



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

Máster en Ingeniería
Hidráulica y Medio
Ambiente

Trabajo Fin de Máster:
**MODELACIÓN DISTRIBUIDA CON
“TETIS” DENTRO DEL MARCO DEL
PROYECTO COMPARACIÓN DE
MODELOS DISTRIBUIDOS DEL NWS
DE EEUU APLICADO EN LA
“REGIÓN DE OKLAHOMA”**

Intensificación:

RESTAURACIÓN, ORDENACIÓN Y GESTIÓN DE CUENCAS

Autor:

MARIA VIRGINIA DÁVILA ORDOÑEZ

Tutor:

DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA

Fecha: JUNIO, 2011



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

**Máster en Ingeniería
Hidráulica y Medio
Ambiente**

Título del Trabajo Fin de Máster:

MODELACIÓN DISTRIBUIDA CON “TETIS” DENTRO DEL MARCO DEL PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS DEL NWS DE EEUU APLICADO EN LA “REGIÓN DE OKLAHOMA”

Autor: **DÁVILA ORDOÑEZ, MARIA VIRGINIA**

| | | | |
|-------|--|----------------------|----------|
| Tipo | A <input type="checkbox"/> B <input checked="" type="checkbox"/> | Lugar de Realización | VALENCIA |
| Tutor | DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA | Fecha de Lectura | |

Resumen:

El presente trabajo describe la aplicación del modelo hidrológico distribuido TETIS en las cuencas de los ríos Illinois, Baron y Elk (en Oklahoma, Arkansas y Missouri, respectivamente), dentro del Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos en la fase 2 (DMIP2), dirigido por la National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service (NOAA/NWS) de EEUU. El modelo TETIS, utiliza un esquema conceptual que incluye seis tanques de almacenamiento conectados verticalmente. Al ser distribuido en el espacio, el modelo permite obtener resultados en cualquier punto del dominio espacial de la cuenca. La relación entre los mapas de parámetros estimados a priori y los mapas efectivos es considerada como una función de corrección, que en su forma más simple constituye un factor corrector que modifica globalmente los primeros. TETIS emplea el método de la onda cinemática para la propagación del flujo en la red de cauces. Para la calibración de los factores correctores y las variables de estado inicial del modelo, se seleccionó como función objetivo el algoritmo Shuffled Complex Evolution (NSE). La validación del modelo en escenarios distintos al de calibración resultó ser muy satisfactoria. Por último, se compararon los resultados de TETIS, con los obtenidos por modelos que participan en el DMIP. La longitud de los períodos de calibración necesarios para TETIS ha demostrado ser muy inferior a la del resto de modelos, destacando la facilidad de extrapolación a cuencas no aforadas. Los resultados tanto en calibración como validación son comparables a los de los mejores modelos.

Palabras Clave:

Modelación; Hidrológica; Distribuida; Comparación.



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

Máster en Ingeniería
Hidráulica y Medio
Ambiente

Title of Master's Thesis:

MODELACIÓN DISTRIBUIDA CON "TETIS" DENTRO DEL MARCO DEL PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS DEL NWS DE EEUU APLICADO EN LA "REGIÓN DE OKLAHOMA"

Author: **DÁVILA ORDOÑEZ, MARIA VIRGINIA**

| | | | |
|-------|--|----------------------|----------|
| Type | A <input type="checkbox"/> B <input checked="" type="checkbox"/> | Place of Performance | VALENCIA |
| Tutor | DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA | Date of Reading | |

Abstract:

This work describes the application of the distributed hydrological model TETIS to the basin comprising the rivers Illinois, Baron and ELk (in Oklahoma, Arkansas and Missouri, respectively), in the framework of the Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project - Phase 2 (DMIP 2), coordinated by the National Oceanic and Atmospheric Administration of the National Weather Service (NOAA/NWS) of the USA. The TETIS model is based on a conceptual scheme including six vertically connected storage tanks. Being spatially distributed, the model allows obtaining results in any point of the spatial domain of the basin. The relationship between the maps of parameters *a priori* estimated and the effective maps is considered as a correction function that, in its simplest form, constitutes a correction factor which globally modifies the formers. For the calibration of both the correction factors and the initial state variable of the model, the Shuffled Complex Evolution (NSE) algorithm was chosen as object function. The validation of the model in scenarios different from the calibration was very satisfactory. Finally, the results obtained with the TETIS model have been compared with those obtained using other models involved in the DMIP. We found that the length of the calibration periods necessary for TETIS are strongly reduced compared to other models, indicating an easy extrapolation to basins with no flow data characterization. The results presented here, both in terms of calibration and validation, are comparable to the most established hydrological models.

