{Klow} . Esta constante puede estimarse del análisis del hidrograma de recesión. Usualmente C_{Klow} es mucho más grande que C_{KBF} .

2.4.3.14 Cociente de Cuenca de aguas subterráneas y cuenca superficial (C_{area})

Drenaje de o hacia cuencas vecinas se modelan especificando un valor de C_{area} diferente de 1. Este parámetro determina el monto de recarga drenado. Si $C_{area} < 1$, parte de la recarga, $(1 - C_{area}) G$, es drenado a otra cuenca, en caso contrario, ($C_{area} > 1$), la cantidad $(C_{area} - 1) G$ aumenta la recarga de la cuenca.

2.4.3.15 Máxima profundidad de aguas subterráneas que genera el flujo base G_{WLBFO} [m]

La profundidad máxima del nivel freático para el cual ocurre flujo base, representa el nivel del caudal de descarga del reservorio subterráneo dado como la distancia entre el nivel subterráneo promedio de la cuenca y el nivel mínimo del río al cual ésta drena. En zonas delgadas y bajas, la variación anual de esta distancia puede ser de importancia y es posible variar estacionalmente G_{WLBFO} .

2.4.3.16 Condiciones iniciales

Indican el contenido inicial en los almacenamientos, junto a valores iniciales de los flujos subsuperficial, superficial y base, si se especifica además un reservorio subterráneo profundo, se deben especificar los flujos base de los reservorios subterráneos alto y bajo. Si la simulación comienza al final de un periodo seco, frecuentemente es suficiente iniciar los valores en cero, excepto en el contenido de agua en la zona de raíces y flujo base, el primero debe estar entre el 10 y 30% de la capacidad y el segundo debe estar dado por un valor cercano a la descarga observada.

Para independizarse de las condiciones iniciales se recomienda simular el denominado período de calentamiento, que en este caso se considera de 3 a 6 meses. La Tabla 2.3 presenta los rangos recomendados de cada parámetro.

Tabla 2.3.- Parámetros a calibrar y valores límite recomendados.

Parámetro	Unidad	Límite inferior	Límite superior
U_{max}	[mm]	5	35
L_{max}	[mm]	50	400
CQOF	[-]	0	1
CKIF	[horas]	200	2000
CK₁₂	[horas]	3	72
TOF	[-]	0	0,9
TIF	[-]	0	0,9
TG	[-]	0	0,9
CK_{BF}	[horas]	500	5000

2.5 HEC-HMS

2.5.1 Antecedentes

El HEC-HMS (Hydrologic Modeling System-Hydrologic Engineering Center) del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de Estados Unidos, es un modelo diseñado para simular los procesos Precipitación – Esguerrimiento de sistemas de cuencas dendríticas. Concebido para aplicarse en una amplia gama de geografías y resolver un amplio espectro de problemas relacionados al suministro de agua, inundación de cuencas o aspectos relativos al drenaje y esguerrimientos de pequeñas áreas urbanas o micro cuencas, es un modelo muy popular usado en diversos tipos de investigaciones alrededor del mundo (DHI, 2007).

López et. Al. (2012) Utilizaron el HEC para modelar la cuenca del Río Arga de aproximadamente 805Km² en Pamplona, aplicando el modelo a cinco eventos en los cuales obtuvieron valores de eficiencia de entre 0.78 y 0.97; Hasan (2009) utilizó el HEC HMS junto al complemento GIS (HEC GEOHMS) para realizar un análisis integrado que permita evaluar el impacto del cambio de uso de suelos en la generación de caudal de la cuenca Kurau en Malasia; Zhang et al. (2013) Evaluaron el efecto de la escala espacial en los parámetros del HEC HMS siendo su zona de estudio la cuenca Clear Creek de IOWA de 260Km². estos últimos autores tomaron diez configuraciones de división diferentes encontrando que la distribución adoptada afecta a la densidad de drenaje y longitudes de cauces, además de su influencia en la forma de representar los procesos hidrológicos.

2.5.2 Características principales

Debido a que actualmente es común disponer datos de sistemas de información geográfica (SIG), la USACE ha desarrollado el paquete HEC-GEOHMS (Geoespatial hydrologic modeling extensión), para facilitar la construcción de modelos distribuidos y estimar sus parámetros a partir del análisis y manipulación de los datos espaciales.

Las principales limitaciones del programa están dadas por las elecciones hechas en el diseño y desarrollo del software y son; la formulación y la representación simplificada del modelo (modelos matemáticos desacoplados); estas simplificaciones permiten alcanzar resultados precisos manteniendo la eficiencia del tiempo computacional requerido.

Es un programa determinístico, donde todos los modelos matemáticos son desacoplados, primero calcula la evapotranspiración y después la infiltración; en el mundo real, el monto evapotranspirado depende de la cantidad de agua en el suelo y el monto de infiltración también. Sin embargo la evapotranspiración remueve agua del suelo al mismo tiempo que la infiltración ingresa agua al suelo. Para resolver este problema apropiadamente, la evaporación e infiltración deben simularse simultáneamente con las ecuaciones matemáticas para ambos procesos enlazadas. El error generado por este desacople puede reducirse al usar pequeños intervalos de tiempo para los cálculos.

La estructura del modelo es muy similar a la observada en el NAM, HEC-HMS utiliza modelos separados que simulan embalses para representar los componentes de la escorrentía, estos son los modelos de cómputo del volumen de escorrentía, escorrentía directa (superficial y sub superficial), flujo base y escurrimiento en el cauce. En esencia, tal como se muestra en la Figura 2.4, la primera actividad es determinar cómo se descompone la precipitación caída en la cuenca, que parte se retiene o evapora, que parte escurre directamente y que parte se infiltra. Por otra parte, los modelos con que cuenta para cada uno de estos cálculos son presentados en la Tabla 2.4.

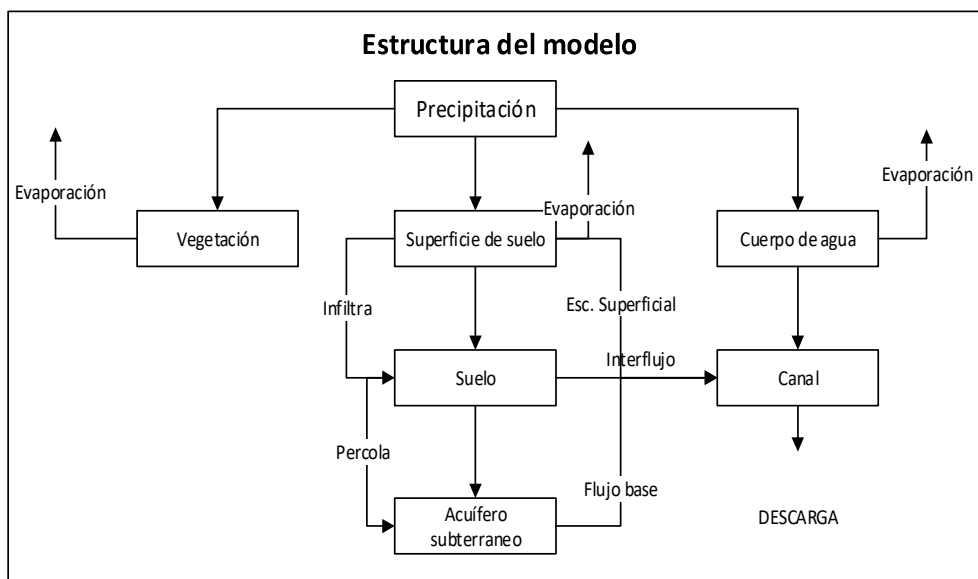


Figura 2.4.- Esquema de la estructura del modelo (guía técnica).

Tabla 2.4.- Métodos disponibles para el cálculo de los distintos procesos.

Elemento	Proceso a calcular	Método
SUB CUENCA	Pérdidas	Déficit y razón constante (DC) Exponencial Green y Ampt DC por grilla SCS CN por grilla SMA por grilla Número de curva del SCS Smith Parlange Conteo de humedad del suelo (SMA)
	Escorrentamiento en la cuenca	HU de Clark Onda cinemática Clark modificado HU del SCS HU de Snyder Curva S HU personalizado
	Flujo base	Recesión delimitada Mensualmente constante Reservorio lineal Aproximación no lineal de Boussinesq Recesión
CANAL	Tránsito	Onda cinemática Retraso Puls modificado Muskingum Muskingum Cunge
	Pérdida/ganancia	Constante Percolación

2.5.3 Estimación de las pérdidas iniciales

El modelo incluye un parámetro y una condición inicial (pérdida inicial de agua), ambos representan características de la cuenca, suelo, cobertura y condiciones antecedentes.

En el caso de las pérdidas iniciales, éstas tenderán a cero cuando la condición de humedad antecedente sea alta, y a su máximo cuando la cuenca (suelo) esté seca, para el caso de la tasa de infiltración constante, en ausencia de datos se pueden utilizar los valores de la Tabla 2.5.

Tabla 2.5.- Grupos de suelos y tasas de infiltración, adaptado de SCE, 1986.

Grupo de suelo	Descripción	Rango de pérdida (mm/hr)
A	Arena profunda y granos finos	7.6-11.4
B	Loess poco profundo con arena limosa	3.8-7.6
C	Arcilla limosa, arena limosa poco profunda, sólidos con poco contenido orgánico y suelos con mucha arcilla	1.27-3.8
D	Se hinchan con la humedad, arcillas plásticas y ciertos suelos salinos	0,00-1.27

2.5.3.1 Modelo de déficit y razón constante

Basado en el concepto de que la máxima pérdida de precipitación f_c es constante durante un evento. Si P_t es la precipitación en un intervalo $t+\Delta t$, el exceso de precipitación P_{et} será:

$$P_{e_t} = \begin{pmatrix} P_t - f_c & \text{si } pP_t > f_c \\ 0 & \text{Para el resto} \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

Adicionalmente se agrega una pérdida inicial I_a por intercepciones y almacenamiento en depresiones, por tanto, hasta que la precipitación acumulada no exceda este valor inicial, no hay escorrentía, entonces, P_{et} vendrá dado por:

$$P_{e_t} = \begin{pmatrix} 0 & \text{si } \sum p_i < I_a \\ p_t - f_c & \text{si } \sum p_i > I_a \text{ y } pP_t > f_c \\ 0 & \text{si } \sum p_i > I_a \text{ y } p_t < f_c \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

2.5.3.2 Modelo del número de curva del SCS

Es un modelo que obtiene la precipitación en exceso donde P es la profundidad de precipitación acumulada para un tiempo t en base a la siguiente expresión:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (2.11)$$

Donde I_a la abstracción inicial, y S la máxima retención potencial, (medida de la capacidad de la cuenca de retener precipitación). Hasta que la tormenta exceda el valor de I_a el valor de escorrentía P_e es nulo.

En base a experimentos la SCS ha determinado una relación empírica entre I_a y S teniendo finalmente el valor de la precipitación en exceso dado por la siguiente expresión:

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (2.12)$$

El incremento de exceso para un Δt se calcula mediante la diferencia entre el exceso acumulado al final del periodo y el valor calculado al inicio del mismo. El valor de S está relacionado a características de la cuenca a través del parámetro denominado número de curva (CN) a través de la siguiente expresión:

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \text{ (mm)} \quad (2.13)$$

Adicionalmente este método puede aplicarse por medio de grillas que permiten resolver las ecuaciones mostradas para cada celda en función a las características de las mismas.

2.5.3.3 Modelo de Green & Ampt

El programa incluye un modelo conceptual de infiltración de la precipitación en una cuenca. Utiliza las ecuaciones de Richards, derivadas de su combinación con la ley de Darcy para flujo no saturado y la conservación de masa, En resumen, el modelo computa la pérdida de precipitación en un intervalo de tiempo con la siguiente expresión (Adaptada del Technical Reference Manual HEC-HMS, 2000):

$$f_t = K \left[\frac{1 + (\phi - \theta_i) S_f}{F_t} \right] \quad (2.14)$$

Donde, f_t es la pérdida durante el periodo t , K la conductividad saturada, $(\phi - \theta)$ el déficit de humedad, S_f el frente húmedo de succión y F_t la pérdida acumulada al tiempo t . El exceso de precipitación (Pe) está dado por la diferencia entre el valor previo y el calculado con la expresión anterior para f_t . La Tabla 2.6 presenta valores propuestos referenciales.

Tabla 2.6.- Clases de textura estimadas (Rawls, et al., 1982).

Tipo	Porosidad ϕ [cm ³ /cm]	Conductividad hidráulica [cm/hr]	Frente de succión [cm]
Arena	0,437	21	10,6
Arena marga	0,437	6,11	14,2
Marga	0,463	1,32	31,5
Limo margo	0,501	0,68	40,4
Arcilla marga	0,464	0,23	44,6
Arcilla arenosa	0,43	0,12	63,6
Arcilla	0,475	0,06	71,4

2.5.3.4 Inventario del contenido de humedad (SMA)

La Figura 2.5 representa el incremento de la resistencia a la remoción de agua. La ET también se limita al volumen disponible en la zona alta.

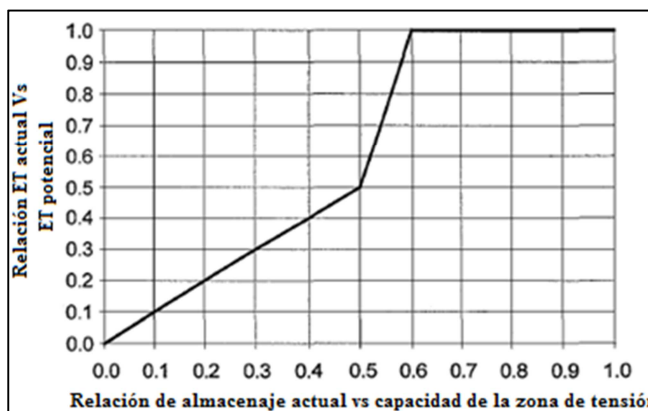


Figura 2.5.- ET Función del almacenaje en la zona de tensión. Adaptado de Bennett, 1998.

Para modelación continua, se utiliza el SMA ya que lleva un inventario continuo del almacenamiento de agua en los distintos estratos tal como presenta la Figura 2.6.

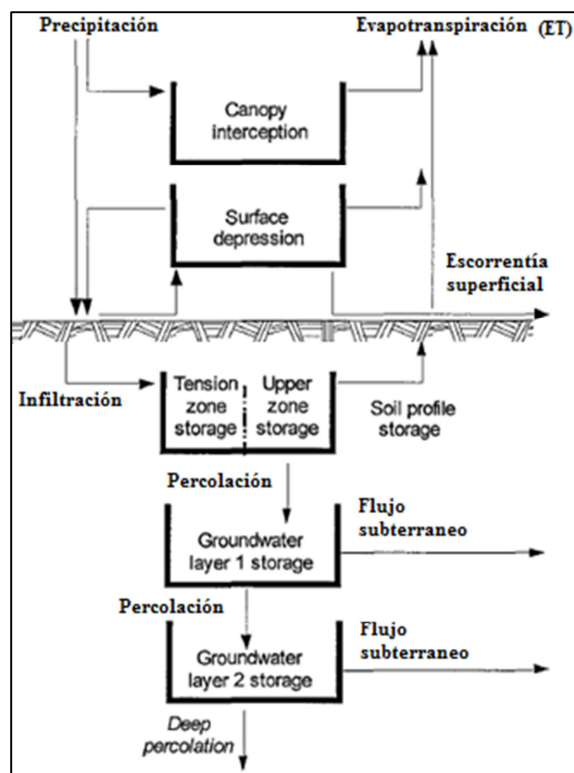


Figura 2.6.- Esquema conceptual del algoritmo SMA. Adaptado de Bennett, 1998.

En ésta, el “soil profile” representa el agua en el estrato superior que recibe agua de infiltración. Sus salidas son la percolación y ET. Esta zona se divide en dos, una zona pierde agua por ET y la zona de tensión por percolación.

2.5.4 Orden de cálculo en el modelo

El escurrimiento que ingresa o sale de los distintos estratos que componen el modelo es calculado para cada paso de tiempo y el orden de cómputo depende de la ocurrencia de la precipitación o ET como se explica a continuación.

Si existe precipitación en el intervalo, la ET no se modela, la precipitación contribuye a satisfacer las intercepciones iniciales; el excedente junto al agua ya existente en el almacenamiento superficial está disponible para infiltrar; si este volumen es mayor al disponible para almacenarse o si la infiltración potencial no es suficiente para agotarlo en el intervalo de tiempo, el excedente va al almacenamiento superficial de depresiones; si éste está lleno, cualquier exceso se vuelve escorrentía superficial. El agua infiltrada entra al almacenamiento del suelo llenando primero la zona de tensión. En el perfil de suelo pero no en la zona de tensión, percola al primer estrato de agua subterránea; esta agua es rastreada en este estrato y el excedente va al estrato subterráneo más profundo, perdiéndose del modelo (no se contabiliza).

Si no existe precipitación se modela la ET, primero se satisface la ET potencial con el almacenamiento en la cobertura, después de la superficie del almacenamiento, y si aún hay demanda, se la suple con el agua del estrato siguiente.

2.5.5 Aplicabilidad y limitaciones de los modelos de volumen de escorrentía

No todos los modelos son aplicables, por ejemplo en los modelos de transformación, los métodos de grilla sólo pueden usarse con el modelo de Clark. La Tabla 2.7 muestra un resumen de los pros y contras en el uso de estos modelos.

Tabla 2.7.- Pros y contras de los modelos de pérdida del HEC-HMS adaptado del HMS Technical Reference Manual (2000).

Modelo	Pros	Contras
Porcentaje inicial y constante	Modelo antiguo usado en cientos de estudios de cuencas en US, fácil de implementar. Modelo parsimonioso. (Pocos parámetros para explicar la variación de volumen de escorrentía).	Difícil de aplicar en cuencas no controladas, debido a la falta de relaciones físicas de los parámetros. Demasiado simple para predecir pérdidas en eventos, aun si este predice las pérdidas totales
Déficit y tasa constante	Similar al anterior. Puede usarse para simulaciones continuas.	Similar al anterior
Green & Ampt	Parámetros pueden estimarse en cuencas no controladas con la información de suelos.	No es ampliamente usado y de poca experiencia en la comunidad profesional. Menos parsimonioso que modelos empíricos
SCS-CN	Simple para predicciones y estable. Relativo a un solo parámetro que varía como función del tipo de suelo y uso, además de las condiciones antecedentes de humedad. Ampliamente aceptado y usado en US.	Predicciones no acordes con la teoría clásica de flujo no saturado. La tasa de infiltración se aproxima a 0 en tormentas largas en lugar de ser una tasa constante como se espera. Desarrollado con datos de pequeñas cuencas agrícolas, incerteza en otras aplicaciones. No considera la intensidad de la lluvia (misma pérdida para 25mm en una hora o un día.

2.5.6 Modelación del escurrimiento en la cuenca

Puede realizarse en base a modelos empíricos o conceptuales, dentro de los primeros se sitúa por ejemplo el hidrograma unitario, en el caso conceptual está la opción del uso de la onda cinemática.

En el caso del modelo conceptual, este se basa en la conceptualización de las áreas de aporte de la cuenca como planos regulares por los que escurre el agua tal como lo muestra la Figura 2.7.

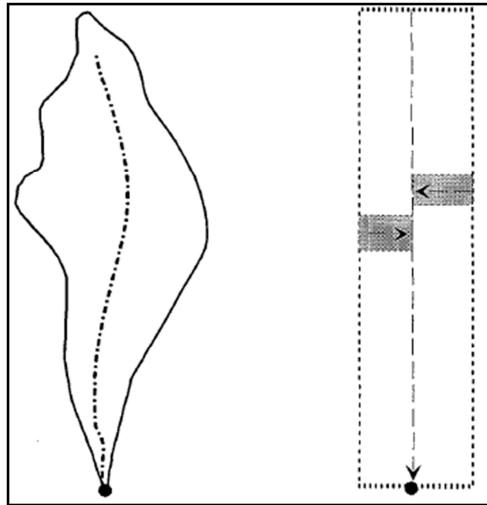


Figura 2.7.- Cuenca representada con el modelo de la onda cinemática.

Usando las ecuaciones de momentum y continuidad, se asemeja el movimiento al de un flujo unidimensional, obteniendo el gradiente de energía de la ecuación de Manning. Realizando las operaciones correspondientes y combinando las ecuaciones antes mencionadas se tiene la expresión.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \alpha m A^{(m-1)} \frac{\partial A}{\partial x} = q \quad (2.15)$$

Donde A es el área de la sección transversal, q el caudal lateral de aporte por unidad de ancho, α y m parámetros relacionados a la geometría del flujo y la rugosidad de la superficie (existen valores base para distintos tipos de secciones en el USACE, 1998).

La ecuación anterior se resuelve aplicando un esquema de diferencias finitas que para garantizar su estabilidad y precisión relaciona dx con dt a través de c que es el valor promedio de velocidad de la onda, tomando dt como el mínimo de:

- Un tercio del plano o longitud dividido por la velocidad de la onda.
- Un sexto del crecimiento del hidrograma aguas arriba del canal.
- El paso temporal especificado.

Finalmente se escoge dx como el mínimo entre el calculado o los segmentos en que se divide el plano que por defecto es de 2 (puede reasignarse).

2.5.7 Modelación del flujo base

El programa consta de tres alternativas para obtener flujo base, todas estas explicadas a continuación.

a) Variación mensual constante del flujo base

Es el modelo más simple, representa el flujo base como constante que varía mes a mes, siendo el usuario el que especifica dichos valores los cuales se adicionan a la escorrentía directa calculada a partir de la precipitación para cada paso de tiempo de la simulación.

b) Modelo de recesión exponencial

Modelo frecuentemente usado para explicar el drenaje de almacenamientos naturales en la cuenca (Linsley et al, 1982). Define la relación de Q_t (caudal base a cualquier tiempo t) a un valor inicial de la siguiente forma.

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (2.16)$$

Donde Q_0 es el caudal inicial al tiempo cero y k' un exponente de decaimiento constante. El caudal base computado se ilustra en la Figura 2.8 donde la región oscura representa el flujo base, puede observarse que la contribución decae exponencialmente.

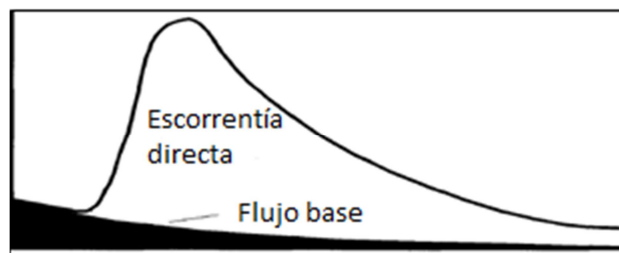


Figura 2.8.- Cuenca representada con el modelo de la onda cinemática.

HEC toma el valor de k como el cociente entre el caudal base al tiempo t y el valor del mismo un día antes. El valor inicial de Q_0 es una condición inicial del modelo especificado en m^3/s o $m^3/s/Km^2$.

c) Modelo del reservorio lineal

Usado junto al modelo de inventario de humedad antecedente, simula el almacenamiento y movimiento del flujo a través de los reservorios. Los reservorios son lineales, la salida a cada paso de tiempo es una función lineal del almacenamiento promedio durante el paso

de tiempo. Matemáticamente es idéntico al modo en que el HU de Clark representa la escurrentía de la cuenca.

El caudal de salida del almacenamiento subterráneo superior del SMA es el caudal de entrada al reservorio lineal y el caudal de salida del almacenamiento subterráneo más profundo ingresa a otro embalse, la salida combinada de estos reservorios lineales genera el flujo base de la cuenca.

La estimación de los parámetros para el caso del modelo de variación constante mensual se realiza en base a datos estimados empíricamente o mediciones in situ, mientras que para el modelo de recesión exponencial, los parámetros pueden obtenerse de la siguiente forma.

El parámetro k , depende de la fuente del flujo base, es 1 si la contribución es constante con todos los $Q_t = Q_0$, de otro modo, el valor es menor y se escoge en función a la Tabla 2.8 propuesta por Pilgrim y Cordery(1992), en base a cuencas de entre 300 a 16000Km².

Tabla 2.8.- Valores típicos de la constante de recesión.

Componente del flujo	Constante de recesión diaria
Agua subterránea	0,95
Flujo subsuperficial	0,8-0,9
Escorrentía superficial	0,3-0,8

Finalmente para el caso del reservorio lineal que trabaja junto al modelo de inventario de humedad antecedente, es mejor calibrarlo aplicando los procedimientos utilizados para calibrar este modelo.

2.5.8 Rastreo de caudales

El HEC-HMS combina dos de las ecuaciones fundamentales de la hidráulica de canales abiertos (Ecuaciones de continuidad y momentum) que juntas son conocidas como las ecuaciones de St. Venant, mismas que en una dimensión pueden escribirse de la siguiente forma.

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} \quad (2.17)$$

Donde S_f es el gradiente de Energía, S_0 la pendiente de fondo, V la velocidad, y la profundidad hidráulica, x la distancia longitudinal de flujo y t el tiempo, además $\partial y/\partial x$ es el gradiente de presiones y los dos últimos términos diferenciales la aceleración convectiva y local. La ecuación se resuelve aplicando esquemas explícitos o implícitos de diferencias finitas tomando en cuenta las condiciones iniciales y de borde correspondientes.

2.5.8.1 Modelo de pulso modificado

Considera que los aportes laterales son despreciables, por tanto plantea la ecuación de continuidad $I-O = dS/dt$, con un esquema hacia atrás, acomodado de modo que queden aislados los términos desconocidos (US ACE, 2000).

$$\left(\frac{S_t}{\Delta t} + \frac{O_t}{2}\right) = \left(\frac{I_{t-1} + I_t}{2}\right) + \left(\frac{S_{t-1}}{\Delta t} - \frac{O_{t-1}}{2}\right) \quad (2.18)$$

Donde, O significa salida, I significa entrada, dS significa el cambio en el almacenamiento para el periodo analizado, el subíndice t significa tiempo, con t como tiempo actual, t-1 como tiempo anterior y Δt el intervalo de tiempo evaluado.

De la expresión anterior se tienen dos variables desconocidas, S_t y O_t , por la cual se necesita una expresión que las relacione para poder realizar la sustitución y resolución correspondiente.

Una alternativa es el uso de programas hidráulicos para obtener valores de caudal de salida (O_t) para distintos perfiles, en base a los cuales y apoyados en la geometría del cauce se pueden obtener los almacenamientos, la Figura 2.9 ilustra la propuesta.

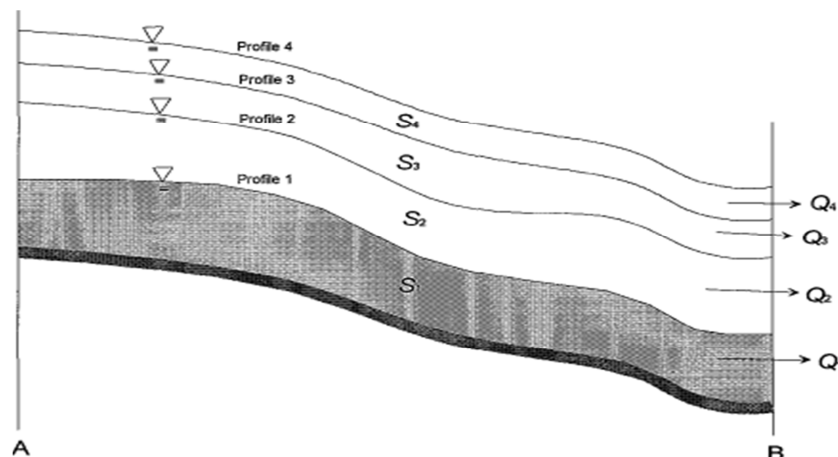


Figura 2.9.- Perfiles de agua en flujo permanente (US-ACE, 2000).

Otras propuestas, también válidas, son el uso de observaciones históricas de caudal-almacenamiento y la calibración usando hidrogramas de entrada y salida en la sección de interés.

a) Modelo de Muskingum

Parte de la misma ecuación usada en el método de pulso modificado y determina el almacenamiento en el tramo como la suma del almacenamiento prismático y en cuña como se ilustra en la Figura 2.10.

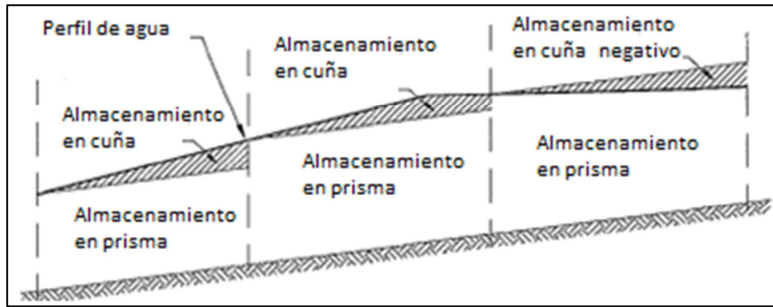


Figura 2.10.- Almacenamiento en cuña, adaptado de Linsley et al, 1982.

El volumen del prisma es la tasa de salida O multiplicada por el tiempo de viaje a través del tramo, K . El volumen del almacenaje en cuña está dado por la diferencia del caudal de entrada menos el de salida multiplicado por un ponderador X y el tiempo de viaje K . Así entonces el modelo define el almacenamiento como:

$$S_t = KO_t + KX(I_t - O_t) = K[XI_t + (1 - X)O_t] \quad (2.19)$$

Donde el factor de ponderación X varía entre 0 y 0.5. El término de la derecha es una descarga ponderada, donde si el almacenamiento en el canal se controla por las condiciones de aguas abajo, entonces $X = 0$. En ese caso la ecuación toma la forma del reservorio lineal.

Reemplazando esta expresión en la ecuación 2.18 y reordenando se obtiene la ecuación 2.20.

$$O_t = \left(\frac{\Delta t - 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t} \right) I_t + \left(\frac{\Delta t + 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t} \right) I_{t-1} + \left(\frac{2K(1 - X) - \Delta t}{2K(1 - X) + \Delta t} \right) O_{t-1} \quad (2.20)$$

En este caso, la velocidad de la onda puede tomarse como L/K , entonces el número de pasos debería ser aproximadamente $K/\Delta t$. Los parámetros K - X se escogen de modo que caigan en la zona factible mostrada en la Figura 2.11.

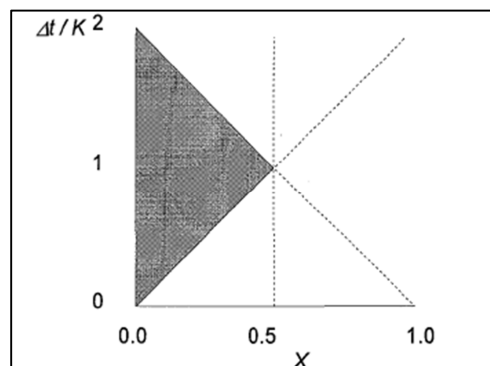


Figura 2.11.- Región factible para la elección de parámetros, modelo Muskingum, adaptado del HMS Technical Reference Manual (2000).

b) Modelo de la onda cinemática

Resuelto de la misma forma que la explicada en el acápite de escurrimiento superficial.

c) Modelo de Muskingum-Cunge

A pesar de la popularidad del modelo de Muskingum, este tiene limitantes que impiden muchas veces su uso, entre ellas la ausencia de flujos laterales. Este modelo subsana el problema aplicando la forma difusiva de la ecuación de momentum y combinándola con la ecuación de continuidad, obteniendo la ecuación de Miller y Cunge (1975).

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q}{2BS_o} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + \frac{dQ}{dA} q_L \quad (2.21)$$

Finalmente aplicando un esquema de diferencias finitas se tiene:

$$O_t = C_1 I_{t-1} + C_2 I_t + C_3 O_{t-1} + C_4 (q_L \Delta x) \quad (2.22)$$

Donde los coeficientes son:

$$C_1 = \frac{\frac{\Delta t}{K} + 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad C_2 = \frac{\frac{\Delta t}{K} - 2X}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad (2.23)$$

$$C_3 = \frac{2(1-X) - \frac{\Delta t}{K}}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad C_4 = \frac{2\left(\frac{\Delta t}{K}\right)}{\frac{\Delta t}{K} + 2(1-X)} \quad (2.24)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c} \quad X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{BS_o c \Delta x} \right) \quad (2.25)$$

Con c , Q y B cambiando en el tiempo, por tanto el programa calcula las constantes C_i a cada Δt . Para garantizar la estabilidad del método se plantea que:

$$\Delta x = c \Delta t \quad \Delta x < \frac{1}{2} \left(c \Delta t + \frac{Q_0}{BS_o c} \right) \quad (2.26)$$

Donde Q_0 es el caudal de referencia, calculada del hidrograma de entrada con:

$$Q_0 = Q_B + \frac{1}{2} (Q_{\max} - Q_B) \quad (2.27)$$

Donde, Q_b es el caudal base, y Q_{\max} el caudal máximo.

Finalmente, la Tabla 2.9 presenta un sumario de criterios básicos para conformar el modelo.

Tabla 2.9.- Sumario de criterios para la elección de modelos.

SI	Modelo de rastreo
No existen hidrogramas observados para calibrar	Onda cinemática; M-C
Efectos A. Abajo influyen hidrograma de descarga	PM
Salidas de caudal generan planicies de inundación	PM, M-C sección de 8 puntos
Pendiente $>0,002$ y $E_c > 171$	Cualquiera
Pendiente entre $0,002$ y $0,004$ y $E_c > 171$	M-C; PM
pendiente $<0,0004$ y $TS_o(g/d_o)^{0,5} > 30$	M-C
pendiente $<0,0004$ y $TS_o(g/d_o)^{0,5} < 30$	Ninguno

M-C = Muskingum-Cunge; PM= Pulso modificado; $E_c=TS_oU_o/d_o$, T es el tiempo de duración del hidrograma, u_o la velocidad media, d_o profundidad de referencia del flujo, g la aceleración de la gravedad y S_o la pendiente.

2.6 CONCEPTUAL MODEL DEVELOPER (CMD)

2.6.1 Antecedentes

El software computacional “Conceptual Model Developer tool” (CMD) fue desarrollado por Villazón (2011). Es una herramienta desarrollada en la plataforma MATLAB/Simulink® que hace uso de diferentes algoritmos como ser el CAPTAIN de la Lancaster University (Young et al., 2007) y el *Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm* (SCEM-UA) basado en las técnicas de optimización global de Vrugt et al. (2003), que son además parte de la base matemática para los modelos del tipo “Data Based Mechanistic” (DBM).

Este modelo cuenta con distintas funcionalidades entre las que destacan realizar una mímica del comportamiento de modelos complejos, por ejemplo, modelos hidráulicos en 2d o 3d, con resultados que presentan altos valores de eficiencia, teniendo la bondad de reducir considerablemente los tiempos computacionales requeridos por los modelos originales (Villazon, 2011). Por otra parte, tiene la capacidad de conceptualizar cualquier modelo, reproduciendo e incluso mejorando los resultados (en términos de eficiencia) de los mismos en base a los algoritmos mencionados anteriormente y a sus características propias de la modelación tipo DBM. Esta última propiedad es la utilizada en este estudio.

Pese a ser una herramienta relativamente nueva, además del uso dado a este software por Villazon (2011) para la conceptualización de modelos hidráulicos e hidrológicos, esta herramienta ha sido aplicada por Wolfs et al. (2012; 2014) conceptualizando un sistema de alcantarillado con el propósito de contar con una herramienta de respuesta rápida (indispensable para control a tiempo real) y precisa, ya que herramientas simples no alcanzan la precisión deseada y herramientas con mayor precisión toman demasiado tiempo en los cálculos. Los resultados muestran un modelo con eficiencias entre 0.92 y 0.98 respecto a los modelos hidráulicos complejos e implican una considerable reducción en el tiempo computacional requerido, posteriormente lo utiliza para identificar la estructura de un modelo de cuantificación de la cantidad de agua. Finalmente, Wolfs

(2016) aplica esta herramienta para calibrar parámetros de un modelo conceptual de control de sistemas de alcantarillado en tiempo real .

Por otra parte, los modelos del tipo DBM están siendo ampliamente utilizados para estudios en el último tiempo (Young, 2001; Wainwright & Mulligan, 2004; Young, 2007;2011; Quichimbo & Vazquez, 2013, Beven, 2012;2013, Ampadu et al, 2013, Young, 2014) probándose las bondades de este tipo de modelación en series temporales lluvia esorrentía, pronóstico de inundaciones y control a tiempo real entre otros, demostrando tanto los buenos resultados obtenidos, como la representación física de los resultados.

2.6.2 Estructura y descripción técnica del modelo

Acorde a Beven et al. (2009) la transformación no lineal (NLT, por sus siglas en inglés) de los datos de entrada está diseñada para tomar en cuenta las diferencias de respuesta del sistema encontradas a diferentes niveles (sistemas no univocales). Young et al. (2001) desarrollan un algoritmo para identificar la función de transformación no lineal en una forma no paramétrica (gráfica) usando el método del parámetro de dependencia de estado (SDP en inglés), la aplicación de este método basado en la identificación y estimación de modelos estocásticos, fue introducida y desarrollada por Young (1978;2001).

Esta descripción presenta una metodología para la identificación de la estructura y calibración de un modelo, basado en las entradas proporcionadas, en este caso, los resultados de la simulación con un modelo hidrológico continuo.

a) Modelos de reservorio lineal

Los modelos de reservorio lineal están basados en la ecuación de continuidad:

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \quad (2.28)$$

Donde S es el almacenamiento en el reservorio (L^3), I el flujo que ingresa (L^3T^{-1}), t el tiempo [T] y Q el caudal de salida [L^3T^{-1}], considerándose que el caudal de salida es directamente proporcional al almacenamiento con r (tiempo de residencia medio del almacenaje [T]) como factor de proporcionalidad, se puede obtener la ecuación diferencial del reservorio:

Esta ecuación se resuelve analíticamente o con un esquema de diferencias finitas de la forma:

$$Q_t = \exp\left(\frac{-1}{r}\right) Q_{t-1} + \left(1 - \exp\left(\frac{-1}{r}\right)\right) I_t \quad (2.29)$$

Donde Q_t y Q_{t-1} son las salidas del reservorio en los tiempos t y $t-1$ e I_t es la entrada en el tiempo t . Basados en el operador de diferencia hacia atrás Z_{-a} se puede escribir:

$$Q_t = \frac{b}{1 - aZ^{-1}} I_t \quad (2.30)$$

Dónde:

$$a = \exp(-1/r) \quad b = 1 - a$$

b) Modelos de función de transferencia

Una formulación general de los modelos de almacenamiento se basa en la siguiente función lineal (Chow et al., 1998):

$$S = a_1 Q + a_2 \frac{dQ}{dt} + a_3 \frac{d^2 Q}{dt^2} + \dots + a_n \frac{d^{n-1} Q}{dt^{n-1}} + b_1 I + b_2 \frac{dI}{dt} + b_3 \frac{d^2 I}{dt^2} + \dots + b_m \frac{d^{m-1} I}{dt^{m-1}} \quad (2.31)$$

Donde a_1, \dots, a_n y b_1, \dots, b_m son coeficientes invariantes. Hallando la derivada del almacenamiento en el reservorio $S [L^3]$ respecto al tiempo, se obtiene un sistema lineal continuo expresado en forma de un operador diferencial:

$$\left(a_n \frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \dots + a_2 \frac{d^2}{dt^2} + a_1 \frac{d}{dt} + 1 \right) Q = \left(1 - b_1 \frac{d}{dt} - b_2 \frac{d^2}{dt^2} - \dots - b_{m-1} \frac{d^{m-1}}{dt^{m-1}} - b_m \frac{d^m}{dt^m} \right) I \quad (2.32)$$

$$Q = I \frac{\left(1 - b_1 \frac{d}{dt} - b_2 \frac{d^2}{dt^2} - \dots - b_{m-1} \frac{d^{m-1}}{dt^{m-1}} - b_m \frac{d^m}{dt^m} \right)}{\left(a_n \frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \dots + a_2 \frac{d^2}{dt^2} + a_1 \frac{d}{dt} + 1 \right)} = \frac{M(D)}{N(D)} I \quad (2.33)$$

El operador combinado $M(D)/N(D)$ se llama sistema de función de transferencia y se usa para relacionar los datos de entrada al sistema con las salidas del mismo. Puede desprenderse de lo anterior que el reservorio lineal es una función de transferencia de primer orden.

La forma discreta de la función de transferencia expresada en términos del operador hacia atrás es:

$$Q_t = \frac{b_0 + b_1 z^{-1} + \dots + b_m z^{-m}}{1 - a_1 z^{-1} - \dots - a_n z^{-n}} z^{-\delta} I_t \quad (2.34)$$

Donde m y n son los órdenes de función de transferencia y δ es el tiempo de retraso para las series de entrada. Una de las más importantes características de este tipo de modelos de función de transferencia es que es posible representarlos mediante un arreglo de reservorios lineales. Por ejemplo la función de transferencia de dos reservorios en serie

puede obtenerse como el producto de reservorios lineales individuales; para dos reservorios en paralelo, los componentes de primer orden se añaden para obtener la función de transferencia combinada (Beven, 2001).

Como ejemplo se presenta el método de rastreo de Muskingum (Chow et al., 1988):

$$Q_t = c_1 I_t + c_2 I_{t-1} + c_3 Q_{t-1} \quad (2.35)$$

Donde c_1 , c_2 , c_3 son los parámetros del modelo, expresándolo en términos del operador hacia atrás, es posible obtener la ecuación de Muskingum en su forma de función de transferencia.

$$Q_t = \frac{C_1 + C_2 Z^{-1}}{1 - C_3 Z^{-1}} I_t = \frac{C_1}{1 - C_3 Z^{-1}} I_t + \frac{C_2 Z^{-1}}{1 - C_3 Z^{-1}} I_t \quad (2.36)$$

Se observa que el método de Muskingum representa dos reservorios lineales en paralelo.

c) Aproximación estática dinámica

La aproximación estática dinámica propuesta por Vaes (1999) indica que el almacenamiento total puede obtenerse mediante la sumatoria de almacenamientos estáticos y dinámicos.

$$S_t = S_{sta t} + S_{din t} \quad (2.37)$$

Donde S_{sta} es el almacenamiento estático [L^3] y S_{din} es el almacenamiento dinámico [L^3]. El almacenamiento para pasos discretos de tiempo es:

$$S_t = S_{t-1} + (I_{t-1} - Q_{t-1})\Delta t \quad (2.38)$$

Considerando una relación entre el almacenamiento estático y el flujo de salida en el modelo de reservorio lineal.

$$Q_t = \frac{1}{r_{sta}} S_{sta t-1} \quad (2.39)$$

En esta ecuación, r_{sta} es el parámetro del reservorio estático o la constante de recesión [T]. El almacenamiento dinámico se supone dependiente del flujo de ingreso instantáneo, en el caso lineal, esta dependencia puede ser escrita como:

$$S_{sta t} = I_{t-1} + r_{din} \quad (2.40)$$

Donde r_{din} es el parámetro del reservorio dinámico [T]. Reemplazando y operando, se tiene:

$$Q_t = Q_{t-1} + \frac{I_{t-2} r_{din}}{r_{sta}} + I_{t-1} \left(\frac{\Delta t - r_{din}}{r_{sta}} \right) - Q_{t-1} \left(\frac{\Delta t}{r_{sta}} \right) \quad (2.41)$$

Cuando la unidad de t se escoge igual al paso de tiempo de cálculo ($\Delta t=1$, ej 1h) y basados en el operador de diferencia hacia atrás, se tiene:

$$Q_t = Q_{t-1} + \frac{I_{t-2}r_{din}}{r_{sta}} + I_{t-1} \left(\frac{\Delta t - r_{din}}{r_{sta}} \right) - Q_{t-1} \left(\frac{\Delta t}{r_{sta}} \right) \quad (2.42)$$

Sustituyendo parámetros:

$$a_1 = \left(1 - \frac{1}{r_{sta}} \right) \quad b_1 = \left(\frac{1 - r_{din}}{r_{sta}} \right) \quad b_2 = \left(\frac{r_{din}}{r_{sta}} \right) \quad (2.43)$$

La aproximación estática dinámica en su forma de función de transferencia puede denotarse como:

$$Q_t = \frac{b_1 Z^{-1}}{1 - a_1 Z^{-1}} I_t + \frac{b_2 Z^{-2}}{1 - a_1 Z^{-1}} I_t \quad (2.44)$$

El método estático dinámico representa dos reservorios en paralelo, donde el primero tiene un tiempo de retraso de un paso de tiempo y el segundo un retraso de dos pasos.

d) Transformación no lineal de los datos de entrada

Se aplica cuando las relaciones con el almacenamiento no son univócales (diferentes respuestas para el mismo nivel). Estudios previos (Beven et al., 2009;; Romanowicz et al., 2008) muestran que estas son capaces de representar exitosamente el efecto de la inundación. Villazon (2011) estudió su aplicación para superar las limitaciones de la función de transferencia lineal en representar sistemas altamente dinámicos. La transformación no lineal está dada por:

$$I'_{j,k} = f_j(I_k) \cdot I_k \quad (2.45)$$

Donde los datos de entrada transformados $I'_{j,k}$ [L^3T^{-1}] en el punto j y muestreados en un periodo k, son el producto de los datos de entrada y la función de transformación no lineal $f_j(I_k)$ [L^3T^{-1}], cuyos valores dependen del estado de los valores de entrada. La transformación $I'_{j,k}$ es el ingreso al modelo de función de transferencia en el punto j y el resultado de la simulación para el modelo hidrológico en ese punto se usa para calibrar el modelo de función de transferencia.

e) Función de transferencia de parámetro de dependencia de estado

La idea de usar un modelo de parámetro de dependencia de estado (SDP) para representar un sistema dinámico no lineal proviene de Young (1978). Este modelo puede definirse como:

$$Q_t = \frac{b_0(x_{n+1,t}) + b_1(x_{n+2,t})Z^{-1} + \dots + b_m(x_{n+m-1,t})Z^{-m}}{1 - a_1(x_{1,t})Z^{-1} - \dots - a_n(x_{n,t})Z^{-n}} Z^{-\delta} I_t + \varepsilon_t \quad (2.46)$$

Donde, ε_t es ruido blanco, $x_{i,t}$, $i=1,2,\dots,n,m+1$ son las variables en las que los parámetros son dependientes. Los coeficientes polinomiales a_1, \dots, a_n y b_1, \dots, b_m pueden cambiar en el tiempo, y la evolución estocástica de cada parámetro se supone que es descrita por el proceso aleatorio generalizado (Pedregal et al., 2007). La estructura del modelo debe definirse previamente por los coeficientes $[n,m,\Delta]$.

f) Función de transferencia dinámica aproximación de la onda cinemática

Como se mostró anteriormente, las funciones de transferencia identificadas en términos de $[n,m,\Delta]$ son básicamente arreglos de reservorios lineales, basados en la ecuación de continuidad y ecuaciones de almacenamiento, la Figura 2.12 muestra dos arreglos de reservorios lineales representando funciones de transferencia.

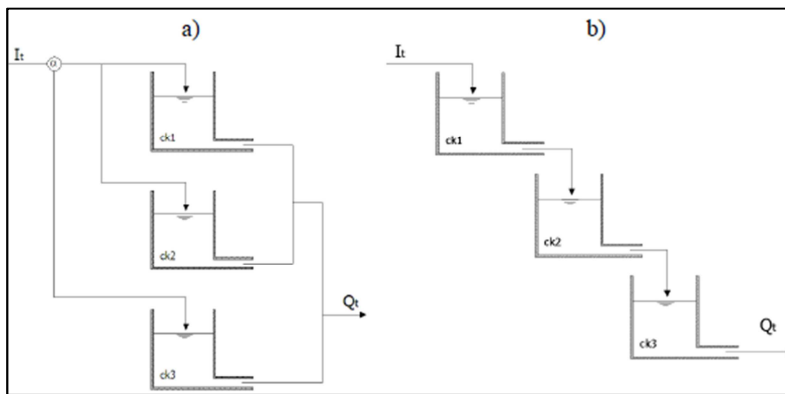


Figura 2.12.- Arreglo de reservorios representando estructuras de a) $[2, 3, 0]$, b) $[3, 1, 0]$.

En la aproximación de función de transferencia dinámica (DTF por sus siglas en Inglés) con la onda cinemática, el rastreo de flujo también se basa en el concepto de reservorio lineal pero con tiempo de residencia variable, La superficie del flujo es usualmente mejor explicada por dicha aproximación, donde el tiempo de viaje t_c , puede expresarse a través de la siguiente ecuación:

$$V = C_{fric} R^u S_f^{1/2} \quad (2.47)$$

Donde colocándola en función de la descarga unitaria $q_0[L^2T^{-1}]$, la profundidad de agua $y[L]$ y suponiendo que en canales anchos, el radio hidráulico, R , es igual a la profundidad, se tiene:

$$t_c = ck_i = \frac{L_o}{C_{fric}^{\frac{1}{\mu+1}} \cdot S_f^{\frac{1}{2\mu+2}} \cdot q_o^{\frac{\mu}{\mu+1}}} \quad (2.48)$$

Donde ck_i $i=1,2,\dots,p$, es el tiempo de residencia variable o tiempo de viaje, p es el número de reservorios lineales en el arreglo identificado. Se supone que bajo un valor umbral de descarga unitaria (q_{thr}) el sistema rinde como un reservorio lineal, sin embargo, sobre el umbral, la influencia de la aproximación cinemática toma lugar. Del principio de proporcionalidad se tiene:

$$\frac{ck_i}{r} = \frac{q_o^{-\beta}}{q_{thr}^{-\beta}} \quad (2.49)$$

Donde β es un parámetro exponencial, en Manning vale 0.4 y en Chezy 0.33.

Determinación de la estructura del modelo

Para un par dado de entradas y salidas, el principal problema para identificar la estructura del modelo de función de transferencia es determinar los órdenes m , n , Δ y los valores correspondientes de los parámetros a_i y b_i . Durante la identificación del modelo es frecuente que existen varias estructuras que representan bien el comportamiento del sistema, en parte porque el modelo es una aproximación de una compleja relación no lineal entre los datos de entrada y salida. Este estudio aplica el algoritmo de la variable instrumental refinada RIV (Pedregal et al., 2007) implementada en la herramienta CAPTAIN (Young et al., 2007) para identificar la estructura del modelo y estimar los parámetros.

Este algoritmo determina la estructura óptima del modelo y el orden, basado en una función de correlación cruzada, la cual es una herramienta estándar para la identificación de modelos de función de transferencia y ha sido ampliamente usada desde la publicación del libro de Box y Jenkins (1970).

Generalmente modelos de mayor orden generan los mejores resultados porque tienen mayor número de grados de libertad, sin embargo, el problema más peligroso es la sobre parametrización dado que los resultados pierden representación física. Para tomar en cuenta esto, se emplea el criterio de Información de Akaike AIC (Beven, 2001). Este combina elementos de rendimiento y varianzas del error en los parámetros, donde altas varianzas de error son un indicador de la sobre parametrización del modelo., Este criterio se define mediante:

$$AIC = \ln\left(\frac{\sigma_e^2}{\sigma_o^2}\right) + \ln\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sigma_e^2 \frac{P_{ii}}{\alpha_i}\right) \quad (2.50)$$

Donde σ_o^2 es la varianza observada en los datos de salida calculados sobre todos los pasos de tiempo usados en el modelo, σ_e^2 es la varianza de los residuales, α_i son los parámetros del modelo, N el número de parámetros, P_{ii} , el iesimo elemento de la diagonal de una matriz de covarianza de parámetros escalados. El valor del AIC debe ser lo más negativo posible indicando en su escala logarítmica que las varianzas de los residuales de los parámetros de los modelos y número de parámetros son lo más pequeños posibles.

La aplicación del algoritmo SCEM-UA basado en la técnica de optimización (Vrugt et al., 2003) opera de modo que continuamente actualiza la distribución propuesta e incluye la muestra a la posterior distribución, la optimización se basa en la minimización del parámetro de eficiencia usado, por ejemplo, la raíz del error cuadrático medio (RMSE) cuando se estudian los caudales pico de inundación o el criterio de eficiencia de Nash.

La Figura 2.13 muestra un muestreo estratificado de Montecarlo para β secuencias generadas en paralelo usando el SCEM-UA y los parámetros de distribución de probabilidad para los parámetros (β y ck_1) construidos usando 5000 muestras generadas después de la convergencia alcanzada con el SCEM-UA.

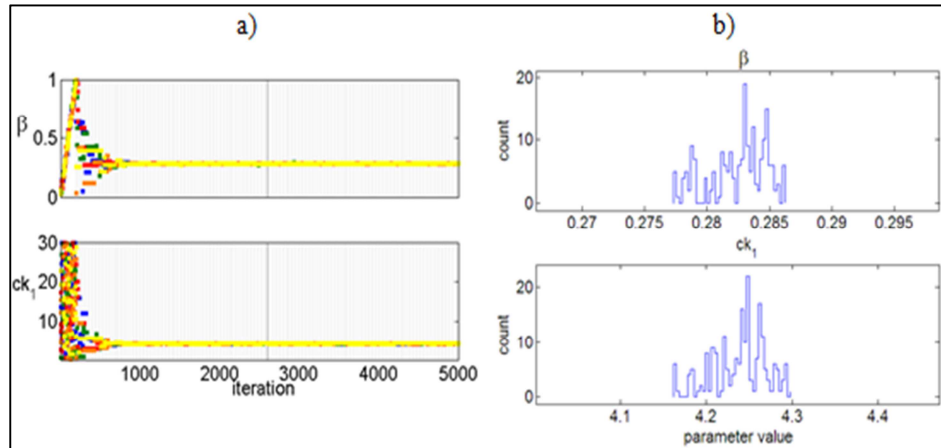


Figura 2.13.- Resultados del SCEM-UA para un segmento de río, estructura [1 1 1] a) β y ck_1 después de 5000 iteraciones, b) Distribución de probabilidades posterior para β y ck_1 .

La identificación de la estructura y calibración del modelo conceptual involucra para cada segmento los siguientes pasos:

- Identificación de la transformación no lineal para los datos de entrada.
- Determinación de la estructura del modelo y determinación de los parámetros, basados en la función de transferencia lineal.

Identificación de la función no lineal (transformación de los datos de entrada)

La transformación no lineal de los datos de entrada es obtenida de forma no paramétrica usando el parámetro SDP desarrollado por Young (2000).

Este algoritmo supone que los parámetros del modelo pueden variar por su dependencia con la variación de otras variables medidas. Este parámetro involucra la identificación no paramétrica del estado de dependencia usando métodos recursivos de estimación de parámetros variables en el tiempo, aplica un algoritmo de afinamiento corregido por intervalos (FIS) combinado con reordenamiento espacial de datos y procedimientos de calibración hacia atrás para obtener el estado de dependencia y sus variaciones.

Los estados son estimados de forma no paramétrica (con gráficas) relacionando las variaciones de los parámetros estimados y sus estados asociados o datos de entrada.

El CMD aplica el algoritmo SDP de la herramienta CAPTAIN (Pedregal et al., 2007) para determinar la forma del $f_j(l_k)$, la parametrización de estas relaciones no paramétricas puede realizarse mediante el ajuste de una curva, entre otros, se puede parametrizar aplicando el modelo difuso de Takagi-Sugeno (Vernieuwe et al., 2005), de forma:

$$R_i : \text{Si } I \text{ es } A_i \text{ entonces } f(I) = a_i I + b_i$$

Donde A_i es el set difuso antecedente, I [$L^3 T^{-1}$] es el dato de entrada o estado, $f(I)$ es el SDP, a_i y b_i son los parámetros de la parte consecuente de la regla R_i . El modelo particiona las variables de entrada en n sets difusos A_1, \dots, A_n , resultando esto en n reglas difusas R_1, \dots, R_n . La Figura 2.14 presenta el concepto del modelo. La parametrización del modelo se optimiza para ajustar la identificación del SDP usando el algoritmo del sistema de inferencia adaptativo neurodifuso (ANFIS) del MATLAB.