keywords:

Modeling; Hydrological, Distributed; Intercomparison



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

Máster en Ingeniería
Hidráulica y Medio
Ambiente

Títol del Treball Fi de Màster:

MODELACIÓN DISTRIBUIDA CON “TETIS” DENTRO DEL MARCO DEL PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS DEL NWS DE EEUU APLICADO EN LA “REGIÓN DE OKLAHOMA”

Autor: **DÁVILA ORDOÑEZ, MARIA VIRGINIA**

| | | | |
|-------|--|---------------------|----------|
| Tipus | A <input type="checkbox"/> B <input checked="" type="checkbox"/> | Lloc de Realització | VALENCIA |
| Tutor | DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA | Data de Lectura | |

Resum:

El present treball descriu l'aplicació del model hidrològic distribuït TETIS en les conques dels rius Illinois, Baron i Elk (en Oklahoma, Arkansas i Missouri, respectivament), dins del Projecte Comparació de Models Distribuïts en la fase 2 (DMIP2), dirigit per la National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service (NOAA/NWS) dels EEUU. El model TETIS utilitza un esquema conceptual que inclou sis tancs de magatzematge connectats verticalment. Al ser distribuït en l'espai, el model permeteix obtenir resultats en qualsevol punt del domini espacial de la conca. La relació entre els mapes de paràmetres estimats a priori i els mapes efectius és considerada com una funció de correcció, que en la seua forma més simple constitueix un factor corrector que modifica globalment els primers. TETIS usa el mètode de l'ona cinemàtica per a la propagació del flux en la red de canals. Per a la calibració dels factors correctors i les variants d'estat inicial del model, es va seleccionar com a funció objectiu l'algoritme Shuffled Complex Evolution (NSE). La validació del model en escenaris distints al de calibració va resultar ser molt satisfactòria. Per últim, es varen comparar els resultats de TETIS amb els obtinguts per models que participen en el DMIP. La longitud dels períodes de calibració necessaris per a TETIS ha demostrat ser molt inferior al de la resta de models, destacant la facilitat d'extrapolació a conques no aforades. Els resultats tant d'extrapolació com validació són comparables als dels millors models.

Paraules Clau:

Modelació; Hidrològica; Distribuïda; Comparació.

Agradecimientos

Agradezco la orientación, el apoyo y la paciencia del Dr. Félix Francés García.

Agradezco el apoyo de mis compañeros de trabajo del grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA) de la Universidad Politécnica de Valencia, especialmente a Camilo Múnera y Chiara Medici. A mi familia, amigos, compañeros de trabajo de FERRER, a todas aquellas personas que desinteresadamente invirtieron su tiempo y conocimientos para ayudarme a completar este trabajo.

TABLA DE CONTENIDOS

| | |
|---|----|
| LISTA DE FIGURAS | v |
| LISTA DE TABLAS..... | ix |
| CAPITULO I INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1. Introducción..... | 1 |
| 1.2. Modelación Hidrológica. | 1 |
| 1.3. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos | 4 |
| 1.4. Motivación. | 7 |
| CAPITULO II PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS PARA LA PREDICCIÓN DE CRECIDAS (DMIP)..... | 9 |
| 2.1. Motivación del DMIP..... | 9 |
| 2.2. Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos para la Predicción de Crecidas Fase 2 (DMIP2)..... | 11 |
| 2.3. Participantes del DMIP2..... | 12 |
| 2.4. Información proporcionada por la NOAA/NWS | 13 |
| 2.4.1. Información de las zonas de estudio - DMIP2 | 13 |
| 2.4.2. Modelo de Elevación Digital (MED) | 16 |
| 2.4.3. Información de texturas suelos (STATSGO) | 16 |
| 2.4.4. Datos de caudales (USGS4)..... | 17 |