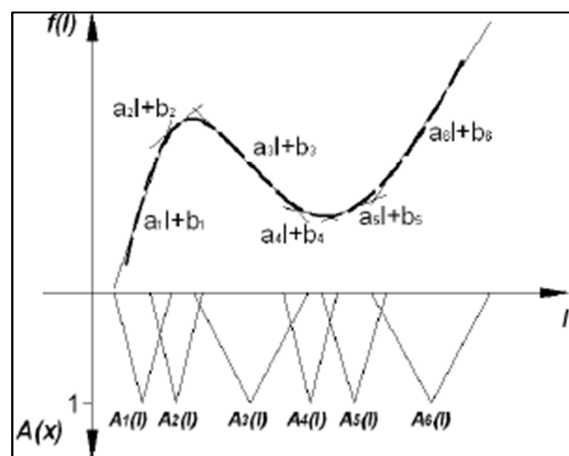


Figura 2.14.- Representación esquemática del modelo Takagi-Sugeno (Villazón, 2011).

Con el valor de l_k en el periodo k , $f(l_k)$ se calcula usando la siguiente expresión:

$$f(I_k) = \frac{\sum_{i=1}^n A_i(I_k)(a_i I_k + b_i)}{\sum_{i=1}^n A_i(I_k)} \quad (2.51)$$

La Figura 2.15 muestra una función no lineal determinada para el caso de un río, con la relación no paramétrica del SDP, la curva ajustada del SDP y la curva de estabilidad, la última verifica la ausencia de sobre parametrización, la curva de estabilidad representa los valores estimados por la curva ajustada del SDP usando diferentes series generadas comenzando del mínimo valor de descarga e incrementando (para este caso) con un paso $\Delta Q=0.1[L^3T^{-1}]$. De existir sobre parametrización, se observaría un comportamiento errático de la curva de estabilidad en ciertos puntos a lo largo de la curva en especial en aquellos rangos con pocos datos observados. La sobre parametrización normalmente ocurre cuando muchas funciones se usan durante el ajuste del SDP.

Esta figura, muestra valores de SDP más o menos constantes para descargas menores a $70 \text{ m}^3/\text{s}$, y para valores mayores la función decrece para considerar el agua almacenada en las planicies de inundación o el retraso debido a las inundaciones. Para descargas entre 0 a $70 \text{ m}^3/\text{s}$ el factor de corrección es cercano a 1 dado que estos flujos son menores al valor umbral.

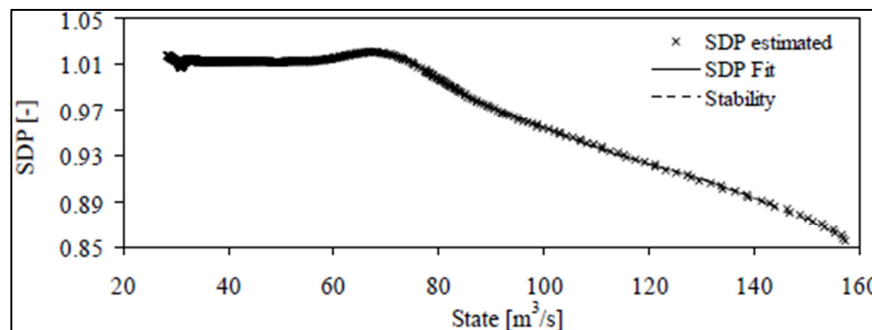


Figura 2.15.- Transformación no lineal de datos de entrada para un segmento de río e hidrograma con periodo de retorno 500 años.

Composición del modelo conceptual completo: CMD en MATLAB-SIMULINK

El procedimiento desarrollado es programado en MATLAB-SIMULINK con una interfaz gráfica de usuario haciendo uso de la herramienta CAPTAIN de la Universidad de Lancaster (Young et al., 2007). El resultado es el CMD.

Como un ejemplo de las estructuras del CMD (caso de modelación de flujo) se presenta la Figura 2.16 para un segmento de río con planicie de inundación. Esta figura es un diagrama de flujo que representa la descarga observada (Observed discharge), los archivos de salida de la descarga (Output file discharge), la curva de descarga (Rating curve), el nivel de agua observado (Observed water level) el archivo de salida del nivel de

agua observado (Output file wáter level), las gráficas de salida (Graphical output), la transformación no lineal (non lilear transformation), la función de transferencia lineal (Linear transfer function), Los niveles observados de planicies de inundación (Observed floodplain water level), los datos de salida de planicies de inundación (Output file floodplain water level) y las entradas aguas arriba del tramo analizado (Input US chainage) así como las salidas en el tramo aguas abajo (Output DS chainage). Todos estos interactuando según se observa en la figura con sus correspondientes bloques de código (Programación).

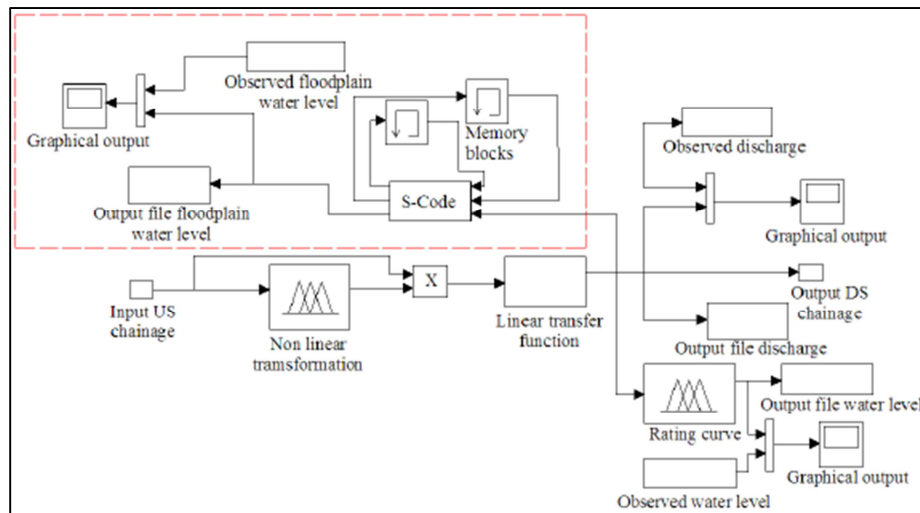


Figura 2.16.- Modelo SIMULINK para un segmento con una planicie de inundación (en caja segmentada) Adaptado de Villazón, 2011.

3 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las cuencas que conforman el sistema que aporta sus aguas al embalse CORANI, se encuentran ubicadas en la ciudad de Cochabamba, provincia Chapare; las características principales del posicionamiento global se presentan en la Tabla 3.1. Además, la Figura 3.1 ilustra la ubicación general de las cuencas que componen el sistema Palca.

Tabla 3.1.- Características de la ubicación de la zona de estudio.

	Desde	Hasta
Longitud O	65°,04'	66°,12'
Latitud S	17°,01'	17°,25'
Altura [msnm]	3250	4506

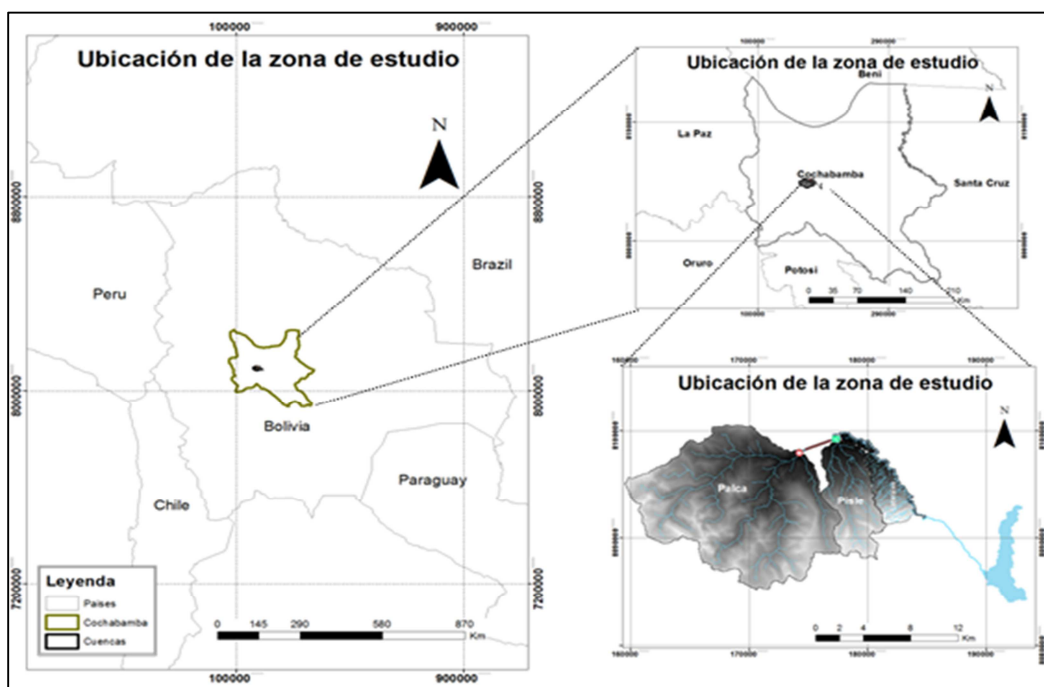


Figura 3.1.- Ubicación del sistema de cuencas que aporta sus aguas al embalse CORANI.

El sistema de aducción del complejo Corani tiene dos sub sistemas principales, Palca y Málaga, además de los aportes de la quebrada Chacamayu y de la cuenca del embalse. El Sistema de Aducción Palca (SAP) ubicado al Oeste del Embalse Corani, aprovecha principalmente las aguas de los ríos Palca y Pisle, así como de otras quebradas menores como Ramadas, Champa Pampa, Potrero Mayu y Curi Mayu. Estas aguas son

conducidas al embalse a través de un canal de 19.5 km y un túnel de 2.34 km. La Figura 3.2 muestra un sistema unifilar del sistema, así como los datos más relevantes y la Tabla 3.2 presenta las características principales de las cuencas que integran este sistema.

Tabla 3.2.- Características de las cuencas estudiadas

	Área [Km ²]	Desnivel [msnm]
Palca	173.9	3539-4566
Pisle	37.6	3535-4336
Laterales	18.1	3485-4210

Para la configuración del modelo, se divide el sistema en tres cuencas, teniéndose las siguientes áreas para cada una de ellas: Palca: 173.9 km², Pisle: 37.6 km² y Aportes laterales: 18.1 km². La modelación se realiza para cada una de estas tres cuencas, tomando en cuenta la red de estaciones hidrométricas existentes.

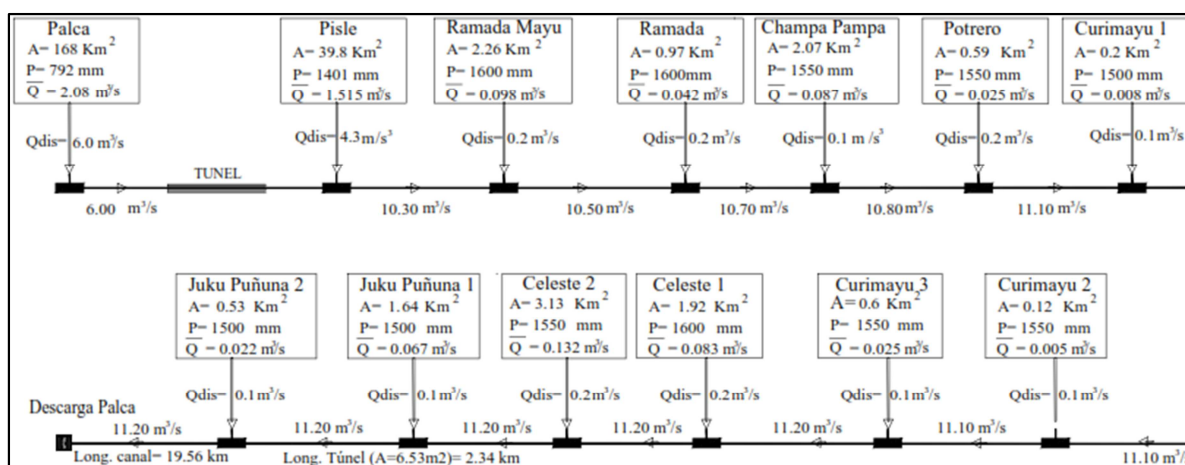


Figura 3.2.- Esquema unifilar sistema Palca.

El área aprovechada por el SAP es de 229,8 km², las cuencas de mayor tamaño son Palca y Pisle, con 168 y 40 km² de superficie, aproximadamente.

El Sistema Málaga Nuevos Aportes (SMNA) aporta las aguas captadas mediante un canal de aducción de 13.4 km (canal abierto más tubería de hormigón armado) y un túnel de 4.4 km. al Sistema Málaga Antiguo (SMA) en la Descarga San Jacinto.

El sistema Chacamayu aprovecha las quebradas Chacamayu y Chimpahera con una aducción de 2.1 km de sección trapezoidal y 3.3 km de tubería de hormigón armado de diámetro 1m. La capacidad de conducción es de 1.1 m³/s con caudal medio de 0.15 m³/s. Dicho caudal desfoga al embalse a través del túnel del sistema Tholamayu.

La información meteorológica existente en general es extensa abarcando en algunas estaciones más de 40 años de mediciones a la fecha, por otra parte cuenta con

estaciones de medición hidrométrica automáticas, y otras que son medidas de forma visual para registrar niveles tres veces al día.

Para este estudio sólo se considera el aporte del sistema Palca, mismo que es controlado en el punto Descarga Palca y que contribuye aproximadamente con el 45% del caudal de ingreso al embalse, esta elección se hace debido a la falta de datos de humedad relativa, evapotranspiraciones y temperaturas en las estaciones de medición de las otras cuencas. Por esta razón, la descripción posterior y caracterización específica se realizará sólo para el sistema Palca.

3.1.1 Meteorología

La información existente presenta un amplio periodo de datos en la red que monitorea las cuencas, la Tabla 3.3 muestra las características principales de estas estaciones. Además, para ilustrar la disposición espacial de las estaciones presentadas en la Tabla 3.3, se presenta la Figura 3.3.

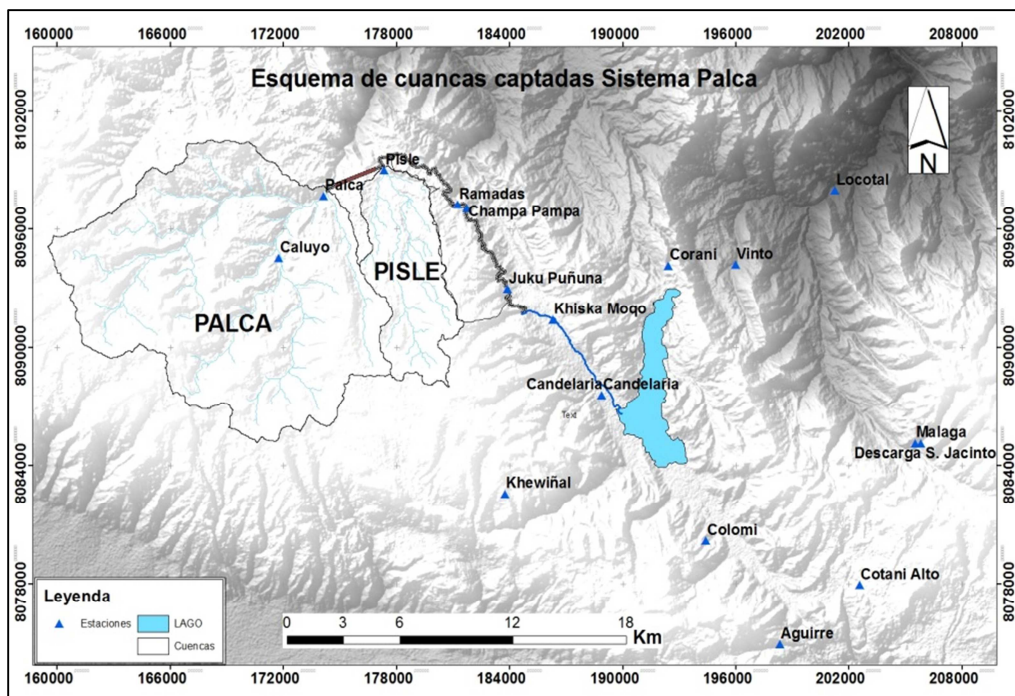


Figura 3.3.- Disposición espacial de las estaciones meteorológicas.

Tabla 3.3.- Datos climatológicos disponibles

No	Longitud O [°]	Latitud S [°]	Estación	Fecha inicio	Fecha fin	Tipo
1	65,834	17,1371	Aguirre	01/06/65	30/06/13	Continuo
2	66,083	17,216	Caluyo	01/01/79	30/06/13	Continuo
3	65,926	17,276	Candelaria	01/07/65	30/06/13	Continuo
4	65,862	17,336	Colomi	01/01/62	30/06/13	Continuo

No	Longitud O [°]	Latitud S [°]	Estación	Fecha inicio	Fecha fin	Tipo
5	65,799	17,364	Cotani Alto	01/07/67	30/06/13	Continuo
6	65,891	17,224	Cotani Emb.	01/01/53	30/06/13	Continuo
7	66,972	17,226	Juku Puñuna	01/12/01	30/06/13	Húmeda
8	65,979	17,331	Kewiñal	01/08/94	30/06/13	Continuo
9	65,767	17,306	Malaga 3200	01/11/69	30/06/13	Continuo
10	66,07	17,182	Palca	01/06/65	30/06/13	húmeda
11	66,034	17,168	Pisle	01/11/69	30/06/13	húmeda
12	65,95	17,241	Quisca Moqo	01/01/01	30/06/13	húmeda
13	65,996	17,187	Ramadas	01/12/01	30/06/13	Continuo
14	65,767	17,3	D. S. Jacinto	01/12/01	30/06/13	Continuo

Para el cálculo de la evapotranspiración, se utiliza el promedio de evaporación mensual registrada en la estación CORANI Embalse. Estos valores fueron presentados en el Estudio Hidrológico de la zona de CORANI elaborado por López (2007).

3.1.2 Precipitaciones

Se tienen precipitaciones de catorce estaciones pluviográficas y pluviométricas (PM). Para verificar la consistencia de las mediciones entre ambos tipos de estaciones, se utilizan gráficas de precipitación acumulada en las estaciones Candelaria, Embalse CORANI, Colomi, San Jacinto y Kewiñal, este trabajo se realiza para un periodo concurrente de datos, para ilustrar lo anterior se presenta la Figura 3.4 con la curva acumulada y la Figura 3.5 con los registros analizados, todas estas para la estación Embalse CORANI.

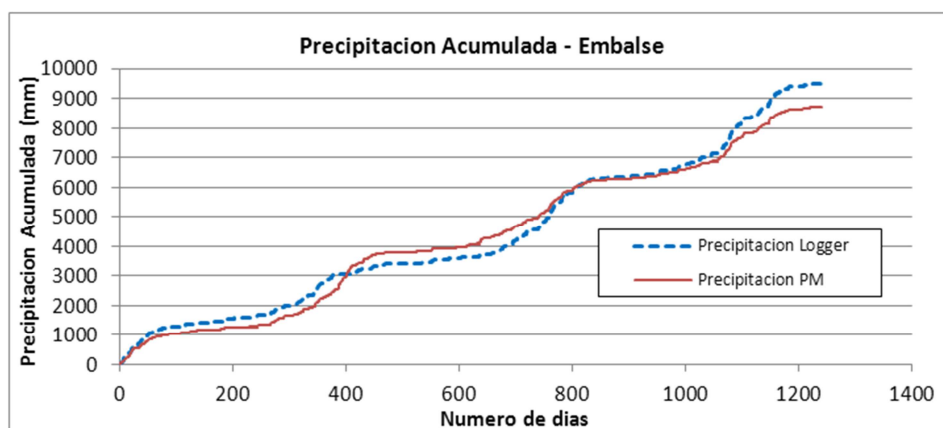


Figura 3.4.- Curva acumulada estación CORANI Embalse.

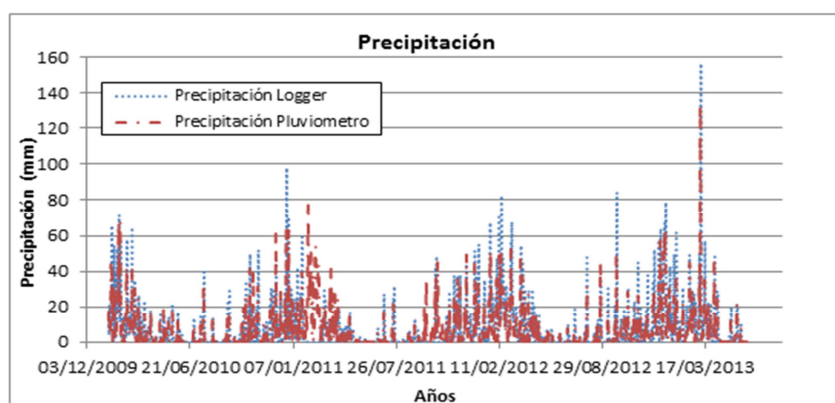


Figura 3.5.- Precipitación de Logger y del pluviómetro estación CORANI Embalse.

De lo anterior se concluye que el comportamiento registrado por ambos equipos es similar, sin embargo, en crecidas, el logger tiende a captar valores mayores.

3.1.3 Hidrometría

La determinación de los caudales se realiza de forma indirecta a través de la medición de niveles (H) en los canales convertidos a caudales (Q) aplicando una relación H-Q obtenida en base a aforos realizados en distintas épocas del año. Los niveles se registran de distintas formas, algunas automáticas provenientes de loggers o limnigrafos y otros por lecturas de nivel realizadas tres veces al día (7:00, 12:00 y 17:00 hrs.).

Respecto al intervalo de tiempo de las mediciones y la escala temporal de datos existente, las estaciones automáticas permiten obtener datos a nivel horario usando para los datos diarios los promedios.

Para realizar el procesamiento de datos y estructurarlos de manera adecuada se siguen de forma secuencial los siguientes pasos.

- Determinar las estaciones con datos disponibles en un periodo concurrente.
- Verificar la consistencia entre las distintas fuentes de medición.
- Conformar las series de tiempo para el periodo de interés en las estaciones seleccionadas, procesando los niveles con las ecuaciones existentes.

El primer paso se realiza revisando los datos para determinar las estaciones a utilizar, el detalle de las estaciones escogidas se presenta en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4.- Estaciones hidrométricas disponibles a escala diaria y horaria.

	Estaciones	Periodo diario	Datos horarios
3	Desc. Palca	01/01/00 al 31/06/13	01/01/10 al 30/06/13
2	Pisle	01/01/00 al 30/04/11	-
1	Inicio Palca	01/01/00 al 30/06/13	-

Con las estaciones seleccionadas (Presentadas en la Figura 3.6), se conforman las series temporales a la escala de modelación deseada utilizando una relación H-Q que liga los niveles observados con caudales; para esto se cuenta con datos de aforos realizados en periodos de estiaje y lluvias en algunos años, en base a los cuales a través de métodos de regresión, se obtienen las ecuaciones necesarias, el detalle de las ecuaciones se presenta en El anexo B.

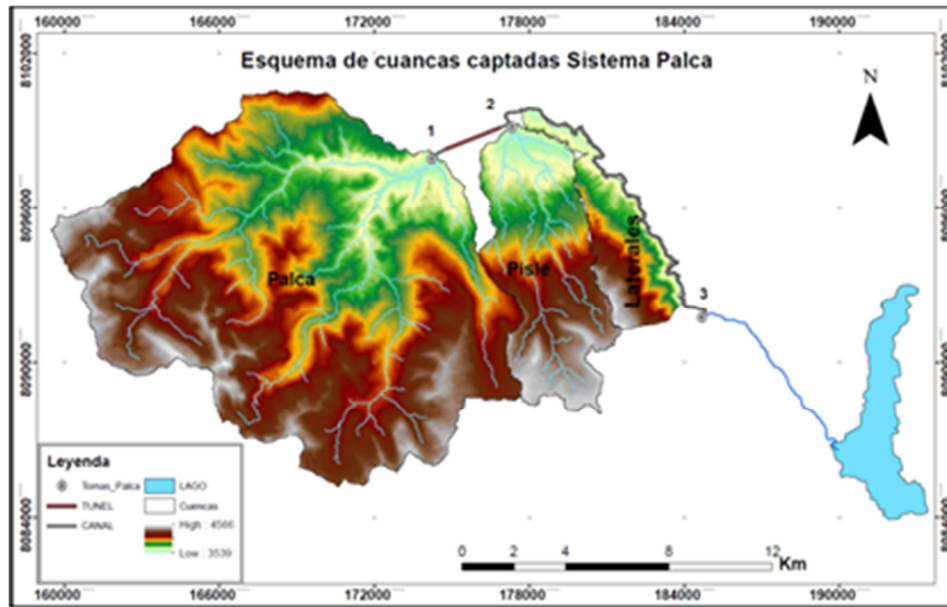


Figura 3.6.- disposición espacial de las estaciones hidrométricas.

Dada la diversidad de orígenes de los datos para el procesamiento, es necesario verificar su consistencia para garantizar un uso indistinto de ellos y que las posibles diferencias entre fuentes de medición sean despreciables, para esto se gráfica de forma superpuesta la serie compuesta obtenida con las estaciones automáticas y los datos medidos manualmente. Los hidrogramas obtenidos de este modo se presentan en la Figura 3.7. Puede observarse en ambos casos un buen ajuste, esto permite utilizar para la generación de los datos diarios ambas fuentes con la certeza de no incurrir en un error considerable.

Una vez verificada la consistencia, se dispone de series continuas para el período estudiado.

Como se observa, los caudales de aporte de las cuencas laterales comprendidas entre la cuenca Pisle y el punto de descarga, no son controladas de forma directa, razón por la cual se las obtiene indirectamente realizando un balance de la forma:

$$Q_{lat} = Q_{Desc} - Q_{Pal} - Q_{Pis}$$

Donde Q_{lat} es el caudal lateral de aporte, Q_{desc} el caudal medido en la descarga (registra el agua captada por Palca, Pisle y aportes laterales), Q_{pal} el caudal medido en inicio Palca y Q_{pis} el caudal medido en Pisle.

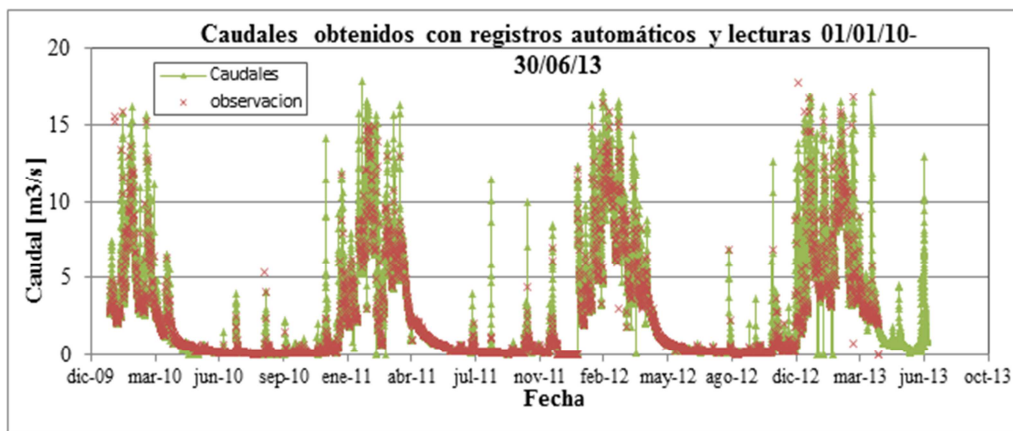


Figura 3.7.- Hidrograma para Descarga Palca con datos observados superpuestos.

Dado que los caudales se obtienen en base a relaciones H-Q, es necesario verificar su consistencia para las cuencas laterales, tanto localmente, como en el tiempo.

La verificación local consiste en realizar un balance a cada paso de tiempo según la escala temporal de datos, los resultados deben ser positivos en cualquier instante de tiempo o iguales a cero dado que el cauce es un canal artificial donde las infiltraciones son despreciables existiendo sólo valores negativos en casos (muy acotados) de operación, mantención o manipulación del canal.

Sin embargo ante la presencia de valores negativos elevados, es necesario recurrir a la verificación temporal para ver el grado de propagación en el tiempo de este error, para esto se procede a acumular los caudales obtenidos con el balance anterior de dos formas diferentes. La primera es la simple acumulación de los valores obtenidos, la segunda consiste en una acumulación previo filtrado de los valores negativos (cuando el resultado del balance sale negativo, se asume un valor de aporte de las cuencas laterales es cero) que en la práctica no son posibles, con esto al final del periodo se tienen dos volúmenes finales de los cuales se obtiene el porcentaje de diferencia que representa el grado de error existente en el periodo de tiempo estudiado.

La Figura 3.8 presenta las gráficas acumuladas de las cuencas aportantes al sistema y del punto de medición principal en Descarga Palca, puede apreciarse que el valor de las cuencas laterales y Pisle se truncan antes que las demás, estos debido a la falta de datos en Pisle, lo que limita además los datos generados para las cuencas laterales.

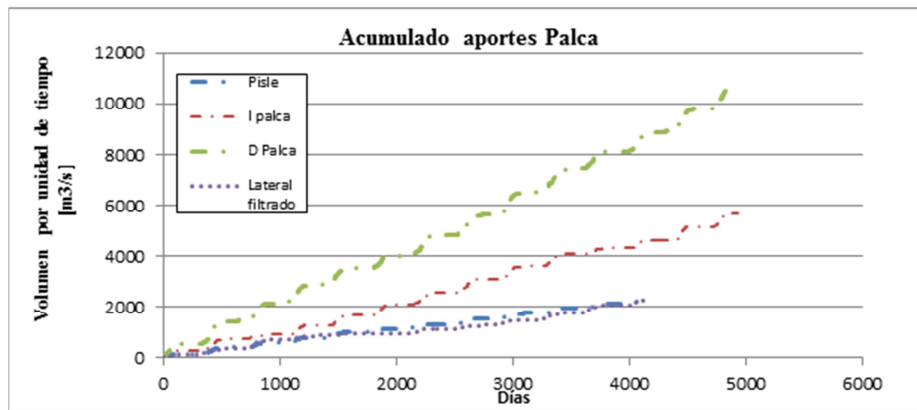


Figura 3.8.- Volúmenes acumulados para todas las cuencas de aporte y el control en descarga Palca.

Por otra parte, la Figura 3.9 presenta la propagación en el tiempo del error generado por los valores negativos que se obtienen para las cuencas laterales resultado de la aplicación del balance, como se observa en esta última, la diferencia acumulada al final del periodo evaluado representa un 19.6% respecto de los datos sin filtrar.

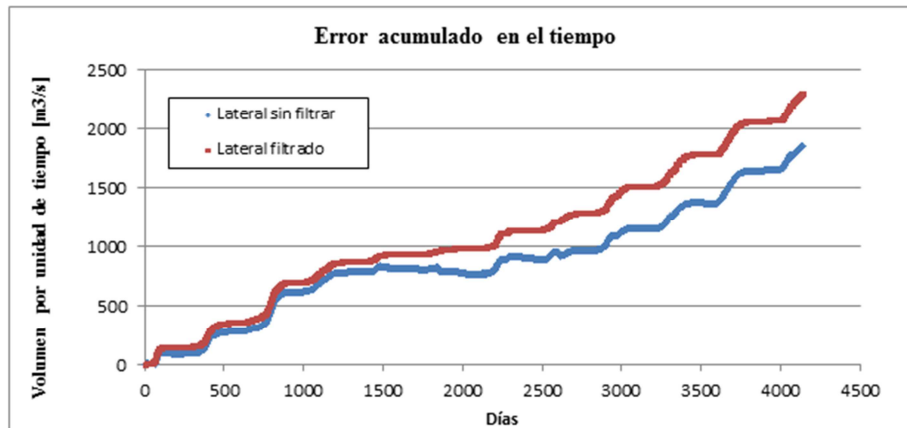


Figura 3.9.- Verificación de la propagación del error debido a los valores negativos del balance.

Estos errores pueden atribuirse principalmente a las ecuaciones utilizadas para la obtención de los caudales ya que se han observado en los datos obtenidos que existen casos en época de crecida, donde se obtienen caudales que exceden las capacidades del canal, algo que no es posible, en este sentido es necesario mejorar las ecuaciones actualmente utilizadas para minimizar este error.

Como conclusión de este punto se puede indicar que se utilizó para la modelación los valores para aporte de las cuencas laterales obtenidos aplicando la filtración, dado que es lo más lógico y real, en el Anexo B, se presentan todas las series originales existentes y las derivadas para este estudio.

3.1.4 Clima

El clima de la zona de estudio es en general frío, presentando sus menores temperaturas en las épocas de invierno, (periodo mayo-Agosto) y verano (Noviembre-Febrero), este último además acompañado de precipitaciones propias de la época. La Tabla 3.5 presenta un resumen de los valores promedio de temperatura y humedad relativa obtenidos de la estación CORANI Embalse.

Tabla 3.5.- Valores de temperatura promedio anual, periodo 2002-2010.

Parámetro	Valor promedio periodo de estudio
Tmax °C	16,4
Tmed °C	11,8
Tmin °C	6,9
HR %	85,5

Para reflejar el comportamiento de estos parámetros, los datos asociados se presentan en el Anexo B.

3.1.5 Geomorfología

El relieve que conforma el sistema Palca, ha sido moldeado por la acción glacial, presentado cumbres achatadas y pendientes suaves, con algunos cursos de agua principales que han producido erosión fluvial, formando pequeños valles. La columna estratigráfica está representada por depósitos cuaternarios, rocas sedimentarias y rocas metamórficas, además se pueden encontrar depósitos aluviales grandes en los ríos, Palca y Pisle (CLAS,2000).

3.1.6 Uso de suelos

En la zona en estudio se diferencian cinco clases mayores de cobertura vegetal; las unidades se identifican basándose en características de tono, textura y patrón de las imágenes satelitales, habiéndose empleado en este estudio imágenes Landsat con una resolución de 30x30 m obtenidas en Julio de 1999. La Figura 3.10 muestra el porcentaje de cada una de estas en la zona de estudio, pudiendo apreciarse la mayor predominancia (más del 50%) de pastizales, seguida de arbustos y suelos sin vegetación, sumando entre estos tres el 98% de toda la cobertura, de la cual aproximadamente tres cuartas partes están conformadas por arbustos y pastizales.

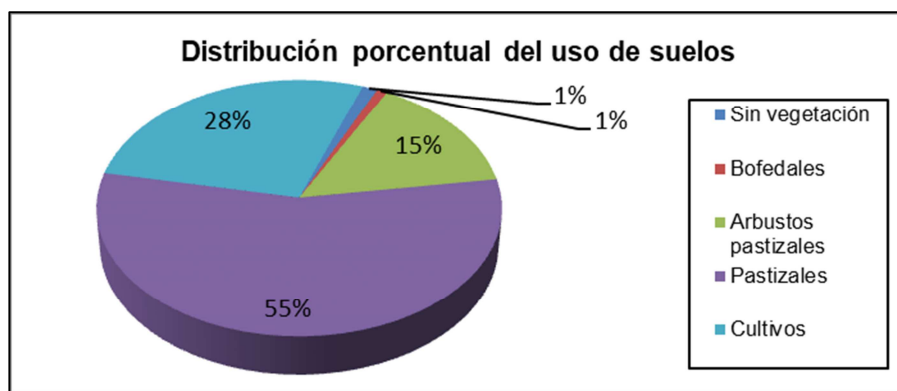


Figura 3.10.- Porcentaje de cada tipo de cobertura.

Por otra parte, para tener una apreciación de la distribución, la Figura 3.10 muestra la distribución espacial de los tipos de cobertura dentro de las cuencas que conforman la zona de estudio.

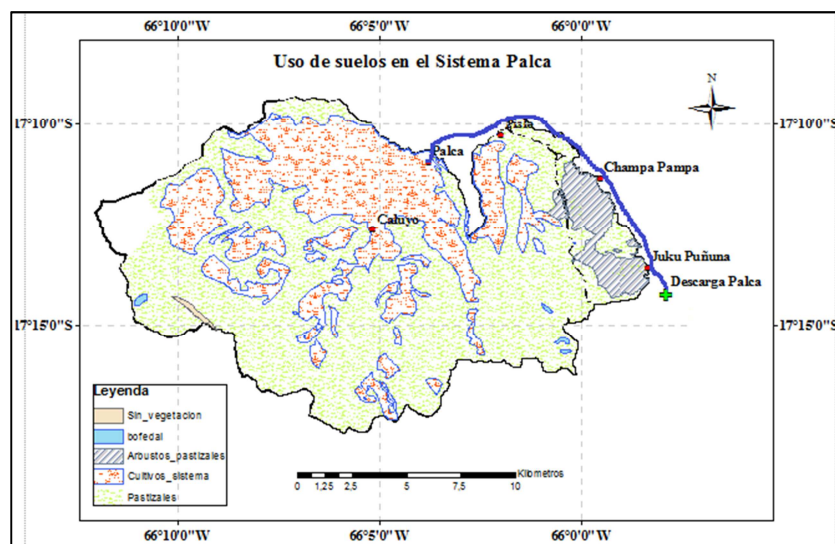


Figura 3.11.- Mapa temático de uso de suelos.

En base a las anteriores dos gráficas y a las superficies de las cuencas estudiadas, presentadas en la tabla Tabla 3.2, se puede afirmar que las características de estas cuencas hacen factible el uso de modelos agregados ya que no presentan mayor heterogeneidad en sus coberturas y uso de suelo y además tienen superficies que no son extensas, sustentando con esto la elección de los modelos hidrológicos.

4 CALIBRACIÓN Y RESULTADOS INICIALES

4.1 TEORÍA Y LINEAMIENTOS

Acorde a lo descrito por Wainwright & Mulligan (2004), los modelos hidrológicos son muy útiles y aplicados en una amplia gama de campos, pero, antes de su uso, se tiene que definir claramente el propósito pues no existen modelos genéricos ni modelos sin un propósito. Por tanto, tiene que establecerse claramente:

- El propósito de la investigación, los procesos involucrados y las condiciones de borde físicas del problema.
- La escala temporal y espacial del problema y si son adecuadas para abordar el problema.

Dado que en primera instancia se desea evaluar (con modelos hidrológicos convencionales) la capacidad de representar el sistema alterado y la influencia de las tomas en los resultados obtenidos, y tomando en cuenta las dimensiones de las cuencas evaluadas y la conformación geomorfológica y de uso de suelos de las mismas, se estima que el uso de modelos agregados es suficiente para abordar el problema.

Por otra parte, al efectuarse la calibración en el periodo de estiaje y en base a las curvas de recesión para la época de crecidas, (en estiaje se captan todas las aguas de la cuenca y en crecida las curvas de recesión son siempre las mismas y características de cada cuenca), y dado que posteriormente el interés radica en utilizar los resultados obtenidos con los modelos agregados como entradas de los modelos del tipo DBM para caracterizar las abstracciones (Tomas), se opta por el uso de la modelación a escala diaria.

En base a lo anterior, la modelación hidrológica realizada con los modelos HEC-HMS y MIKE NAM se realizó bajo los siguientes lineamientos generales:

- Resolución temporal de la modelación: diaria
- Unidad espacial: la cuenca.
- Periodo de modelación: 01/08/2000 y el 25/04/2011.
- Periodo de calibración: ente 08/2002-08/2008 corresponde a 2/3 del total.
- Período de validación: entre 08/2000-08/2002 y 08/2008-04/2011.

Respecto de la validación, el periodo de 2000 a 2002 también fue usado como periodo de calentamiento (warm up).

La distribución espacial de la lluvia se calcula para este estudio aplicando los polígonos de Thiessen, los valores porcentuales de influencia de las estaciones para cada sub-cuenca se muestran en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1.- Influencia porcentual de las estaciones en cada sub-cuenca (Polígonos de Thiessen).

Estación	PALCA	PISLE	LATERALES
Caluyo	76.73	8.35	
Embalse			
Juku puñuna		38.05	51.87
Palca	15.22	0.9	
Pisle		22.5	6.58
Ramadas		30.2	41.55
4 Esquinas	8.05		
TOTAL ESTACIONES	100	100	100

Esta distribución se muestra en la Figura 4.1.

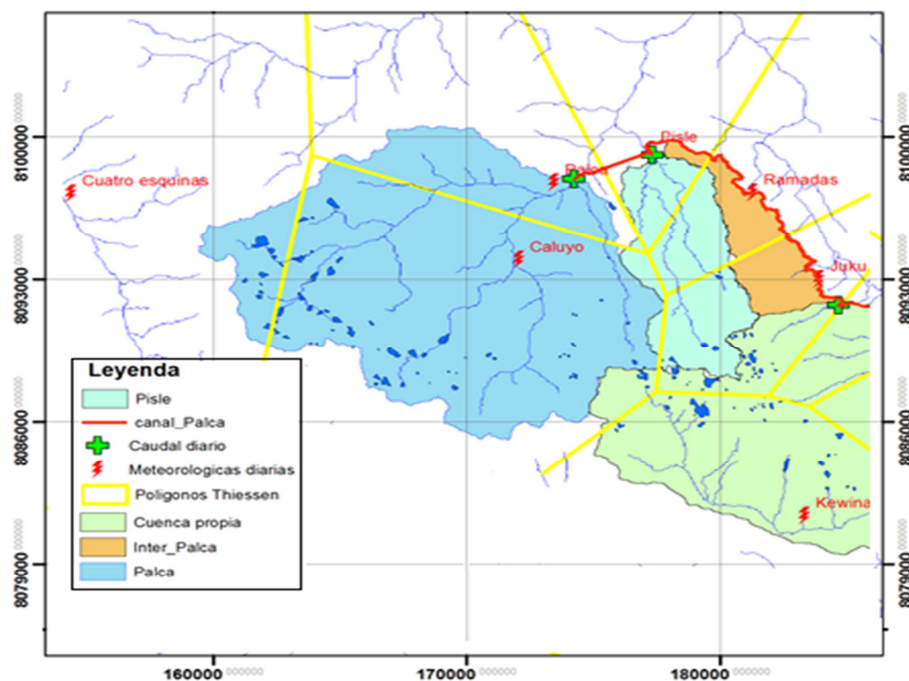


Figura 4.1.- Mapa distribución espacial de la precipitación.

4.2 MIKE-NAM

4.2.1 Implementación

Para la implementación de este modelo se utilizan los datos meteorológicos desarrollados en el capítulo tres (precipitación y evaporación Incluidos en el anexo B).

Para el caso de estudio, se aplica la herramienta WETSPRO desarrollada por Willems (2004) para filtrar el flujo en base a los parámetros k y w (no necesariamente denominados de la misma forma en el modelo) explicados en el punto 2.3, para esto se realizan de forma secuencial los siguientes pasos.

Cargar la serie de datos sin periodos vacíos ya que el esquema matemático de resolución de esta herramienta hace que los vacíos colapsen el programa.

Para el hidrograma generado se asume un set inicial de parámetros, posteriormente ajustados para que cumplan con los criterios de ajuste (principalmente visual), relacionado con la pendiente de la línea de recesión y el ajuste del flujo base respecto del total.

La Figura 4.2 muestra los resultados obtenidos para inicio Palca después del filtrado del flujo base, se aprecia en trazo azul la serie temporal, en rojo el flujo base obtenido del filtrado y en verde la pendiente de la curva de recesión cuya frecuencia (densidad en la imagen) se ajusta de modo que calce con las recesiones de los hidrogramas.

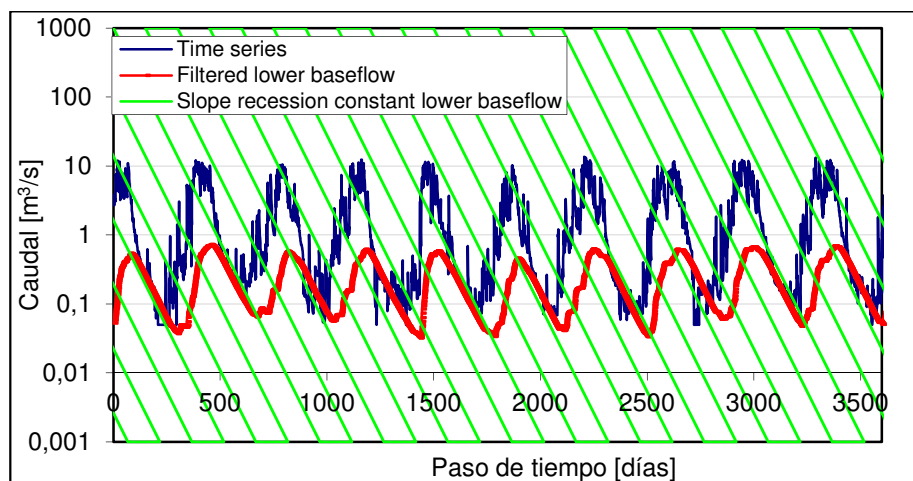


Figura 4.2.- Flujo base filtrado para Inicio Palca.

La Figura 4.3 presenta un resumen de la descomposición del hidrograma (filtrado) donde puede observarse el hidrograma total y la influencia en el mismo del interflujo.

Los demás parámetros que componen el modelo hidrológico se toman como parámetros de proceso y se calibran en base al criterio de acierto y error verificando el ajuste de los resultados en la recesión de forma visual y aplicando el algoritmo de optimización con el que cuenta el software.

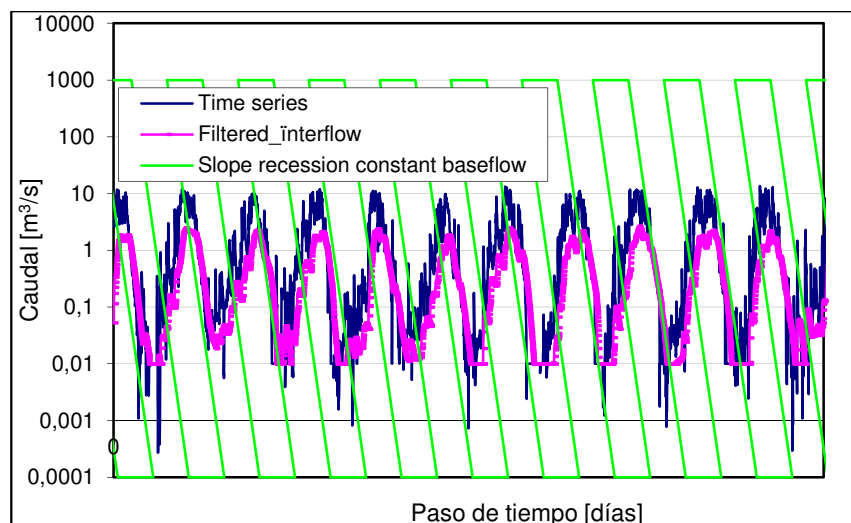


Figura 4.3.- Resumen del filtrado de interflujo Palca.

En la figura anterior se presenta la descomposición del flujo en interflujo o flujo subsuperficial.

4.2.2 Calibración y validación

El proceso de calibración se basa principalmente en un ajuste gráfico con las recesiones de los caudales acotados medidos en las estaciones hidrométricas, esto debido a que se considera que una vez pasados los eventos extremos los caudales de recesión son capturados íntegramente por las estructuras de toma.

Cuenca Inicio Palca

En general para todas las cuencas, el modelo toma los siguientes parámetros, cuyas descripciones y unidades (cuando corresponda) han sido descritas en el punto 2.4.3.

- Lmax y Umax (Umbral de almacenamiento).
- CQOF y CKIF (Coeficientes para escurrimiento superficial y subsuperficial).
- CK1,2 (Constante de rastreo)
- TOF y TIF
- TG y CKBF (Parámetros de flujo base y almacenamiento subterráneo)
- Cqlow y Cklow. (Constantes considerando segundo almacenamiento subterráneo)

Para la cuenca Palca, los parámetros obtenidos del ajuste gráfico y del WETSPRO, se presentan como una captura de pantalla del modelo en la Figura 4.4.

PALCA	
Storages	
Maximum water content in surface storage	Umax 10
Maximum water content in root zone storage	Lmax 100
Runoff Parameters	
Overland flow runoff coefficient	CQOF 0.5
Time constant for routing interflow	CKIF 50
Time constant for routing overland flow	CK1,2 15
<input type="checkbox"/> CK2	
Root zone treshold value for overland flow	TOF 0.5
Root zone treshold value for interflow	TIF 0.5
Overall Parameters	
Root zone threshold value for GW recharge	TG 0.5
Time constant for routing baseflow	CKBF 432
Extended Component	
<input type="checkbox"/> Change ratio of GW-area to catchment area	Carea 1
<input type="checkbox"/> Change specific yield of groundwater reservoir	Sy 0.1
<input type="checkbox"/> Threshold groundwater depth for baseflow	GWLBF0 10
<input type="checkbox"/> Seasonal variation of maximum depth	Edit Seasonal ...
<input type="checkbox"/> Capillary flux, depth for unit flux	GWLBF1 0
<input type="checkbox"/> Abstraction <input type="checkbox"/> Specified in timeseries	Edit Abstraction...
<input checked="" type="checkbox"/> Lower baseflow, recharge to lower reservoir	Cqlow 60
Time constant for routing lower baseflow	Cklow 1560

Figura 4.4.- Parámetros utilizados Palca inicio.

En base a los parámetros obtenidos del proceso de calibración, se ejecuta el modelo, el resultado obtenido, se presenta en la Figura 4.5 donde se puede observar en trazo negro los caudales medidos (observados) y en trazo azul los caudales simulados.

Puede apreciarse de forma cualitativa la deficiencia del modelo para capturar los periodos de crecida, esto se debe como ya se mencionó anteriormente, a que los caudales observados están gobernados por la capacidad de captación de las tomas por lo cual no miden el caudal real generado por la cuenca sino solamente un caudal acotado, función de la capacidad de la toma.

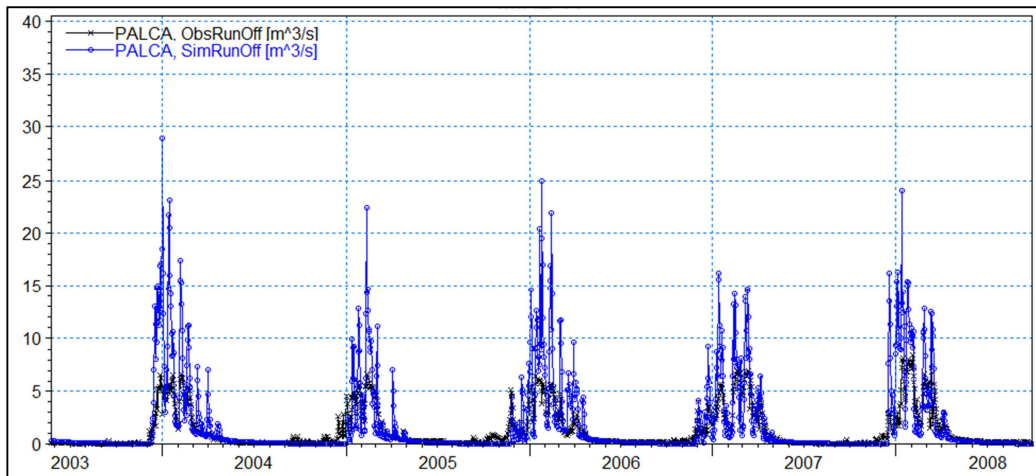


Figura 4.5.- Calibración inicio Palca.

Cuenca Pisle

Los parámetros calibrados de la cuenca Pisle son mostrados en la Figura 4.7.

Los parámetros obtenidos, del mismo modo que en el caso anterior, son el producto por una parte del uso del WETSPRO y por otra parte del proceso de calibración y ajuste visual adoptado, para en base a ellos obtener los hidrogramas modelados.

Para este caso, aun cuando la cuenca Pisle presenta una menor superficie que la que la correspondiente a la cuenca Palca, las diferencias persisten entre los valores observados y simulados, por tanto no es útil el uso de un coeficiente de eficiencia o parámetros estadísticos para representar el rendimiento alcanzado por el modelo y que además permita realizar la calibración en base al mismo.

Por otra parte, la Figura 4.6 muestra que el modelo representa de forma adecuada los periodos de lluvia captando las épocas de recesión que es característica constante de cada cuenca en cada evento de lluvia.

La sobrestimación de los máximos es algo que nuevamente se hace presente ya que los caudales acotados tienen la restricción de la capacidad de la toma y los canales de transporte.

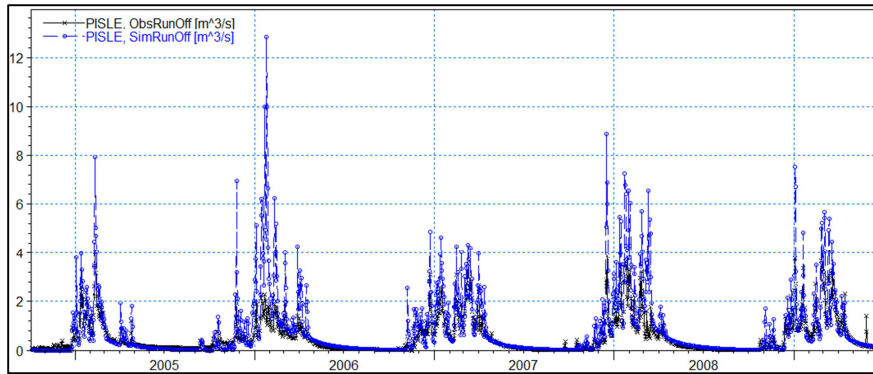


Figura 4.6.- Calibración Pisle.

PISLE		
Storages		
Maximum water content in surface storage	Umax	5
Maximum water content in root zone storage	Lmax	50
Runoff Parameters		
Overland flow runoff coefficient	CQOF	0.5
Time constant for routing interflow	CKIF	50
Time constant for routing overland flow	CK1,2	15
<input type="checkbox"/> CK2		
Root zone treshold value for overland flow	TOF	0.5
Root zone treshold value for interflow	TIF	0.5
Overall Parameters		
Root zone treshold value for GW recharge	TG	0.6
Time constant for routing baseflow	CKBF	432
Extended Component		
<input type="checkbox"/> Change ratio of GW-area to catchment area	Carea	1
<input type="checkbox"/> Change specific yield of groundwater reservoir	Sy	0.1
<input type="checkbox"/> Threshold groundwater depth for baseflow	GWLBF0	10
<input type="checkbox"/> Seasonal variation of maximum depth		Edit Seasonal ...
<input type="checkbox"/> Capillary flux, depth for unit flux	GWLBF1	0
<input type="checkbox"/> Abstraction <input type="checkbox"/> Specified in timeseries		Edit Abstraction...
<input checked="" type="checkbox"/> Lower baseflow, recharge to lower reservoir	Cqlow	65
Time constant for routing lower baseflow	Cklow	1560

Figura 4.7.- Parámetros utilizados Pisle.

Cuenca aportes laterales

De manera análoga, la Figura 4.8 presenta los parámetros para los aportes laterales.