| | |
|---|-----------|
| 2.4.5. Datos de evaporación potencial (NOAA)..... | 18 |
| 2.4.6. Datos de precipitación (NEXRAD)..... | 19 |
| 2.4.7. Información de vegetación y usos del suelo | 20 |
| 2.4.8. Instrucciones para la modelación de las cuencas de Oklahoma dentro del DMIP2 | 21 |
| CAPITULO III MODELACIÓN Y ESTIMACIÓN INICIAL DE PARÁMETROS CON “TETIS” | 23 |
| 3.1. Introducción..... | 23 |
| 3.2. Conceptualización de la producción de la escorrentía. | 25 |
| 3.2.1 Fusión de nieve (T0)..... | 26 |
| 3.2.2 Almacenamiento estático (T1) | 27 |
| 3.2.3 Almacenamiento superficial y escorrentía directa (T2) | 35 |
| 3.2.4 Almacenamiento gravitacional y el flujo subsuperficial (T3). | 38 |
| 3.2.5 Almacenamiento subterráneo y el flujo base (T4). | 41 |
| 3.3. Conceptualización de la propagación de la escorrentía. | 42 |
| 3.3.1. Modelo De Elevación Digital (MED)..... | 45 |
| 3.3.2. Mapas derivados del Modelo De Elevación Digital (MED). | 48 |
| 3.4. Interpolación espacial de la información puntual..... | 50 |
| 3.4.1 Precipitación..... | 51 |
| 3.4.2 Evapotranspiración potencial..... | 57 |
| CAPITULO IV CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO TETIS | 59 |
| 4.1 Introducción..... | 59 |
| 4.2 Calibración | 59 |
| 4.2.1. Factores Correctores | 63 |