Storages		
Maximum water content in surface storage	Umax	3
Maximum water content in root zone storage	Lmax	30

Runoff Parameters		
Overland flow runoff coefficient	CQOF	0.5
Time constant for routing interflow	CKIF	15
Time constant for routing overland flow	CK1,2	3
<input type="checkbox"/> CK2		
Root zone treshold value for overland flow	TOF	0.5
Root zone treshold value for interflow	TIF	0.5

Overall Parameters		
Root zone threshold value for GW recharge	TG	0.5
Time constant for routing baseflow	CKBF	432

Extended Component		
<input type="checkbox"/> Change ratio of GW-area to catchment area	Carea	1
<input type="checkbox"/> Change specific yield of groundwater reservoir	Sy	0.1
<input type="checkbox"/> Threshold groundwater depth for baseflow	GWLBF0	10
<input type="checkbox"/> Seasonal variation of maximum depth		<input type="button" value="Edit Seasonal ..."/>
<input type="checkbox"/> Capillary flux, depth for unit flux	GWLBF1	0
<input type="checkbox"/> Abstraction <input type="checkbox"/> Specified in timeseries		<input type="button" value="Edit Abstraction..."/>
<input type="checkbox"/> Lower baseflow, recharge to lower reservoir	Cqlow	50
Time constant for routing lower baseflow	Cklow	1560

Figura 4.8.- Parámetros utilizados corrida Laterales Palca.

La Figura 4.9 presenta el hidrograma simulado para este caso.

Puede observarse que el aporte en épocas de estiaje es nulo, esto se debe a que estos aportes son prácticamente en su integridad debidos a los escurrimientos producidos en estas cuencas durante eventos de lluvia.

Los hidrogramas simulados y calculados son similares para este caso dado que el canal recibe prácticamente todo lo generado a excepción de crecidas excepcionales en todo el sistema en cuyo caso el canal ya está a su máxima capacidad y no puede recibir las aguas de los aportes laterales.

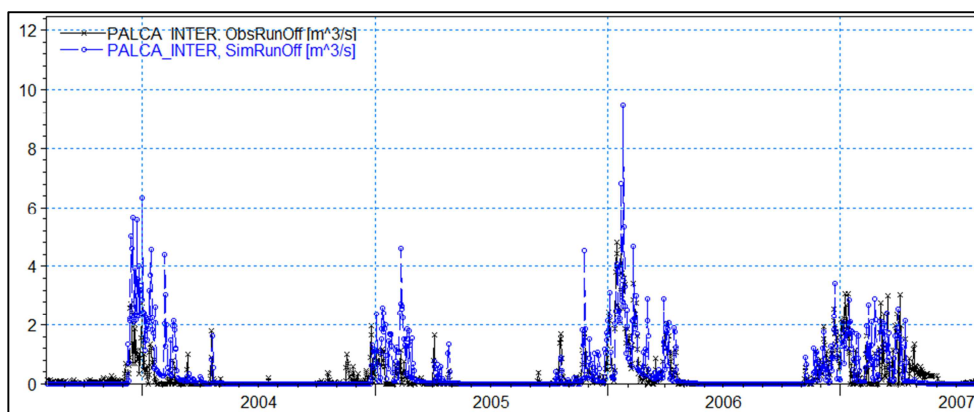


Figura 4.9.- Corrida Palca laterales.

Finalmente, la Tabla 4.2 presenta un resumen de los parámetros obtenidos para las tres cuencas (Las unidades y significado de cada parámetro han sido desarrollados en el capítulo 2). De estos parámetros, los valores iniciales correspondientes a CKBF, CKIF y CK_{1,2} fueron obtenidos utilizando la herramienta WETSPRO en primera instancia y posteriormente afinados en la calibración, los demás valores se obtienen en base al proceso de ajuste gráfico realizado para los hidrogramas.

Puede observarse que los parámetros obtenidos para Palca y Pisle son en general similares, esto se debe a la similitud que hay en las coberturas de suelos de ambas cuencas, la cercanía de ambas y las superficies no muy extensas de ambas, por otra parte, se observa que los valores cambien considerablemente para la cuenca de aportes laterales; esto es debido a que la misma no tiene una red natural que evacúe sus aguas al sistema por lo cual solo tiene aportes en la época de lluvias.

Tabla 4.2.- Tabla resumen de parámetros calibrados para las cuencas en estudio.

PARÁMETROS	PALCA	PISLE	LATERALES
PARÁMETROS DE ALMACENAMIENTO			
Máximo contenido de agua en almacenamiento superficial (Umax)	10	5	3
Máximo contenido de agua en almacenamiento zona de raíces (Lmax)	100	50	30
PARÁMETROS DE ESCURRIMIENTO			
Coefficiente de escorrentía flujo superficial (CQOF)	0,5	0,5	0,5
Constante de tiempo para tránsito de interflujo (CKIF)	50	50	15
Constante de tiempo para tránsito de flujo superficial (CK1,2)	15	15	3
Valor umbral en la zona de raíces para flujo superficial (TOF)	0,5	0,5	0,5

PARÁMETROS	PALCA	PISLE	LATERALES
Valor umbral en la zona de raíces para interflujo (TIF)	0,5	0,5	0,5
PARÁMETROS GRUPALES (OVERALL)			
Valor umbral en la zona de raíces para recarga aguas subterráneas (TG)	0,5	0,6	0,5
Constante de tiempo para el tránsito de flujo base (CKBF)	432	432	432
COMPONENTES ADICIONALES (RESERVORIO EXTRA)			
Recarga a reservorio subterráneo de flujo base (Cqlow)	60	65	50
Constante temporal para tránsito de flujo base subterráneo (Cklow)	1560	1560	1560

4.3 HEC-HMS

4.3.1 Implementación

Para implementar el modelo además de los datos de entrada un insumo principal es el modelo de elevación digital (DEM en inglés) que puede descargarse de manera libre. Para esto se obtuvo el producto estándar ASTER GDEM Versión 2 (Octubre 17, 2011). Basados en el DEM y con la ayuda del HEC-GEOHMS se calculan los mapas de dirección y acumulación de flujo, red de drenaje y sub-cuencas, además de otros parámetros necesarios y característicos de cada cuenca como el tiempo de concentración, los que servirán además como parámetros del modelo. Para todas las cuencas, se utiliza el método de Inventario de Humedad del suelo (Soil Moisture Accounting o SMA) para el cálculo de la precipitación efectiva y el balance de humedad del suelo.

4.3.2 Ajuste y calibración

Para el componente de Flujo Base, se usa el concepto de reservorio lineal, para el componente de flujo superficial, el método de transformación del HU de Clark, sin embargo, al correr el modelo a escala diaria y conociendo los tiempos de concentración, estos parámetros dejan de ser relevantes en la calibración misma que como ya se mencionó, se realiza priorizando reproducir las recesiones de los hidrogramas suponiendo que durante la recesión los caudales acotados son muy similares a los producidos por la cuenca debido a que estos son menores a la capacidad de las obras de toma. La Figura 4.10 muestra los resultados obtenidos para inicio Palca, la Figura 4.11 muestra los caudales obtenidos para Pisle y la Figura 4.12 muestra los resultados obtenidos para los Aportes laterales,

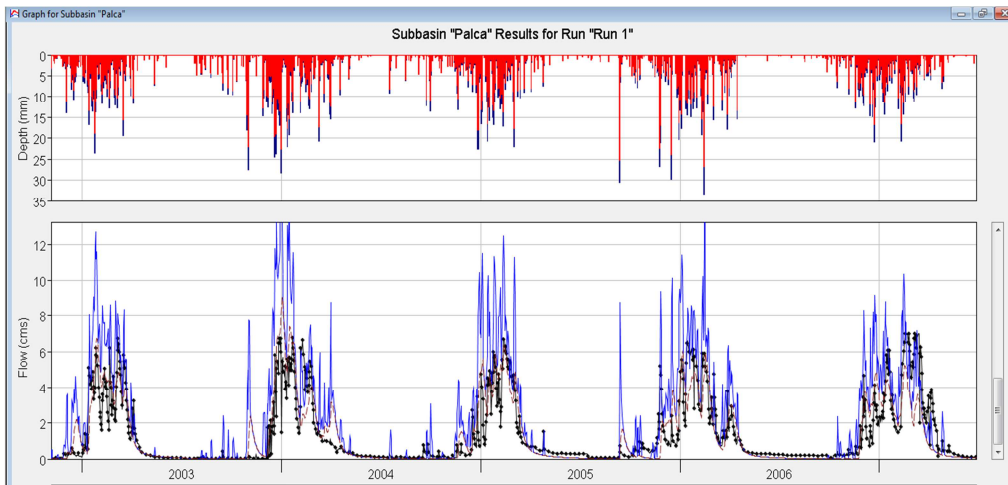


Figura 4.10.- Calibración Palca.

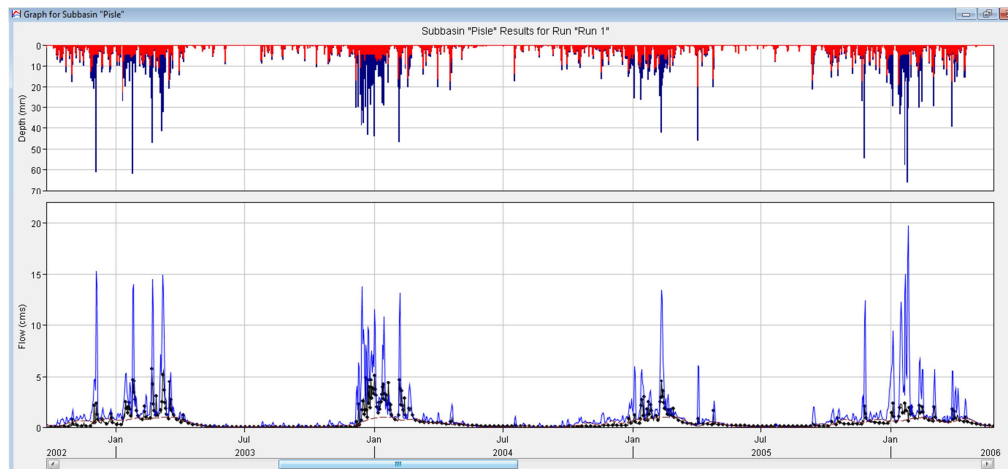


Figura 4.11.- Calibración Pisile.

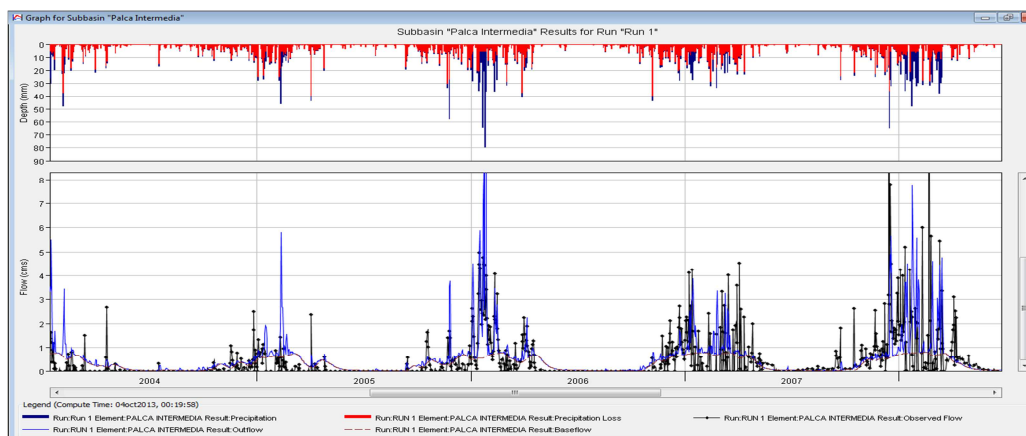


Figura 4.12. Calibración aportes laterales.

En general se observa un buen ajuste en las recesiones de los hidrogramas pero no se pueden representar adecuadamente los máximos, por la limitante que imponen las obras

de toma, esta diferencia es más notoria en la cuenca inicio Palca, esto es lógico dado que es la cuenca con mayor área de aporte.

En base a lo ilustrado y desarrollado en los anteriores puntos de este capítulo, se opta por realizar el ajuste de forma gráfica y con una evaluación visual, dado que la influencia de los valores de crecida, desestabilizan los resultados de los criterios de eficiencia o rendimiento generalmente usados.

Como resumen general, la Tabla 4.3 presenta los parámetros finales calibrados para cada una de las tres cuencas tanto para los parámetros generales como para los parámetros del flujo base.

Tabla 4.3.- Tabla resumen de parámetros calibrados para las cuencas del sistema Palca.

Parámetros	PALCA	PISLE	LATERALES
Canopy Initial Storage (%)	25	10	50
Canopy Max Storage (mm)	5	5	5
Initial Storage Surface (%)	30	10	50
Max Storage Surface(mm)	25	15	45
Soil (%)	50	10	10
Groundwater 1 (%)	90	5	5
Groundwater 2 (%)	90	5	5
Maximun Infiltration (mm/hr)	20	5	5
Impervious (%)	20	20	10
Soil Storage (mm)	25	12	25
Tension Storage (mm)	24	11	24
Soil Percolation (mm/hr)	15	0.28	15
Groundwater 1 Storage (mm)	500	100	400
Groundwater 1 Percolation (mm/hr)	10	1	10
Groundwater 1 Coefficient (hr)	72	100	96
Groundwater 2 Storage (mm)	700	400	950
Groundwater 2Percolation (mm/hr)	50	75	50
Groundwater 2 Coefficient (hr)	100	250	200
FLUJO BASE			
GW 1 Initial (m ³ /s)	0.3	0.01	0.3
GW1 Coefficient (hr)	180	180	180
GW 1 Reservoirs	2	2	2
GW 2 Initial (m ³ /s)	0.2	0.02	0.2
GW2 Coefficient (hr)	1000	1000	1500
GW 2 Reservoirs	2	2	2

4.4 EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Como puede observarse en los hidrogramas presentados, aplicando el HEC-HMS y el MIKE NAM, en ninguna de las tres cuencas estudiadas se representa de manera

adecuada el hidrograma observado, para cuantificar lo anterior, se presenta la Tabla 4.4 con los coeficientes de Nash Sutcliffe obtenidos en todos los casos, donde los valores negativos indican que el valor de la media de los datos observados es un mejor predictor que el modelo, (Nash & Sutcliffe, 1970).

Tabla 4.4.- Coeficientes de eficiencia de Nash Sutcliffe, para los modelos utilizados.

MODELOS	Inicio Palca	Pisle	Descarga Palca
HEC-HMS	-0,33	-3,29	-0,66
MIKE NAM	-2,81	-0,18	-1,54

De este modo se verifica, que utilizando los parámetros de modelación dentro de rangos coherentes recomendados por otros estudios, bibliografía, recomendaciones de los desarrolladores de cada Software y las buenas prácticas de la ingeniería, no es posible modelar de forma adecuada los resultados observados.

Dado que los hidrogramas obtenidos por los dos programas fueron generados utilizando parámetros basados en recomendaciones de literatura, características de la cobertura de suelo, superficies de cada cuenca y herramientas matemáticas computacionales, se consideran representativos de la producción real de las cuencas estudiadas. Sin embargo, a pesar de la similitud de ambos resultados, tanto de forma como de órdenes de magnitud, se observan valores mayores para el modelo NAM, lo anterior se presenta en la Figura 4.13.

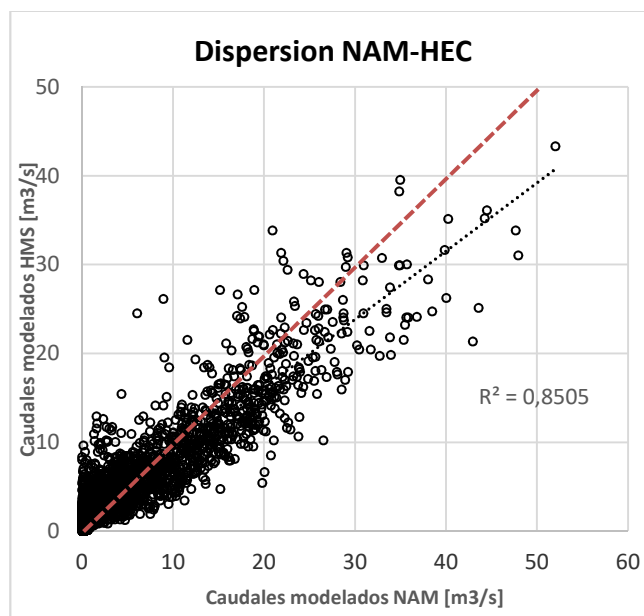


Figura 4.13. Dispersión entre caudales generados por los modelos NAM y HMS.

5 CONCEPTUALIZACIÓN APLICANDO EL CMD

5.1 CONCEPTUALIZACION

La conceptualización del sistema es uno de los objetivos específicos de este estudio, su análisis es parte fundamental del objetivo general ya que como se indica en el capítulo cuatro, la modelación tradicional, no permite generar hidrogramas comparables con los datos observados, por esto, se explora la metodología de modelación denominada Modelación mecánica basada en datos, (DBM, por sus siglas en ingles) para obtener hidrogramas comparables con los datos registrados en las estaciones limnigráficas.

Con el objetivo de no perder las características y la base teórico matemática sobre de los modelos evaluados, (otra de las capacidades del CMD), se utilizan como datos de entrada, los hidrogramas obtenidos con los dos modelos evaluados, de modo que el CMD represente la operación de las tomas que generan la abstracción de caudales.

Para implementar el CMD, se aplican técnicas de ajuste matemático y modelos de optimización global descritas en el capítulo 3 e incorporados en el CMD y sus subrutinas.

Con el propósito de encontrar la mejor estructura que represente los caudales registrados en base a los hidrogramas obtenidos por los modelos lluvia-escorrentía evaluados en el capítulo anterior, se exploran las alternativas de modelación que presenta el programa.

5.2 IMPLEMENTACIÓN MIKE-NAM

Para ilustrar el trabajo realizado por el CMD, la Figura 5.1 presenta los resultados obtenidos para la estación de control ubicada en la cuenca Pisle, (los resultados completos para todas las cuencas se presentan en el Anexo A) se aprecia que a diferencia de los resultados obtenidos con el modelo hidrológico, el hidrograma generado con el CMD se ajusta de mejor manera a los caudales máximos. Además, esta figura presenta el detalle de los valores obtenidos con el CMD para los parámetros a y b , donde, n_{af} es el vector de valores del parámetro a_i , y n_{bf} : el vector de valores del parámetro b_i ; esto además permite inferir el tipo de estructura del modelo (Descrito en el acápite 2.6.2), en este caso, [2, 2, 0].

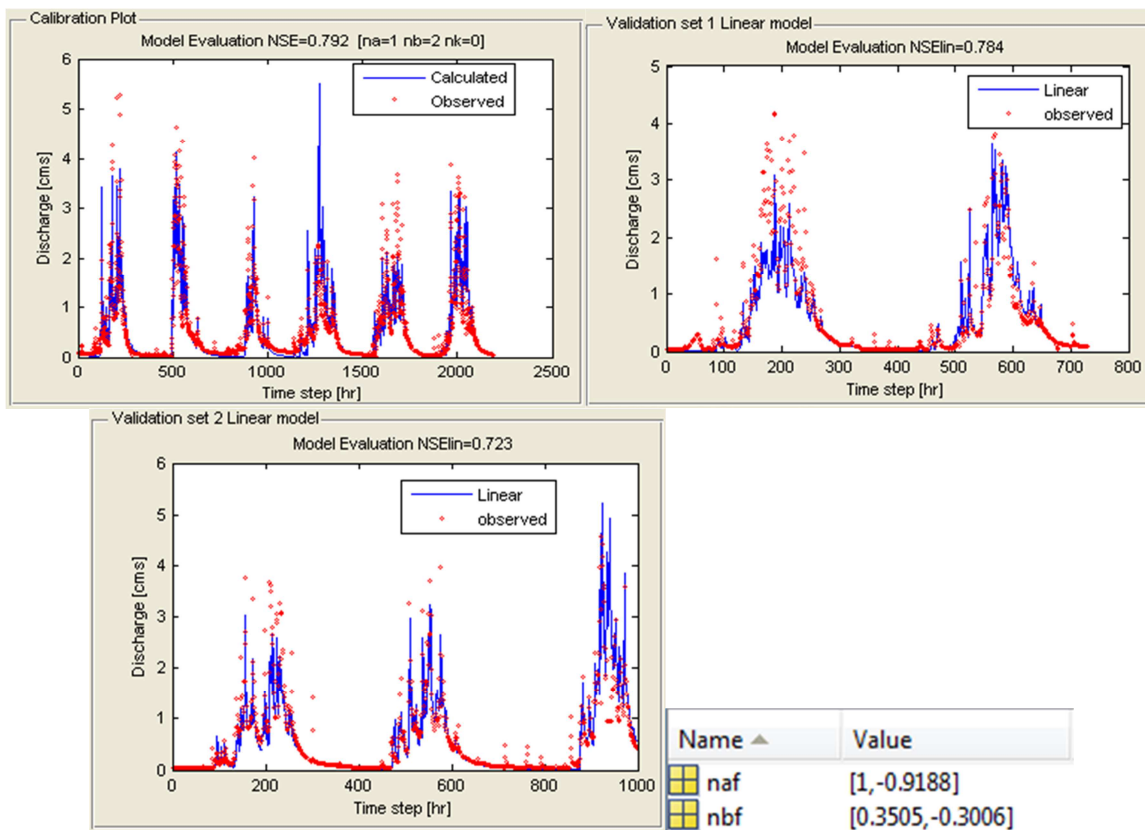


Figura 5.1.- Parametrización y resultados obtenidos caso Pisle.

Aplicando este proceso a los hidrogramas obtenidos en las otras cuencas, se obtienen coeficientes de eficiencia (Nash Sutcliffe) entre 0.72 y 0.89 para la calibración y 0.72 y 0.87 para la validación, valores sustancialmente mejores a los obtenidos sólo con los modelos, (entre -0.18 y -3.29). Los hidrogramas obtenidos con la conceptualización, se presentan de forma completa para inicio Palca y Descarga Palca en los anexos.

Los valores de eficiencia menores se atribuyen principalmente a comportamientos distintos en la respuesta de los sistemas a las precipitaciones observadas para la etapa de validación del último año, lo cual tiene su explicación en el hecho de que precisamente en dicho año se amplió la capacidad de las tomas en las cuencas; de no tomar los datos de ese año, el resultado mínimo de eficiencia obtenido para la validación es NS= 0.72.

La Tabla 5.1 presenta el resumen de valores de eficiencia obtenidos para las cuencas aportantes y para el sistema total (caudal que ingresa al embalse del sistema Palca).

Tabla 5.1.- Resumen de coeficientes de eficiencia de Nash obtenidos NAM-CMD.

	Inicio Palca	Pisle	Aportes Laterales	Descarga Palca
Calibración	0.72	0.79	0.72	0.89
Validación	0.78	0.72	0.78	0.87
Periodo total	0.76	0.77	0.75	0.87

Por otra parte, la Figura 5.2 ilustra la semejanza existente entre el hidrograma registrado en descarga Palca con los valores generados por el CMD para el periodo 2002-2008 y la Figura 5.3 presenta los volúmenes acumulados simulados y observados para la misma estación, mostrando el porcentaje de error generado en el periodo de simulación, puede inferirse que dicho error es despreciable considerándose adecuada la modelación, lo que se aprecia cuantitativamente con los coeficientes de eficiencia alcanzados.

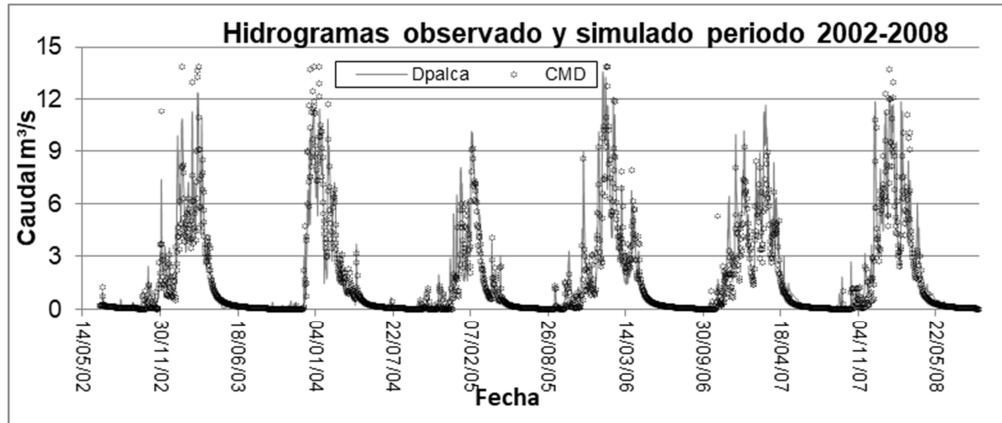


Figura 5.2.- Hidrograma Modelado NAM-CMD para descarga Palca, periodo 2002-2008.

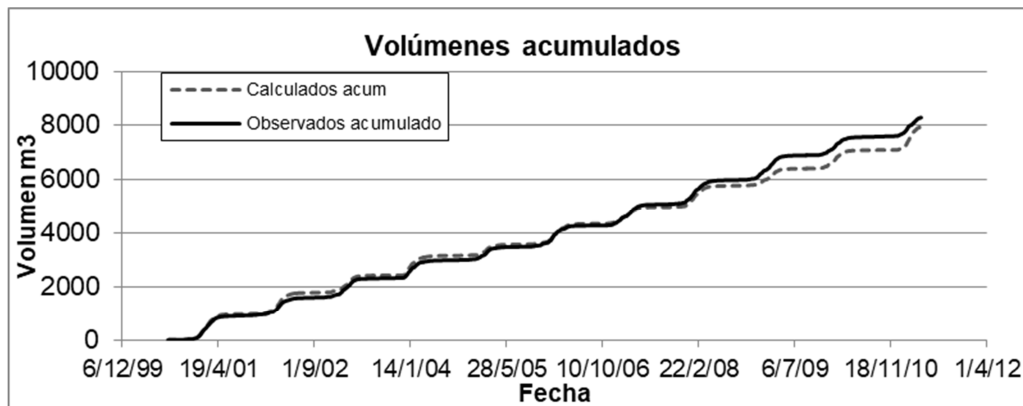


Figura 5.3.- Volumen acumulado periodo 2000-2011 Descarga Palca.

5.3 IMPLEMENTACIÓN HEC-HMS

De forma análoga a lo desarrollado en el acápite 5.2 se conceptualiza el sistema con los resultados del HEC-HMS. El procedimiento de ajuste, cálculo de parámetros y estructura del sistema de función de transferencia se realiza en el CMD. Para ilustrar los resultados obtenidos, la Figura 5.4 presenta los hidrogramas y parámetros para la estación Pisle (calibración y validación).

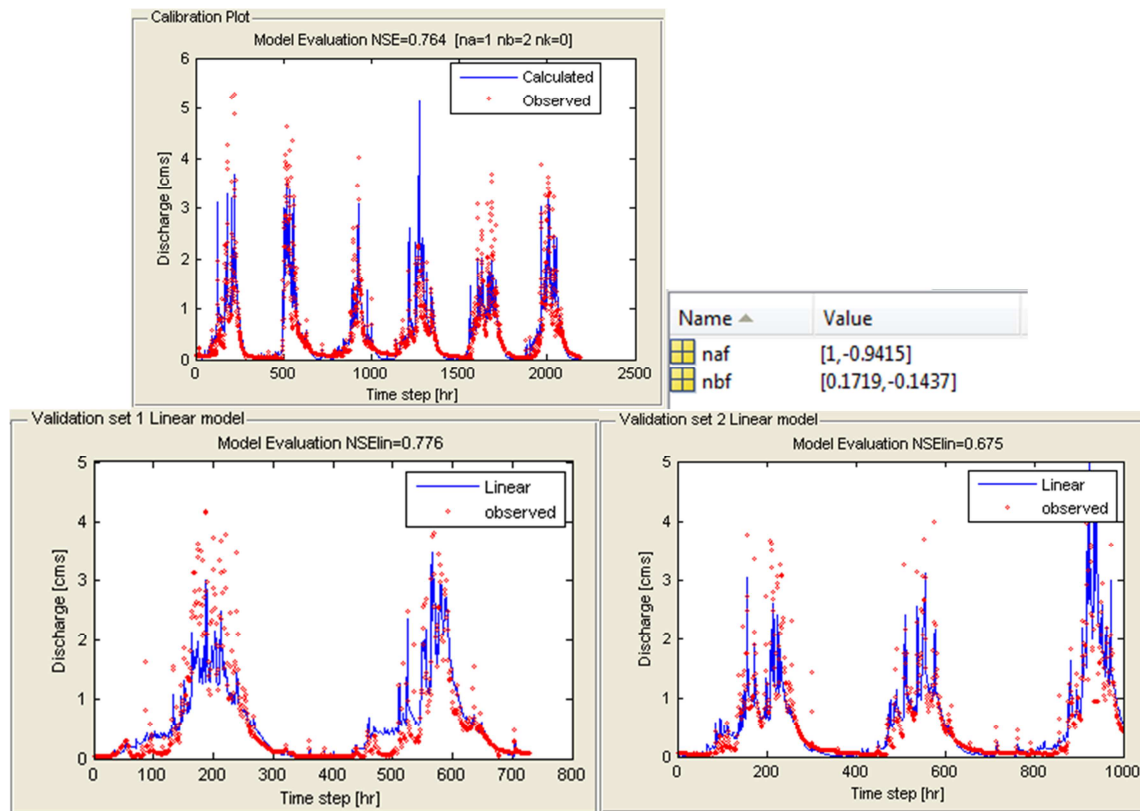


Figura 5.4.- Parametrización y resultados obtenidos caso Pisle, modelo HMS.

Por otra parte, la Figura 5.5 ilustra el error acumulado en el tiempo en base a los volúmenes acumulados para los caudales medidos y calculados con el CMD, se aprecia una vez más al igual que en el NAM que la diferencia de volúmenes, no es considerable.

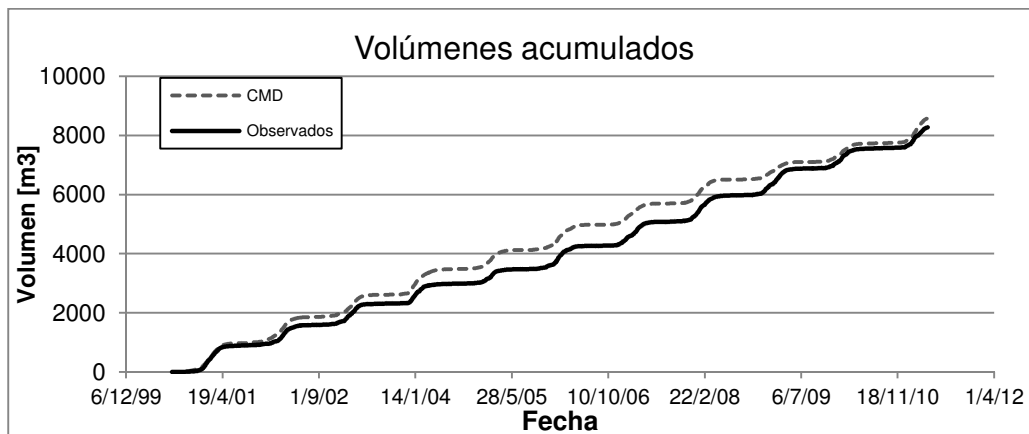


Figura 5.5.- Volumen acumulado periodo 08/00 a 04/11

En la Figura 5.6 se presenta el hidrograma del periodo 2002-2008 en la estación Pisle, una presentación más detallada para cada año hidrológico de este y todos los resultados obtenidos se presenta en el anexo de este documento.

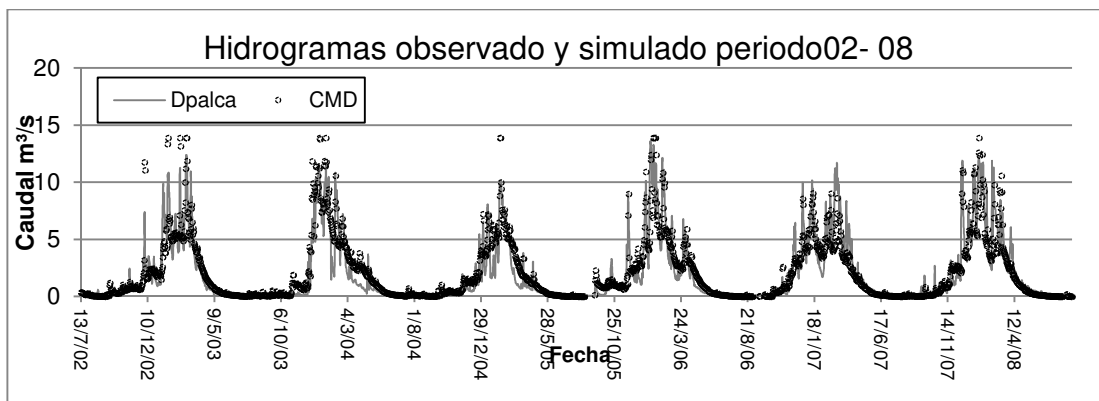


Figura 5.6.- Hidrograma HMS-CMD Correspondiente a la cuenca Pisle, periodo 2002-2008.

La Tabla 5.2 presenta de forma similar al caso del NAM, los resultados de eficiencia calculados para los aportes de Inicio Palca, Pisle y Laterales, además del valor de la eficiencia total obtenido en el punto de salida del sistema (descarga Palca).

Vale la pena aclarar que las eficiencias para los aportes laterales se obtienen en base a las observaciones existentes en descarga Palca, para esto, como se explicó anteriormente a la hora de caracterizar el sistema, se realiza un balance entre las mediciones en las estaciones inicio Palca, Pisle y descarga Palca, estando los caudales registrados en Descarga Palca, conformados por los caudales de Inicio Palca, Pisle y aportes laterales.

Tabla 5.2.- Resumen de coeficientes de eficiencia obtenidos para la modelación HMS-CMD.

	Inicio Palca	Pisle	Ap. Laterales	Descarga Palca
Calibración	0.76	0.76	0.80	0.82
Validación	0.69	0.78	0.81	0.86
Periodo total	0.69	0.74	0.80	0.85

De esta manera, se observa una vez más que se obtienen resultados más adecuadas que los obtenidos antes de utilizar el CMD, generando hidrogramas comparables con los registrados en las estaciones limnimétricas. Sin embargo, se observa que el rendimiento obtenido en base a los hidrogramas generados con el NAM tiene valores de eficiencias mayores a los obtenidos utilizando como datos de entrada los hidrogramas generados por el HEC-HMS, esto se debe a las estructuras definidas por cada modelo.

5.4 RESUMEN DE ESTRUCTURAS Y PARÁMETROS OBTENIDOS

Una vez aplicado el CMD a los resultados inicialmente obtenidos tanto con el MIKE-NAM como con el HEC-HMS, se presenta un resumen de las estructuras de modelo obtenidos para las tres cuencas y los dos modelos estudiados.

Tabla 5.3.- Estructura de modelos obtenidos para las cuencas estudio.

Descripción	MIKE NAM	HEC HMS
Palca	[2, 2, 0]	[2, 2, 0]
Pisle	[2, 2, 0]	[2, 2, 0]
Laterales	[2, 2, 0]	[2, 2, 0]

Además respecto de los valores de cada parámetro obtenido, se aprecia que:

- El valor de a1 es de 1 para todos los casos.
- El valor de a2 varía entre -0.9415 y -1.
- El valor de b1 varía entre 0.1719 y 0.3505.
- El valor de b2 varía entre -0.133 y -0.300.

La Figura 5.7 presenta el comportamiento de los parámetros obtenidos. Se utiliza Pa para denotar la cuenca Palca, Pi para la cuenca Pisle, H para el HEC y N para el NAM, se puede observar la mínima variación de los cuatro parámetros, lo cual es consistente con las estructuras de hidrogramas bastante similares que se generaron con los modelos hidrológicos NAM y HEC.

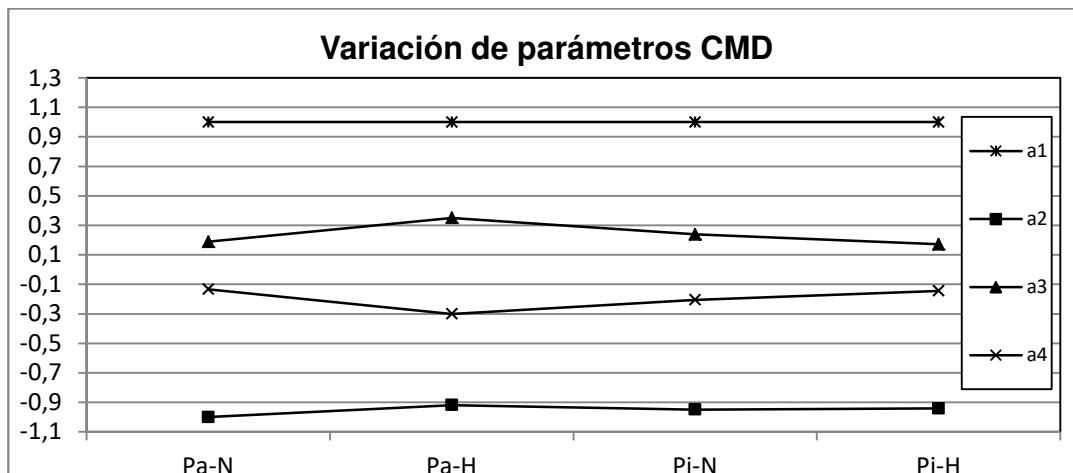


Figura 5.7.- Variación de los parámetros obtenidos con el CMD.

6 ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1 INTRODUCCION

Una vez realizada la aplicación del CMD a los hidrogramas obtenidos utilizando los modelos hidrológicos MIKE-NAM y HEC-HMS, se han podido obtener resultados que se ajustan de manera satisfactoria a los hidrogramas registrados en las estaciones de control de las cuencas que componen el sistema Palca los que, como se sabe, son caudales alterados y cuyo valor está limitado por las obras de toma existentes en las cuencas.

De este modo se puede, en primera instancia, indicar que el objetivo inicial que era encontrar una manera de obtener hidrogramas representativos, ha sido alcanzado.

Sin embargo, corresponde un análisis particular para cada caso en el que se detalle de forma cuantitativa aspectos como el tipo de estructuras obtenidas, el significado de las mismas, su relación con las estructuras de los modelos NAM y HMS, las limitaciones del CMD, el grado de ajuste en crecidas y en época de estiaje entre otros.

6.2 ANÁLISIS DE LOS HIDROGRAMAS OBTENIDOS

Como se ha observado en el capítulo cuatro, los modelos hidrológicos MIKE-NAM y HEC-HMS, son incapaces de generar hidrogramas que se ajusten a los registros existentes en las estaciones de control, algo esperado dadas las alteraciones que presentan las cuencas de la zona de estudio.

Por otra parte, después del uso del CMD, se logra representar de forma aceptable los hidrogramas observados y corresponde realizar un análisis cuantitativo entre los hidrogramas obtenidos por los modelos hidrológicos convencionales, respecto del CMD.

Al haber evidenciado en primera instancia que el indicador de eficiencias genera valores negativos para los modelos hidrológicos, su uso para el análisis no aporta mucho, razón por la cual se realiza a continuación una comparación de los caudales máximos anuales obtenidos para cada año hidrológico del periodo de estudio, determinando así el grado de sub o sobre dimensionamiento existente para los dos casos evaluados.

6.2.1 Comparación MIKE-NAM con CMD

El análisis se realiza directamente con los hidrogramas obtenidos a la salida del sistema, (estación descarga Palca), ya que los mismos representan los caudales generados por todo el sistema (Palca inicio, Pisle y aportes Laterales).

La comparación, se basa en el filtrado de caudales máximos para cada año hidrológico correspondientes a los hidrogramas obtenidos con el NAM una vez aplicado el CMD y a los hidrogramas observados, condicionando además que los valores a comparar correspondan al mismo día ya que como es de esperar, no necesariamente ambos modelos generaran un valor máximo anual para la misma fecha, lo anterior se ilustra en la Figura 6.1.

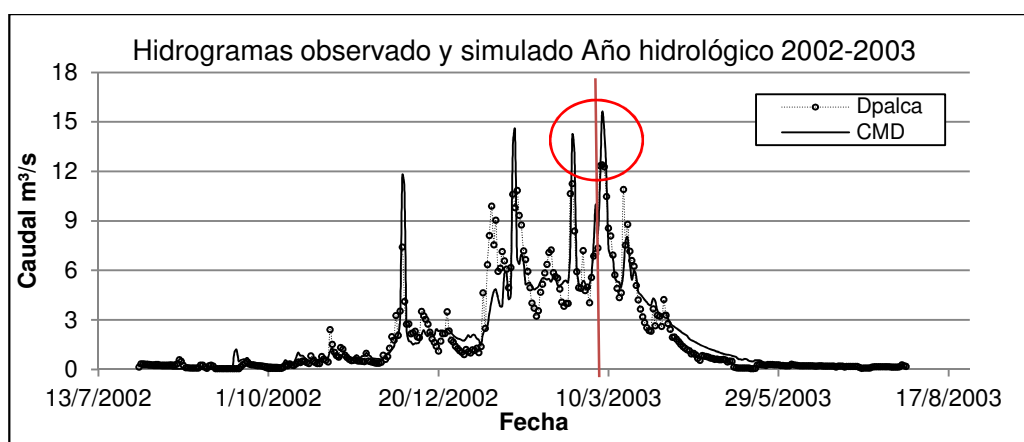


Figura 6.1.- Muestreo de los caudales máximos anuales.

Se aprecia en trazo rojo la marca correspondiente al día de registro del caudal máximo en el CMD y su correspondiente valor registrado en la observación, aplicando este procesamiento a todos los hidrogramas, se puede obtener la tabla 6.1 de valores máximos registrados, modelados con el NAM y con el CMD.

Esta tabla muestra la sobreestimación realizada por el modelo MIKE NAM, generando valores de entre 2.38 y 3.25 veces más que los valores observados en el periodo de estudio, por otra parte, una vez aplicado el CMD, se observa que la relación Q_{mod} Vs. Q_{obs} mejora considerablemente, obteniendo valores que oscilan entre 0.85 y 1.32.

Tabla 6.1.- Tabla de caudales pico y relación Q_{nam}/Q_{cmd} .

Años	D. Palca	NAM	CMD	Q_{NAM}/Q_{CMD}	$Q_{CMD}/Q_{obs.}$
2000-2001	12,5	40,05	12,9	3,10	1,03
2001-2002	10,5	35,65	13,84	2,58	1,32
2002-2003	12,29	39,89	12,27	3,25	1,00
2003-2004	11,47	44,29	13,7	3,23	1,19
2004-2005	10,7	35,7	13,05	2,74	1,22
2005-2006	13,22	38,05	16,02	2,38	1,21

Años	D. Palca	NAM	CMD	Q _{NAM} /Q _{CMD}	Q _{CMD} /Q _{obs.}
2006-2007	11,7	22,23	9,94	2,24	0,85
2007-2008	11,95	33,47	13	2,57	1,09
2008-2009	12,2	28,68	11,06	2,59	0,91
2009-2010	13,5	42,7	14,72	2,90	1,09
2010-2011	14,1	47,9	14,85	3,23	1,05

Por otra parte el comportamiento evaluado para el periodo de estudio, presenta un valor promedio de 2.8 para el MIKE-NAM y 1.08 para el CMD, con lo cual se concluye que ha existido una mejora sustancial fruto de la aplicación del CMD, reduciendo en un 1.72 veces el grado de sobreestimación promedio de los valores máximos, obtenidos inicialmente al aplicar de forma convencional el modelo MIKE NAM.

6.2.2 Comparación HEC-HMS con CMD

De manera análoga al procedimiento desarrollado con el MIKE-NAM,, se realiza el procesamiento de caudales máximos y posterior comparación para el caso de la transformación HEC HMS a CMD, para esto, se presenta la Tabla 6.2 donde se aprecian los valores obtenidos con cada modelo y el valor observado, además, la relación existente entre los valores pico extraídos correspondientes tanto al hidrograma generado con el HEC-HMS como al generado con el CMD y el registrado en la estación.

Tabla 6.2.- Tabla de caudales pico y relación Q_{hec}/Q_{cmd} .

Años	D. Palca	HEC	CMD	Q _{HEC} /Q _{CMD}	Q _{CMD} /Q _{obs.}
2000-2001	12,5	18	13,2	1,36	1,06
2001-2002	10,5	17,8	11,6	1,53	1,10
2002-2003	12,29	20,5	13,16	1,56	1,07
2003-2004	11,47	19,2	12,9	1,49	1,12
2004-2005	10,7	19,1	12,1	1,58	1,13
2005-2006	13,22	20,8	13,1	1,59	0,99
2006-2007	11,7	14,1	9,8	1,44	0,84
2007-2008	11,95	18,5	14,1	1,31	1,18
2008-2009	12,2	18,6	13,2	1,41	1,08
2009-2010	13,5	18,8	13,9	1,35	1,03
2010-2011	14,1	20,2	16,5	1,22	1,17

La tabla anterior muestra la sobreestimación realizada por el MIKE NAM, generando valores que oscilan entre 1.22 y 1.59 veces más que los observados en el periodo de estudio, por otra parte, aplicado el CMD, se observa que la relación $Q_{mod}/Q_{obs.}$ Mejora considerablemente, acercándose más a uno, con valores que oscilan entre 0.84 y 1.18.

Finalmente, si se compara el comportamiento evaluado para el periodo de estudio, existe un valor promedio de 1.44 para el HEC-HMS y 1.07 para el CMD, con lo cual se concluye que ha existido una mejora sustancial fruto de la aplicación del CMD, reduciendo en un

37% el grado de sobreestimación promedio de los valores máximos, obtenidos inicialmente al aplicar de forma convencional el modelo MIKE NAM.

Del análisis realizado, se observa la mayor sobre estimación del NAM respecto a la obtenida con el HMS. En la calibración desarrollada en el capítulo 4 se pudo apreciar este hecho, sin embargo se optó por utilizar estos resultados para la conceptualización con el CMD, para ver además la influencia de los mismos en los resultados obtenidos.

Por otra parte, de bibliografía revisada, como Razuri (1984) o Chow (1988) se tiene que para las condiciones existentes en las cuencas estudiadas, (Cultivos y pastizales con pendientes medias y menores al 10%), se tienen valores de coeficiente de escorrentía media anual de entre 0.37 y 0.5. Para el caso de las cuencas Palca y Pisle y el sistema completo, se obtienen para la condición natural de la cuenca, los valores de coeficiente de escorrentía presentados en la siguiente tabla.

Tabla 6.3.- Coeficientes de escorrentía media anual para los modelos HMS-CMD y NAM-CMD.

Modelo	Palca	Pisle	Descarga
HMS-CMD	0,46	0,58	0,48
NAM-CMD	0,52	0,43	0,50

En base a los rangos de la bibliografía revisada, el valor promedio es de 0.44, por lo que para el caso de Palca, el modelo HEC representa mejor el sistema, para el Pisle, el modelo NAM y para el sistema total, HEC se acerca más al promedio, sin embargo el coeficiente obtenido con el NAM, es bastante similar.

6.3 LIMITACIONES EN LOS RESULTADOS OBTENIDOS CON EL CMD

Se han mostrado las mejoras obtenidas con el CMD, ahora corresponde analizar las limitaciones que persisten y evaluar las posibles causas de estas. En este contexto, la Figura 6.2 presenta la dispersión entre datos observados y calculados para el caso del HEC HMS, para este caso se puede observar de modo general un buen ajuste de los datos, existiendo sin embargo cierta dispersión, además de una tendencia a sobre estimar los valores estimados con el CMD en base a los datos del HEC. Como resultado se tiene una recta de ajuste con un coeficiente R^2 de 0.77.

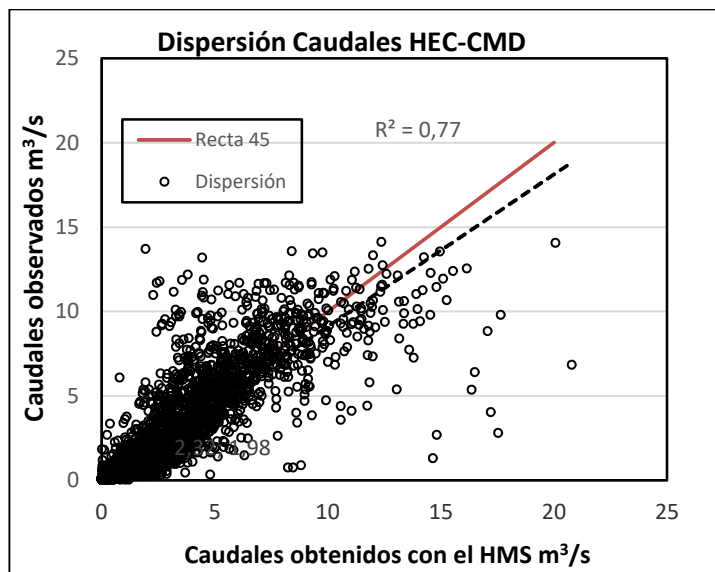


Figura 6.2.- Dispersión de los datos modelados con HMS-CMD vs. Observados.

Para el caso del modelo implementado en base a los resultados del NAM, la Figura 6.3 presenta los resultados obtenidos en la gráfica de dispersión, donde una vez más se aprecia una tendencia a la sobre estimación, pero se leve mejoría del coeficiente R^2 , obteniendo un valor de 0.798.

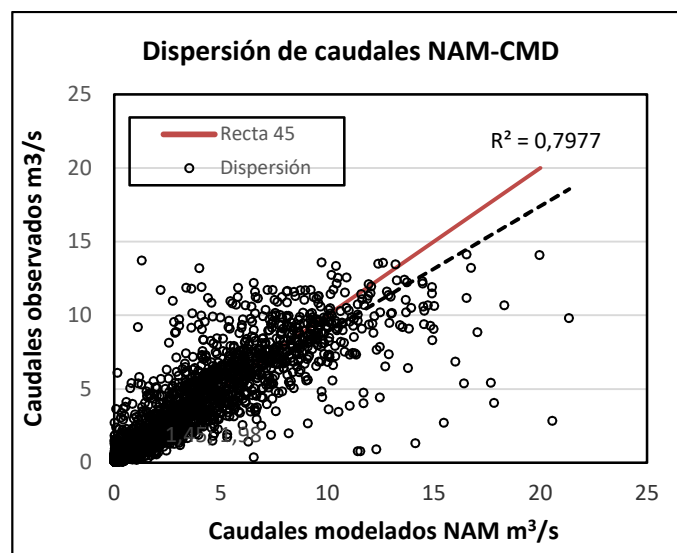


Figura 6.3.- Dispersión de los datos modelados con NAM-CMD vs. Observados.

La tendencia a sobre estimar los valores encontrados al aplicar las salidas de ambos modelos, (NAM-CMD y HMS-CMD), puede justificarse por el hecho de que durante la época de crecida, el canal artificial que transporta las aguas de los sistemas es operado, evacuando las aguas en distintos puntos, cuando se corre el riesgo de sobrepasar la

capacidad del canal, razón por la cual, los valores registrados serían menores a los que en realidad eran transportados por el canal hasta la estación.

Este hecho se aprecia en la Figura 6.4, donde se aprecia que una operación en Pisle, (hidrograma de la derecha) presenta una caída brusca de los valores registrados en descarga Palca (Izquierda), algo que el hidrograma calculado a partir del CMD no es capaz de reproducir.

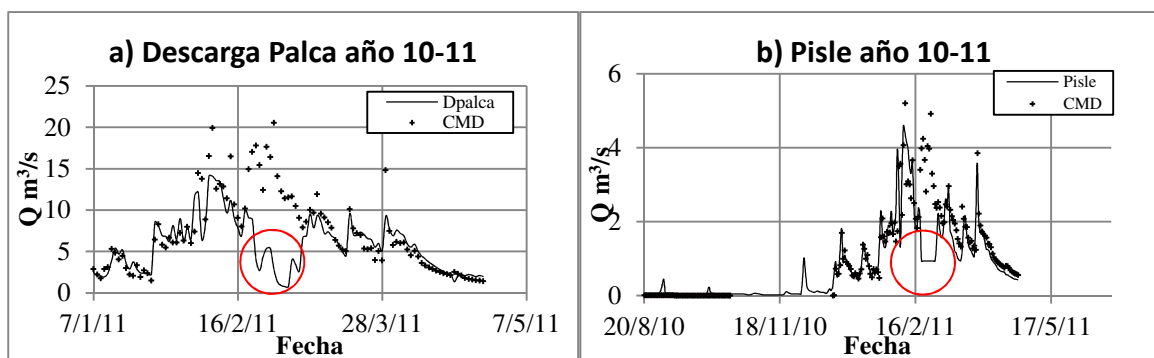


Figura 6.4.- Efectos de la operación en los hidrogramas observados a) Palca, b) Pisle.

En el hidrograma de la figura 6.4 a, se puede apreciar la caída brusca ocurrida entre finales de Febrero y principios de Marzo, algo que no es lógico durante la época húmeda. Sin embargo, este hecho se aclara al observar el hidrograma de la figura 6.4 b, donde se aprecia una operación de evacuación realizada en Pisle.

Por otra parte, se aprecian valores mucho mayores en el hidrograma obtenido en base al CMD, esto se debe a que el mismo no toma en cuenta la capacidad del canal que es otra limitante a los datos registrados en descarga Palca, una alternativa para subsanar esta limitante es la de truncar los caudales generados al valor de capacidad del canal.

En los hidrogramas presentados en anexos, se aprecia la limitación en el umbral del valor de la capacidad del canal que es de aproximadamente $14\text{m}^3/\text{s}$, lo cual también introduce otra limitante a los datos registrados.

De todo lo anterior, se puede afirmar que, el canal, sus limitantes de capacidad y la operación a la que se somete el mismo, el paso de tiempo de los registros y los tiempos de viaje entre otros, condicionan la obtención de hidrogramas más representativos de los datos registrados.

6.4 ANALISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE MODELO

Como se ha indicado en este estudio, una de las bondades de los modelos del tipo DBM, es que la estructura que generan tiene un significado físico asociado, lo cual evita que sea una simple función de transferencia (Young, 2004). Este significado físico, en esencia,

indica la interconexión de embalses en serie y en paralelo, que son capaces de representar el fenómeno evaluado.

De lo visto para la conceptualización tanto del NAM como del HMS, se tiene que la estructura [2, 2, 0] es la apropiada para representar todas las cuencas estudiadas para ambos modelos, lo cual muestra que la operación de las tomas de captación operan respondiendo a un esquema de dos reservorios en serie y dos en paralelo. Sin embargo, este esquema no permite representar las operaciones que se realizan a lo largo del canal (evacuaciones durante crecidas, puestas fuera de servicio y otros) caracterizando solamente la toma.

Por otra parte, los modelos hidrológicos utilizados tienen estructuras predefinidas, respecto de lo cual, Young (2004) indica que “la ventaja en el caso de los modelos del tipo DBM es que no se realiza ningún supuesto a priori respecto de la estructura del modelo, algo que si se hace al utilizar los modelos hidrológicos convencionales, con lo cual se condiciona el funcionamiento, representación y rendimiento de los modelos, a la estructura definida a priori por el modelador” por lo que es de esperar que se tengan desde el principio, limitaciones asociadas al modelo utilizado.

Continuando, respecto de las estructuras predefinidas para los dos modelos utilizados, se puede indicar que:

- Ambos basan su esquema en el concepto de embalses para la representación de distintas zonas, considerando unas pérdidas iniciales, asociadas a las depresiones y retenciones en la vegetación, posteriormente los almacenamientos superficiales, en la zona de raíces y el almacenamiento subterráneo, además ambos consideran un embalse subterráneo adicional para representar los flujos base.
- Dado que la modelación se realiza con un paso temporal diario y considerando además que debido al tamaño de las cuencas estudiadas, los tiempos de concentración son mucho menores a la escala temporal de modelación, los parámetros de rastreo, escurrimiento y tránsito superficial, no son tan relevantes, esto se aprecia además en los valores obtenidos para dichos parámetros que son del orden de algunas horas.
- Dado el carácter continuo del modelo, los valores iniciales adoptados para los parámetros de reservorios no son demasiado relevantes ya que después de un periodo de *warm up*, se consigue estabilizar los mismos.

- Dado el carácter continuo de la modelación, los parámetros de abstracciones iniciales no son muy relevantes una vez que se estabiliza el modelo, siendo importante únicamente la calibración del parámetro que determina la capacidad del embalse que representa este componente.
- Debido a que el criterio adoptado para la calibración (ajuste del estiaje y las recesiones), los parámetros más importantes para el ajuste son los que gobiernan el flujo subterráneo que genera el flujo base (que permite ajustar la época de estiaje), tanto para su recarga como para su tránsito, además del embalse subterráneo adicional que permite evacuar el agua adicional del flujo base subterráneo. Por otra parte, los parámetros que gobiernan el flujo subsuperficial, también juegan un rol importante para determinar la forma de la recesión que es otro de los criterios de ajuste adoptado.
- En base a los puntos considerados anteriormente, se puede ver que entre los parámetros comparables, se tienen valores similares para los parámetros temporales del flujo subterráneo, los que rondan entre 50 y 75 horas para ambos modelos, según se muestra en los resultados de la calibración de parámetros para cada modelo presentados en el capítulo 4.

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este estudio se ha desarrollado con el objetivo de mejorar las limitaciones existentes en la modelación de cuencas cuyos registros no corresponden a la capacidad de generación de escorrentía natural de la cuenca, dado que los mismos están limitados por la capacidad de las tomas.

Para estudiar esta problemática, se han utilizado los datos correspondientes a un grupo de cuencas que drenan sus caudales a través de un cauce artificial a un embalse que se utiliza para la generación de electricidad. La característica principal de los caudales drenados por las cuencas es que los mismos están limitados por la capacidad de captación de las obras de toma existentes en cada cuenca. Si bien este hecho no influye en la época de estiaje, la misma se hace considerable durante la época de crecidas.

Para abordar el problema se ha propuesto el uso de un modelo del tipo DBM utilizando como datos de entrada, los resultados obtenidos con los modelos hidrológicos HEC HMS y MIKE NAM de modo que al aplicar este procedimiento, se representen los caudales registrados tomando en cuenta la operación de cada toma.

La modelación de las cuencas estudiadas utilizando los modelos HEC y NAM muestra la incapacidad de los modelos para representar los datos observados, debido a que dadas las estructuras de funcionamiento de cada modelo, aplicando las buenas prácticas de modelación, los resultados tienden a representar los caudales naturales que genera cada cuenca y no los caudales registrados debido a la operación de las tomas.

Para calibrar estos modelos, dado que no se tienen registros de las cuencas en estado natural, se procede a realizar un ajuste gráfico, tomando como criterios el ajuste en la época de estiaje y el ajuste de las curvas de recesión, las que son características e iguales para cada cuenca en todas las recesiones. Se utilizan herramientas computacionales como el WETSPRO para obtener en base a los datos existentes, algunos de los parámetros de los modelos.

Dado el procedimiento utilizado para la calibración y las diferencias existentes entre los datos registrados y los obtenidos en la modelación, no es práctico realizar análisis cuantitativos para determinar el grado de error.

Se ha realizado la aplicación del CMD utilizando como datos de entrada los hidrogramas obtenidos, esto con el propósito de vincular los resultados obtenidos a las bases físico-

matemáticas bajo las cuales se desarrollan los modelos a utilizar y así poder introducir cualquier cambio que exista en la cuenca y que pueda ser considerado en los cálculos que realiza el modelo, en ese contexto, tanto con el NAM como con el HMS, ha permitido obtener hidrogramas que representan de forma adecuada los datos registrados en las estaciones de control de las cuencas estudiadas, por lo que en primera instancia se puede indicar que el objetivo general del trabajo se ha cumplido satisfactoriamente.

Del análisis cuantitativo realizado se evidencia que es posible el uso de criterios de eficiencia para verificar el grado de precisión de los resultados, obteniendo valores de Nash-Sutcliffe que oscilan entre 0.72 y 0.89 para el NAM y 0.69 a 0.86 para el HMS en las cuencas analizadas. Además se obtienen valores del coeficiente de determinación R^2 (evaluados en el punto de descarga de todas las cuencas) de 0.798 para el NAM y 0.77 para el HMS.

Por otra parte, se han podido evidenciar que a pesar de en general representar de forma bastante similar el comportamiento de los hidrogramas observados, se tienen periodos en distintos años hidrológicos, donde existen comportamientos muy distintos entre los valores calculados y observados. La causa principal de este hecho se atribuye a la operación a la que se somete el sistema de cuencas y el cauce artificial de drenaje que tiene, entendiéndose por operación a la evacuación de aguas en distintos puntos del canal debido a su limitante de capacidad de conducción, sin embargo, es de esperar que contando con un registro de estas operaciones e incorporando el mismo en el procedimiento realizado, los resultados mejoren.

7.1 CONCLUSIONES

De todo lo descrito anteriormente, se puede concluir que:

- La correcta aplicación de modelos hidrológicos desarrollados en base a estructuras que representen la física asociada a los procesos hidrológicos de una cuenca, no permite representar de manera adecuada datos registrados que no corresponden a la capacidad en estado natural de generación de escorrentía
- Los modelos del tipo DBM son herramientas de una gran capacidad para representar modelos, fenómenos y estructuras hidráulicas, así como procesos hidrológicos, siendo además bastante rápidos en la obtención de resultados y optimizados en cuanto a la cantidad de parámetros que requieren.
- Los modelos tipo DBM permiten representar las abstracciones o afectaciones que se realizan a un hidrograma en su estado natural, permitiendo así modelar los

hidrogramas resultantes después de la existencia de dichas abstracciones/obras u otros, obteniendo resultados aceptables.

- Se deben identificar los tipos de abstracciones que se desean representar con el modelo, de modo que los resultados reflejen de manera adecuada los hidrogramas observados, en nuestro caso se ha representado la operación de las tomas.
- A pesar de haber obtenido resultados bastante razonables con coeficientes de eficiencia de Nash del orden de 0.7, no se han podido mejorar los mismos debido a la falta de registros de operación del canal (evacuación de aguas a lo largo del canal o puestas fuera de servicio), datos intradiarios o caudales máximos naturales generados por las cuencas entre otros.
- No existen grandes diferencias entre los resultados obtenidos al utilizar los hidrogramas de dos modelos hidrológicos diferentes (NAM-HMS), siendo las más significativas las asociadas a los valores máximos obtenidos, sin embargo, este rango de incertidumbre sólo podrá ser minimizado registrando valores máximos naturales generados por las cuencas analizadas.
- La escala temporal elegida, permite abordar el problema de forma aceptable, sin embargo, dada la superficie de las cuencas estudiadas y sus tiempos de concentración, así como otros parámetros asociados, trabajar a una escala temporal menor permitirá refinar los resultados y caracterizar mejor el sistema.
- El trabajo realizado es un aporte que puede ser utilizado desarrollando algunos trabajos adicionales (referentes a los datos meteorológicos de entrada), para mejorar la estimación a corto y mediano plazo de los caudales aportantes en centrales hidroeléctricas que cuenten con estas características.

7.2 RECOMENDACIONES

Por otra parte, para contribuir a mejorar el estudio realizado con trabajos o mejoras posteriores se tienen las siguientes recomendaciones:

- Registrar valores en época de crecida de los caudales naturales generados por cada cuenca.
- Registrar los caudales regulados a lo largo del canal de captación/conducción de las aguas generadas por las cuencas estudiadas para contar con un registro de la evacuación de aguas que se realiza.
- Contar con registros a escala horaria tanto de precipitación como de caudal.

- Teniendo datos de caudales naturales en época de crecida y los registros de operación del canal, actualizar el estudio con una escala de tiempo subdiaria (en lo posible horaria).
- En base a un modelo con escala temporal de mayor resolución y datos de caudales naturales generados por las cuencas, vincular estos resultados, con los de estaciones meteorológicas cercanas y/o datos satelitales, para implementar un sistema que permita optimizar la operación del sistema de conducción, reduciendo así los vertimientos y/o daños causados por posibles desbordes.
- Evaluar el uso de datos satelitales y de pronósticos para ver la factibilidad de su uso (o la necesidad de procesamiento de estos datos) en la obtención de pronósticos de caudal de ingreso a corto o mediano plazo (diario, semanal y mensual).

8 BIBLIOGRAFÍA

- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNEL, P.E.; Rasmussen, J. An introduction to the European Hydrological Systems—Systeme Hydrologique Europeen, "SHE". 2. Structure of a physically based distributed modelling system. *J. Hydrol.* 1986, 87, 61–77.
- ABU EL-NASR, A.; ARNOLD, J.G.; FEYEN, J.; BERLAMONT, J. Modeling the hydrology of a catchment using a distributed and a semi distributed model. *Hydrol. Process.* 2005, 19, 573–587
- AMPADU, B. "ET AL" 2013. Rainfall-Riverflow Modelling Approaches: Making A Choice Of Data-Based Mechanistic Modelling Approach For Data Limited Catchments: A Review. *Senra Academic Publishers, British Columbia Vol. 7, No. 3*, pp. 2571-2580
- ASTER GDEM. 2008. Global digital elevation model. Japan-US ASTER Science Team Ref Type: Electronic Citation <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>
- BENNETT, T. AND PETERS, J. 2000. Continuous Soil Moisture Accounting in the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). *Building Partnerships*: pp. 1-10.
- BEVEN, K. & FREER, J. 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.* 249(1–4), 11–29.
- BEVEN, K.J. 2001. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons, LTD, Chichester, 1-360 pp.
- BEVEN, K. J., YOUNG, P. C., LEEDAL, D. T., AND ROMANOWICZ, R., 2009. Computationally efficient flood water level prediction (with uncertainty)., *Flood Risk Management: Research and Practice 281-289* Publisher: CRC Press. Eds. Samuels et al.(eds) © Taylor & Francis Group. London, UK
- BEVEN, K.J. 2013. Application of data-based mechanistic modelling for flood forecasting at multiple locations in the Eden catchment in the National Flood Forecasting System (England and Wales) *Hydrology and Earth System Sciences.* 17, 1, p. 177-185. 9 p.
- BOX G.E.P. AND JENKINS G.M. 1970. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, revised edn, San Fransico: Holden-Day, 1976
- BOX, G.E.P. & COX, D.R. 1964. An analysis of transformations, *Journal of Royal Statistical Society, Series B*, 26: 211–252.
- CHAPMAN, T., 1991. Comment on 'Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses' by R.J.Nathan and T.A.McMahon, *Water Resources Research*, vol. 27, no. 7, 1783-1784.
- CHOW V.T., Maidment D.R. and Mays L.W. 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill, New York, 1572 pp.
- CRAWFORD, N.H. & LINSLEY R.K., 1966. *Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV*. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, p. 210. ESTRELA, Teodoro. 1992. *Modelos*

matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Recursos Hidrográficos, Madrid

- DHI, 2007. Mike 11 A Modelling System for Rivers and Channels Reference Manual. Denmark. DHI Water And Environment. 516p.
- HENDERSON, R.; WOODS, R.; TAIT, A., 2007. Surface water components of New Zealand's National Water Accounts. National Institute of Water and Atmospheric Research. New Zealand.
- KIRKBY, L.; NODEN, P. & BUTCHER, P., 1992. Computer Simulation in Physical Geography, John Wiley & Sons.
- LAFDANI, E.; NIA, A.; AHMADI, A.; GOSHEH, M., 2013. Stream Flow Simulation using SVM, ANFIS and NAM Models (A Case Study). Caspian Journal of Applied Sciences Research, 2(4), pp. 86-93.
- LAN ANH, N.; BOXALL, J.; SAUL, A. & WILLEMS, P., 2010. An evaluation of three lumped conceptual rainfall-runoff models at catchment scale. 3rd International British Hydrological Society Conference. Newcastle upon Tyne UK.
- LEKKAS, D.F., IMRIE, C.E., AND LEES, M.J., 2001. Improved non-linear transfer function and neural network methods of flow routing for real-time forecasting. Journal of Hydroinformatics, 3 (3): 153-164.
- LINSLEY, R. KOHLER, M., AND PAULHUS, J. 1982. Hydrology for Engineers. New York: McGraw-Hill.
- LÓPEZ, J.; GONZALES, M.; SCAINI, A.; VALDENEBRO, J. & GIMENA, F., 2012. Caracterización del modelo HEC-HMS en la cuenca de río Arga en Pamplona y su aplicación a cinco avenidas significativas. Obras y Proyectos 12, 15-30.
- LOPEZ, P. 2007. Estudio Hidrológico de la Zona de CORANI. Informe final de consultoría elaborado para la empresa CORANI.
- MENDOZA, P. 2010. Pronóstico de caudales de crecida mediante un modelo hidrológico distribuido y la asimilación de datos observados. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Santiago-Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 228p.
- MERECHAL 2004, A soil-based approach to rainfall-runoff modelling in ungauged catchments for England and Wales Thesis submitted in partial fulfilment of the requirements for the Degree of Ph. Doctor. Cranfield University at Silsoe, Institute of Water and Environment.
- NASH J. E. & SUTCLIFFE, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual model. Journal of Hydrology, 10: 282–290.
- PEDREGAL D.J., Taylor C.J. and Young P.C. (2007). System Identification, Time Series Analysis and Forecasting. The Captain Toolbox Handbook v2.0.
- PILGRIM D. H. Y CORDERY I. 1992. Flood Runoff. Chapter 9 Handbook of Hydrology (ed. By D. R. Maidment). McGraw-Hill, New York USA.
- PUJOL, L., 2009. Predicción de caudales en tiempo real en grandes cuencas utilizando redes neuronales artificiales. Tesis para optar al grado de Doctor en Ingeniería Civil. Valencia, España. Universidad Politécnica de Valencia, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. 318p.
- QUICHIMBO A. y VAZQUEZ R. F. 2013. Aplicabilidad de modelos NAM y DBM para estimar caudales en Subcuencas alto andinas de Ecuador. MASKANA Vol. 04 No. 02.
- RATTO, M.; YOUNG, P.; ROMANOWICZ, F.; SALTELLI, A. & PAGANO, A., 2007. Uncertainty, sensitivity analysis and the role of data based mechanistic modeling in hydrology. Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 1249–1266, 2007

- RAWLS, W.; BRAKENSIEK, D.; & SAXTON, K., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 25:1316-1320, 1982.
- REES H.; HOLMES, M.; YOUNG, A. & KANSAKAR, S., 2004. Recession-based hydrological models for estimating low flows in ungauged catchments in the Himalayas. *Hydrology and Earth System Sciences* 8(5):891–902
- RIJTEMA 1969. *Evapotranspiration, Eighth International Course of land drainage.* Institute for land and water Management Research. Wageningen, The Netherlands.
- ROMANOWICH R.J., YOUNG, P.C., BEVEN,K.J., AND PAPPENBERGER,F., 2008. A data based mechanistic approach to nonlinear flood routing and adaptive flood level forecasting. *Advances in Water Resources*, 31 (8): 1048-1056.
- RYKIEL, E. J. 1996. Testing ecological models: the meaning of validation. *Ecological Modeling*, 90:229-244.
- SANDOVAL, G. 1988. Simulación del proceso lluvia – escorrentía a través de modelos de función de transferencia. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.
- SAVENIJE, H. H. G. 2009. HESS options “The art of hydrology”. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 157–161.
- SIVAPALAN M., Blöschl G., Wagner T., Viglione A., Savenije H. 2013. *Runoff Prediction in Ungauged Basins.* Cambridge University Press, Cambridge, 465p.
- TAYLOR C.J. PEDREGAL D.J., YOUNG P.C & TYCH, W. 2007. Environmental Time Series Analysis and Forecasting with the Captain Toolbox, *Environmental Modelling and Software*, 22, 6, 797–814.
- TODINI, E. 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11 (1), 468-482, 2007.
- US-ACE. 2000. “HEC-HMS: Hydrologic Modeling System. HEC-HMS. Technical Reference Manual”. U.S. Army Corps of Engineers.
- US-ACE. 2010. “HEC-GeoHMS: An extension for support of HEC-HMS using ArcMap User’s Manual”. U.S. Army Corps of Engineers.
- US-ACE. 2010. “HEC-HMS: Hydrologic Modeling System. HEC-HMS User’s Manual”. U.S. Army Corps of Engineers.
- VERNIEUWE, H., GEORGIEVA, O., DE BAETS,B., PAUWELS,V.R.N., VERHOEST,N.E.C., and DE TROCH,F.P., 2005. Comparison of Data-driven Takagi-Sugeno models of rainfall-discharge dynamics. *Journal of Hydrology*, 302 173-186.
- VILLAZÓN, M. 2011. Modelling and conceptualization of hidrology and river hydraulics in flood conditions for Belgian and Bolivian Basins. Thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Ph. Doctor. Catholic University of Leuven Belgium.
- VILLAZÓN. M. & WILLEMS. P. 2010. “Filling gaps and daily disaccumulation of precipitation data rainfall–runoff model”. Rep. Macedonia. s.n.
- VRUGT, J. A., GUPTA, H. V., BOUTEN, W., AND SOROOSHIAN, S. 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 39[8], 1201. American Geophysical Union (AGU). doi:10.1029/2002WR001642 Ref Type: Journal (Full)
- WAINWRIGHT, J y MULLIGAN, M. 2004. *Environmental modelling dinding simplicity in complexity.* 2nd Ed. London. Wiley-Blackwell. 465p.
- WILLEMS, P. & ROMBAUTS, S. 2004. Setup of the numeric hydrological model and formulation of the composite hydrograph for the Dender basin. *Research*

Report for the Flanders Hydraulics Research Administration (WL Borgenhout), IMDC & K.U. Leuven

- WILLEMS, P. 2004. WETSPRO. Water Engineering Time Series PROcessing tool User's manual version 4.0. K.U. Leuven, Hydraulics Laboratory.
- WILLEMS, P. 2009. WETSPRO. Water Engineering Time Series PROcessing tool User's manual version 4.0. K.U. Leuven, Hydraulics Laboratory.
- WMO, 1994. Guide to hydrological practices: data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. Geneva, Switzerland, 1-735 pp. Notes: World Meteorological Organization
- WOLFS, V., VILLAZON GOMEZ, M., WILLEMS, P. 2012. Development of a semi-automated model identification and calibration tool for conceptual modelling of sewer systems. In Prodanović, D. Ed., Plavšić, J. Ed., Proceedings of the 9th conference on urban drainage modelling 9UDM. International conference on urban drainage modelling UDM09. Belgrade, 3-7 September 2012 pp. 1-11. Belgrade: Faculty of Civil Engineering, University of Belgrade.
- WOLFS, V., MEERT, P., WILLEMS, P. 2013. CMD: a semi-automatic conceptual model structure identification and calibration tool for river water quantity modelling. Open Water Symposium. VUB Brussels, 16-17 Sept. 2013.
- WOLFS, V., MEERT, P., WILLEMS, P. 2014. Semi-automatic conceptual model identification and calibration tool for river hydraulic computations. River Flow 2014. River Flow 2014. Lausanne, 3-5 September 2014 pp. 1-8.
- WOLFS V. 2016. Conceptual model structure identification and calibration for river and sewer systems. Thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Ph. Doctor. Catholic University of Leuven Belgium.
- WRIGHT. P. 1989. "Homogenized Long-Period Southern Oscillation Indices". International. Volumen 9. pp. 33-54.
- YOUNG, P.C. 1978 A general theory of modeling for badly defined dynamic systems. In Modeling, Identification and Control in Environmental Systems, G.C. Vansteenkiste Ed., North Holland, 103-135. Young P.C. 1984. Recursive Estimation and Time-Series Analysis, Berlin: Springer-Verlag Berlin, 1-300 pp.
- YOUNG, P.C. 1984 Recursive Estimation and Time-Series Analysis, Springer-Verlag: Berlin.
- YOUNG, P.C., 2000. Stochastic, dynamic modelling and signal processing: time variable and state dependent parameter estimation. In: Fitzgerald, W.J. Editor, Nonlinear and Nonstationary Signal Processing. Cambridge University Press, Cambridge pp. 74-114.
- YOUNG, P. C. 2001b. Data-based mechanistic modelling and validation of rainfall-flow processes. Chapter 7 in M. G. Anderson Ed., Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. J. Wiley: Chichester, 117-161.
- YOUNG, P.C., CHOTAI, A. 2004 In: Environment modelling: finding simplicity in complexity. Chichester : Wiley p. 371-388. 18 p. ISBN: 0471496170.
- YOUNG, P.C., Taylor, C.J., TYCH, W., and PEDREGAL, D. J. 2007. The Captain Toolbox. Centre for Research on Environmental Systems and Statistics. UK, Lancaster University. Ref Type: Computer Program. www.es.lancs.ac.uk/cres/captain.
- YOUNG, P. C. 2011. Recursive estimation and time-series analysis. 2nd Edition. Berlin : Springer Verlag. 504 p. ISBN: 978-3-642-21980-1. Electronic ISBN: 978-3-642-21981-8.

- ZHANG H. L. et al. 2013. The effect of watershed scale on HEC-HMS calibrated parameters: a case study in the Clear Creek watershed in Iowa, US. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2735–2745, 2013.

9 ANEXOS

ANEXO A CONCEPTUAL MODEL DEVELOPER

Alternativas De Modelación

El Conceptual Model Developer (M. Villazon, 2011) cuenta con una interfaz gráfica desarrollada en MATLAB muy intuitiva que permite implementar y evaluar las distintas alternativas que ofrece el programa de una manera versátil.

Dentro las alternativas matemáticas del CMD, existen dos diferentes configuraciones, la primera realiza una transformación no lineal a los datos de entrada previa al ajuste de la función de transferencia lineal. La segunda realiza un ajuste de función de transferencia directamente a los datos de entrada, siendo lo apropiado evaluar ambas alternativas para determinar la más apropiada.

Transformación no-lineal

Esta transformación se aplica cuando las relaciones con el almacenamiento no son univócales, dicho de otra manera, cuando existen diferentes respuestas para una misma entrada, (Beven, 2009).

Para este caso se utiliza esta transformación ajustando los datos de entrada a una función no-paramétrica en base al algoritmo denominado *SDP (State Dependent Parameter)*, dicho algoritmo asume que los parámetros del modelo pueden variar de forma dependiente a las variables medidas.

Como ilustración la figura A.1 , presenta el ajuste realizado a los caudales acotados registrados en la estación Palca Inicio, mostrando el ajuste de una transformación no lineal a los caudales simulados por los modelos hidrológicos.

Después de realizar este ejercicio, los resultados del programa muestran que para encontrar una relación de los caudales simulados con los caudales acotados no es necesario transformar los datos de ingreso para ninguna de las cuencas ni modelos estudiados, esto es consecuente con la teoría asociada a este tipo de transformaciones que recomienda esta aplicación a datos de lluvia neta con el fin de obtener la lluvia efectiva que genera la escorrentía (Young, 2004).

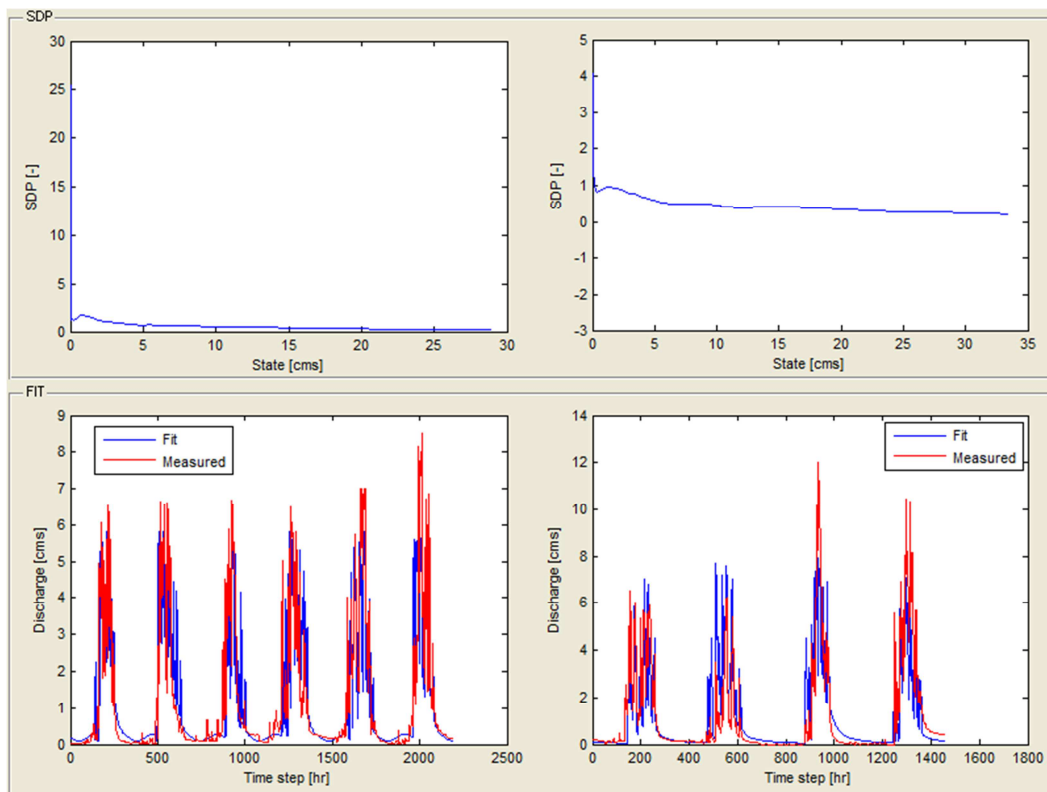


Figura A1.- Pantalla de salida CMD, Arriba parámetro dependiente de estado (SDP).

Función de transferencia y estructura del sistema

Una función de transferencia es como su nombre lo indica, una función que permite en base a datos observados (entradas), obtener resultados (salidas) que representen de la forma más adecuada el fenómeno estudiado.

Como ya se indicó anteriormente, durante la identificación del modelo es frecuentemente dado que existen varias estructuras posibles que se adecuen de manera óptima a lo que desea representarse, es por esta razón que en este estudio se aplica el algoritmo de la variable instrumental refinada (RIV) desarrollada por Pedregal et al., 2007 e implementada en la herramienta CAPTAIN (Young et al., 2007) para la identificación de la estructura óptima del modelo, además, para evitar la sobre parametrización (parsimonia) se utiliza el criterio de evaluación denominado Young Index criterion (YIC) (Beven, 2001).

Aplicando la herramienta CMD se ejecutan automáticamente los algoritmos explicados en el capítulo tres, permitiendo encontrar el set óptimo de parámetros buscado. Los resultados obtenidos, se presentaran en una estructura compuesta por cuatro imágenes, en la parte superior izquierda se presenta el gráfico de validación, en la parte superior derecha los valores de los parámetros $a(n_{ai})$ y $b(n_{bi})$ del modelo de función de

transferencia, por último, en la parte inferior se presentan los resultados obtenidos para los sets de validación utilizados.

La obtención de estos caudales se realiza en base a los parámetros optimizados en la siguiente ecuación (explicada en el acápite 2.6.2):

$$Q_t = \frac{b_0 + b_1 z^{-1} + \dots + b_m z^{-m}}{1 - a_1 z^{-1} - \dots - a_n z^{-n}} z^{-\delta} I_t$$

Dónde:

Z: es el operador hacia atrás.

n y **m:** son los órdenes del operador z aplicados a los coeficientes a y b respectivamente.

P: el tiempo de rezago.

I_t: la entrada al sistema.

Q_t: el caudal de salida en el tiempo t.

a y **b:** los coeficientes a calcular.

De modo que después de aplicar la ecuación se obtiene una estructura del modelo del tipo (n,m,Δ) descrita en el capítulo 2.

ANEXO B ECUACIONES DE DESCARGA ESTACIONES SISTEMA CORANI

Tabla 0.1.- Ecuaciones H-Q utilizadas para cada estación.

Estaciones	Observación	Ecuación
Inicio Palca*	Para todos los niveles	$Q = 2.61(H - 0.01)^{2.6}$
PISLE	Para $H < 0.7$	$Q = 2.6204 * H^2 + 1.7695 * H - 0.0632$
	Para $H > 0.7$	$Q = 0.4176 * H^2 + 4.5206 * H - 0.9431$
D PALCA	Para $H < 0.2$	$Q = 4.5969 * H^{1.6566}$
	Para $H > 0.2$	$Q = 4.3015 * H^2 + 2.2933 * H - 0.1769$
SAN JACINTO	para $H < 0.25$	$Q = 4.2286 * H^2 + 0.4763 * H - 0.0051$
	para $0.25 < H < 0.35$	$Q = 3.6183 * H^{1.6192}$
	para $H > 0.35$	$Q = 2.710 * H^2 + 1.3782 * H - 0.1124$
Desc. T1	para $H < 0.20$	$Q = 18.862 * H^2 + 1.3795 * H - 0.0108$
	para $0.20 < H < 0.35$	$Q = 12.095 * H^2 + 2.6812 * H - 0.1267$
	para $0.35 < H < 0.60$	$Q = 11.078 * H^2 + 2.9169 * H - 0.179$
	para $H > 0.60$	$Q = 10.801 * H^2 + 2.0583 * H + 0.052$
Chacamayu*	Para todos los niveles	$Q = 1.4(H - 0.01)^{1.5}$

* =Ecuación LHUMSS

ANEXO C DATOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Este anexo presenta los hietogramas correspondientes a las precipitaciones distribuidas utilizando los polígonos de Thiessen para las cuencas Palca, Pisle y Aportes laterales, además de los datos de temperaturas y caudales.

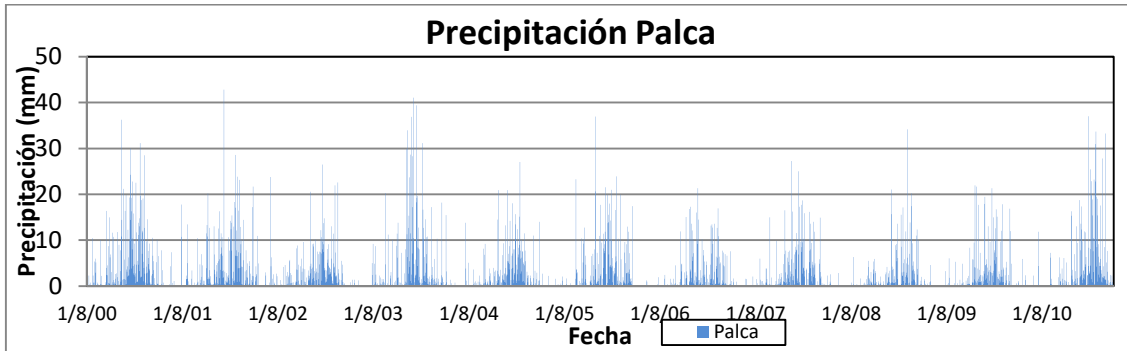


Figura B1.- Precipitaciones ponderadas para la cuenca Palca Periodo de estudio.

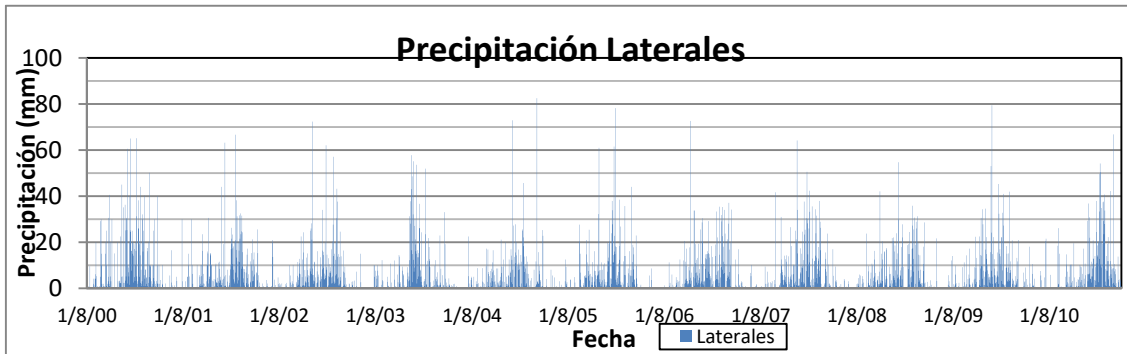


Figura B2.- Precipitaciones ponderadas para la cuenca Laterales Periodo de estudio.

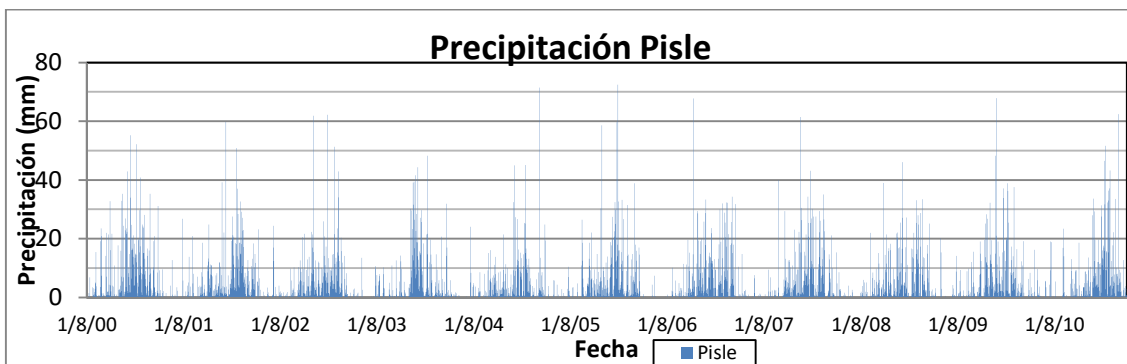


Figura B3.- Precipitaciones ponderadas para la cuenca Pisle Periodo de estudio.

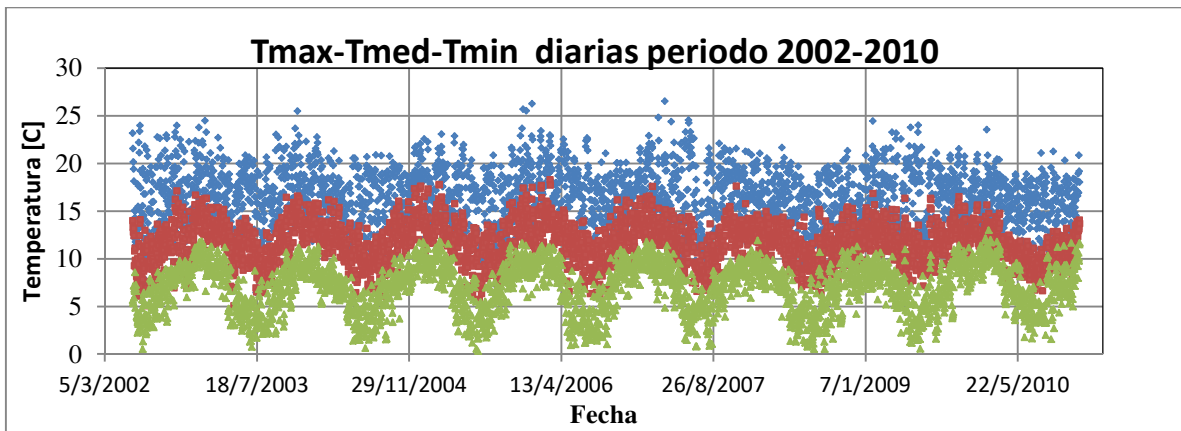


Figura B4.- Temperaturas embalse Corani Periodo de estudio.

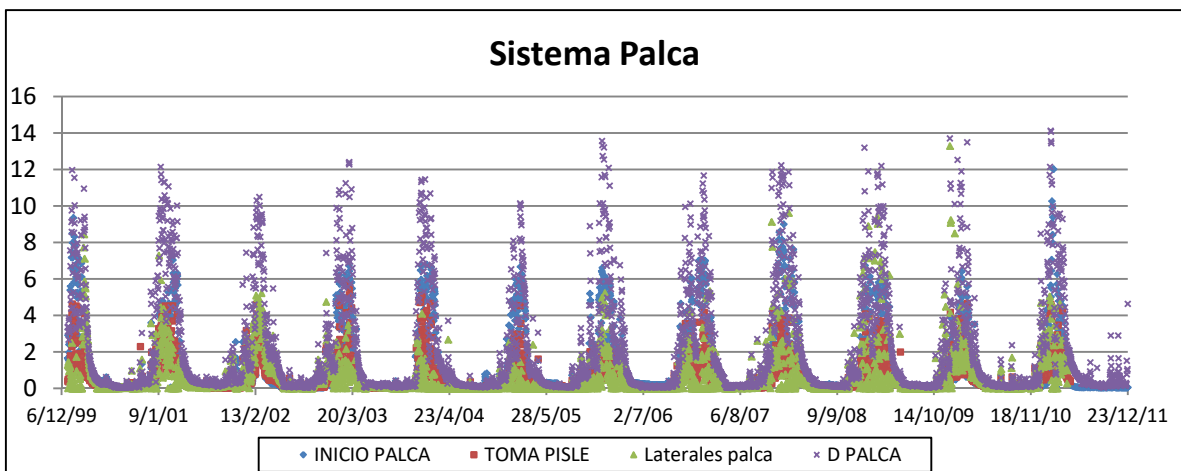
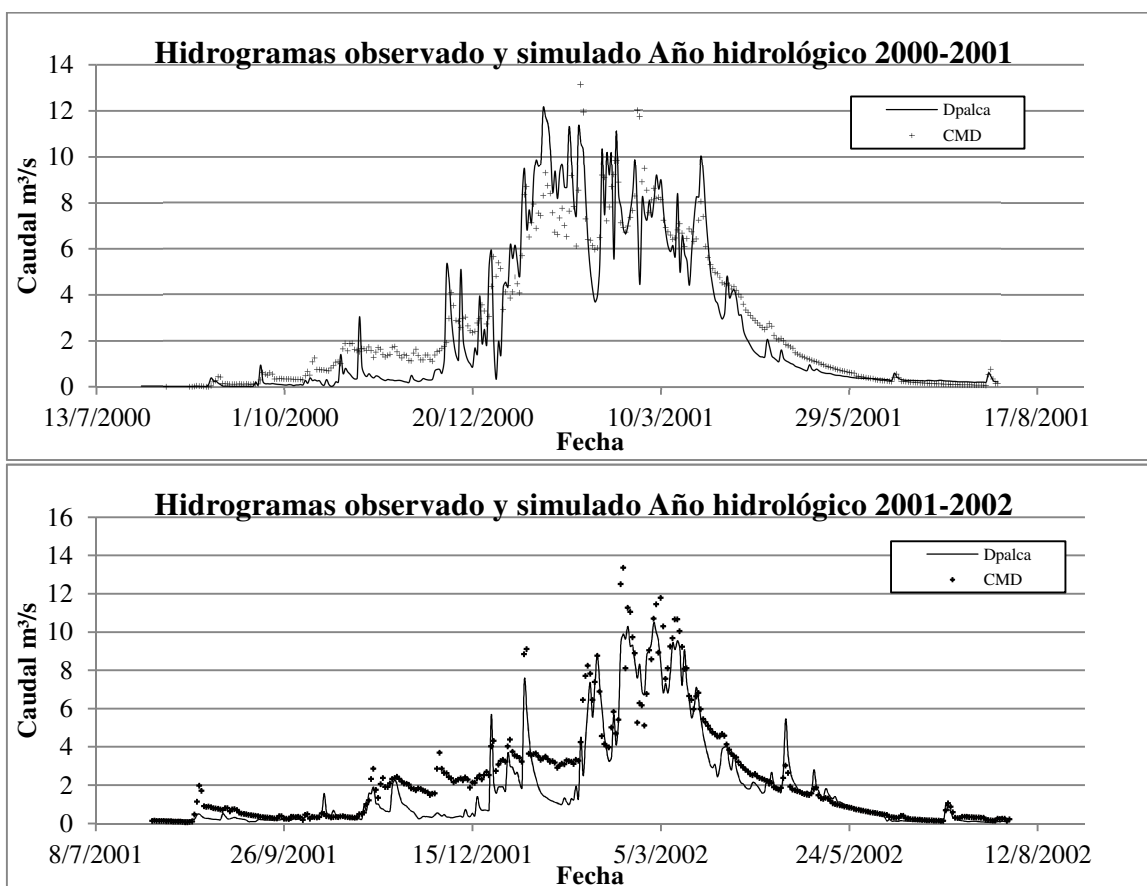


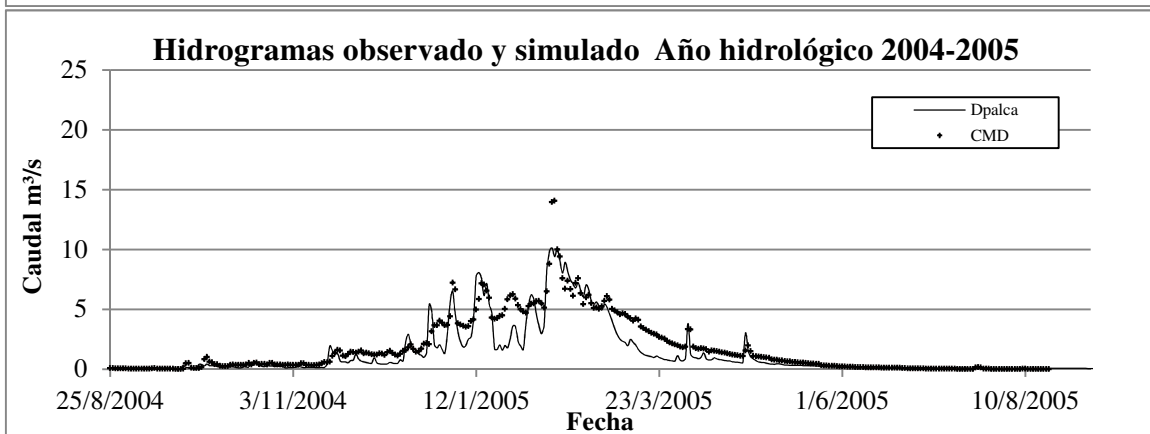
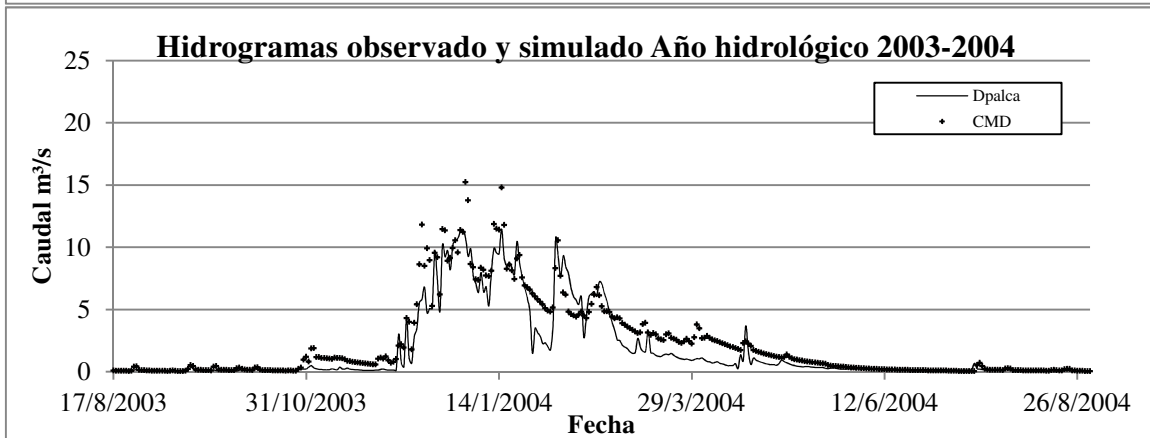
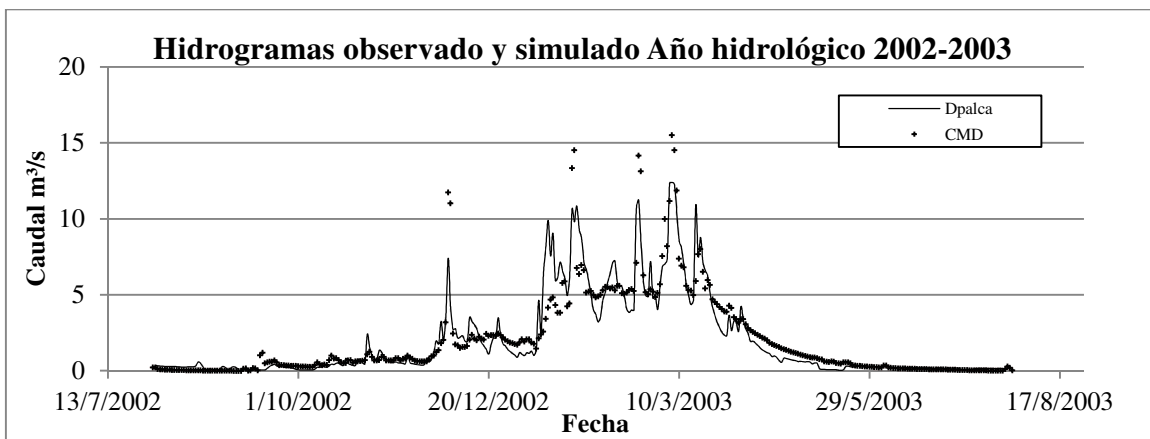
Figura B5.- Caudales registrados en las tomas.

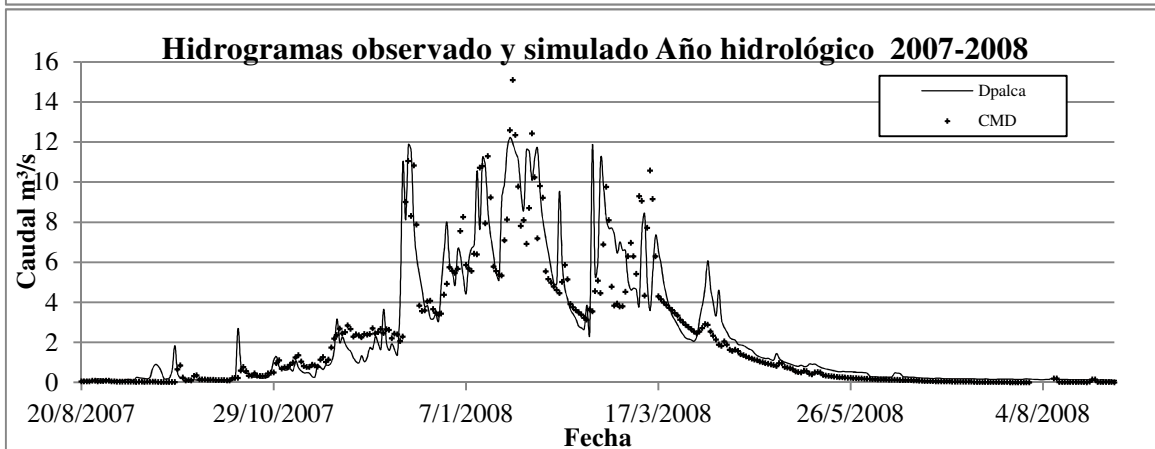
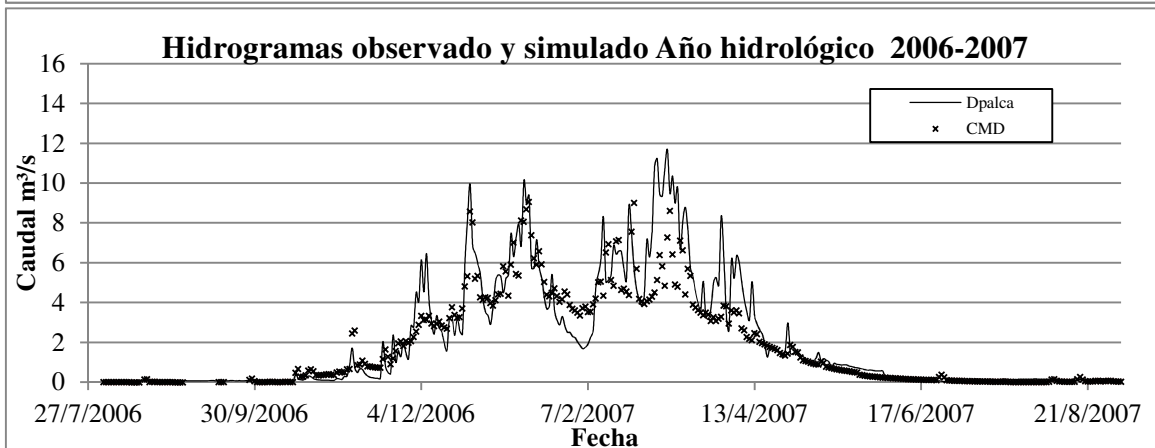
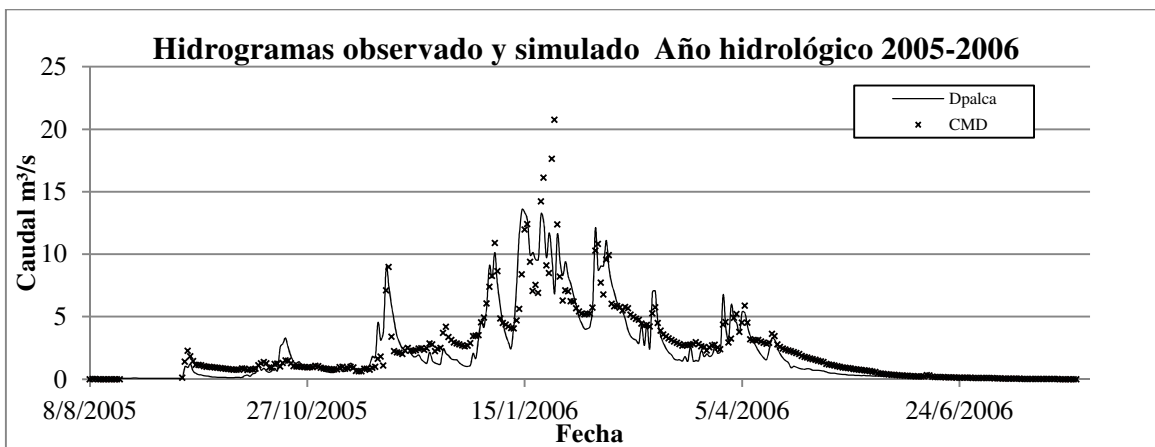
ANEXO C HIDROGRAMAS GENERADOS CON EL CMD

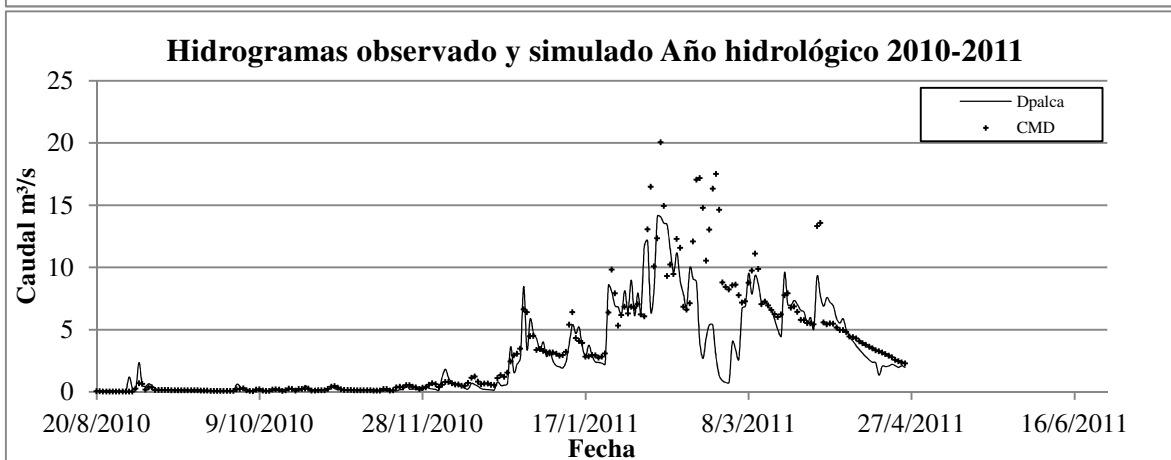
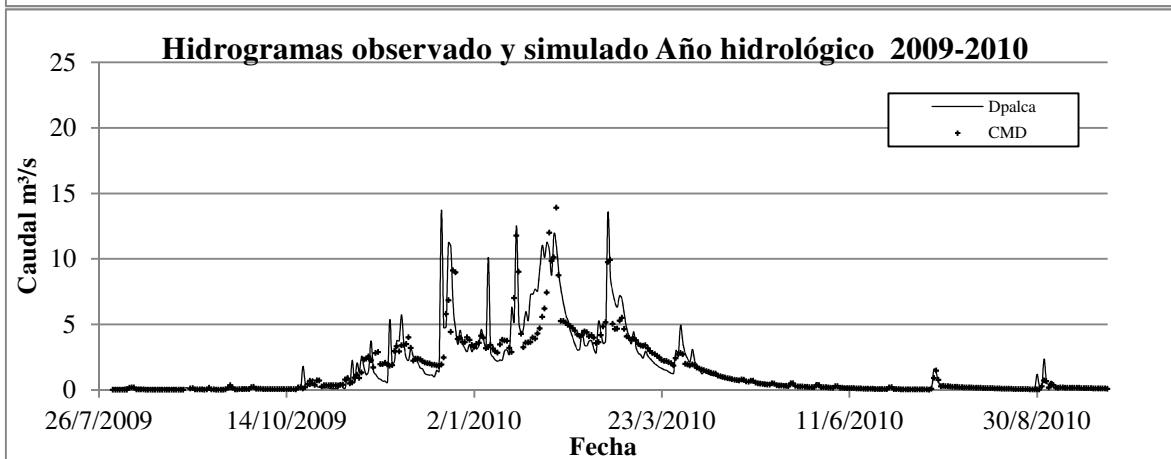
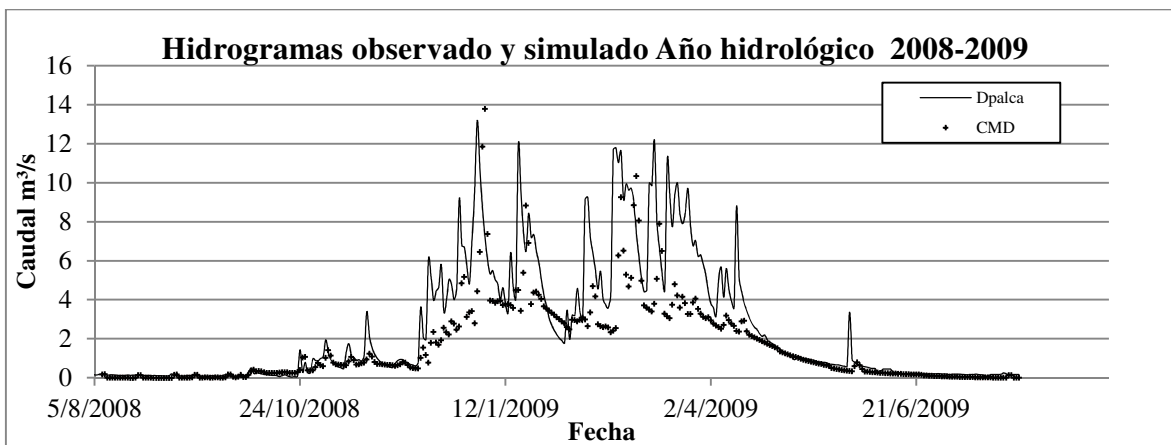
Hidrogramas generados con CMD a partir de los resultados del HEC-HMS para cada año hidrológico.

Descarga Palca









Hidrogramas generados con CMD a partir de los resultados del MIKE-NAM para cada año hidrológico.

DESCARGA PALCA