| | |
|---|-----|
| 4.2.2. Almacenamientos Iniciales | 68 |
| 4.2.3. Resultados de Calibración..... | 69 |
| 4.3. Validación..... | 80 |
| 4.3.1. Resultados de Validación..... | 82 |
| □ Validación Temporal..... | 82 |
| □ Validación Espacio-Temporal..... | 87 |
| CAPITULO V COMPARACIÓN CON OTROS MODELOS..... | 99 |
| 5.1. Modelos participantes en el DMIP2..... | 99 |
| 5.1.1. HL-RMS | 101 |
| 5.1.2. SWAT | 103 |
| 5.1.3. HRCDHM | 105 |
| 5.1.4. TOPNET..... | 105 |
| 5.1.5. WATFLOOD | 107 |
| 5.2. Resultados de la comparación de modelos..... | 110 |
| CAPITULO VI CONCLUSIONES | 113 |
| 6.1. Conclusiones..... | 113 |
| 6.1. Futuras líneas de investigación..... | 116 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 117 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1. Clasificación de modelos hidrológicos..... | 4 |
| Figura 2.1. Localización de las estaciones de aforo utilizadas para las simulaciones en el presente estudio, según el DMIP2..... | 14 |
| Figura 2.2. Ubicación de radares que cubre el are de estudio. | 20 |
| Figura 3.1. Esquema general de producción de la esorrentía: balance hídrico. | 26 |
| Figura 3.2. Esquema de almacenamiento estático..... | 28 |
| Figura 3.3. Mapa de capacidad de almacenamiento estático del suelo (Hu). | 32 |
| Figura 3.4. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos para el caso de estudio, tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo..... | 34 |
| Figura 3.5. Esquema de almacenamiento sobre la superficie de la ladera cuando se presenta esorrentía superficial | 35 |
| Figura 3.6. Mapa de conductividad hidráulica del suelo (Ks), para el caso de estudio. | 38 |
| Figura 3.7. Esquema del almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo donde se tiene flujo subsuperficial. | 39 |
| Figura 3.8. Mapa de conductividad hidráulica del substrato rocoso, (Kp). | 41 |
| Figura 3.9. Esquema del almacenamiento de agua gravitacional en la parte inferior del suelo..... | 42 |
| Figura 3.10. Movimiento horizontal propuesto por el modelo Tetis. | 43 |
| Figura 3. 11. Canal de propagación del flujo en cauces (5 T) del modelo TETIS... | 43 |
| Figura 3.12. Modelo de Elevación Digital proporcionado por la NOAA/NWS (421 metros tamaño de celda) de la subcuencas del caso de estudio. | 47 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.13. Mapa de pendientes para las cuencas de estudio..... | 49 |
| Figura 3.14. Mapa de direcciones de flujo para las cuencas de estudio. | 49 |
| Figura 3.15. Mapa de celdas acumuladas para las cuencas de estudio. | 50 |
| Figura 3.16. Fichero "01070000.i96". Episodio registrado que se encuentra en formato CEDEX..... | 52 |
| Figura 3.17 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en ELDON2, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS..... | 53 |
| Figura 3.18 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en TALO2, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS..... | 54 |
| Figura 3.19 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en SLOA4, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS..... | 55 |
| Figura 3.20. Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en TIFM7, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS..... | 56 |
| Figura 4.1. Hidrograma observado de la serie de caudales en la estación de aforo USGS ELDO2, a escala horaria y que será usada para la calibración..... | 63 |
| Figura 4.2. Estación de aforo ELDO2, utilizada para la calibración del modelo TETIS. | 63 |
| Figura 4.3. Distribución RMSE Vs. FC1 en las iteraciones continuas para el factor corrector FC1. | 66 |
| Figura 4.4. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de oct' 2001 a sept' 2002 en ELDO2, con FCs estimados inicialmente. | 69 |
| Figura 4.5. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores sin calibración. | 70 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.6. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de oct' 2001 a sept' 2002 en ELDO2, con FCs resultantes del proceso de calibración automática. | 73 |
| Figura 4.7. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores calibrados. | 74 |
| Figura 4.8. Simulaciones con los factores correctores sin calibrar y calibrados para el evento observado entre el 16/03/2002 a las 15:00 horas y el 29/03/2001 a las 3:00 horas, en la estación de aforo USGS ELDO2. | 76 |
| Figura 4.9. Simulaciones con los factores correctores sin calibrar y calibrados para el evento observado entre el 16/03/2002 a las 15:00 horas y el 29/03/2001 a las 3:00 horas, en la estación de aforo USGS ELDO2. | 77 |
| Figura 4.10. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados de los eventos seleccionados, en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores sin calibrar y calibrados. | 78 |
| Figura 4.11. Estaciones de aforo ELDO2, TALO2, SLOA4 y TIFM7 utilizada para la validación del modelo TETIS. | 81 |
| Figura 4.12. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de Oct' 1996 a Sep' 2001 | 82 |
| Figura 4.13. Hidrogramas discretizado de simulación en el periodo de Oct' 1996 a Sep' 2001 | 84 |
| Figura 4.14. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados de los eventos del periodo de validación, en el punto de aforo ELDO2. | 85 |
| Figura 4.15. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, en el punto de aforo TALO2. | 88 |
| Figura 4.16. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, en el punto de aforo SLOA4. | 89 |
| Figura 4.17. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, | 90 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.18. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en TALO2. | 94 |
| Figura 4.19. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en SLOA4. | 94 |
| Figura 4.20. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en TIFM7. | 95 |
| Figura 4.21. Balance hídrico porcentual en TALO2, SLOA4 y TIFM. | 97 |
| Figura 4.22. Valores del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) de ELDO2, SLOA4, TIFM7 y TALO2..... | 98 |
| Figura 5.1. Representación esquemática del SAC-SMA. | 102 |
| Figura 5.2. Esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView | 103 |
| Figura 5.3. Esquema de los procesos físicos representados por el modelado TopNET | 107 |
| Figura 5.4. Unidad de respuesta agrupada (GRU) y el concepto de propagación de flujo en cauce. | 109 |
| Figura 5.5. Esquema de los procesos físicos representados en el modelo hidrológico. | 109 |
| Figuras 5.6. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, sin calibrar los modelos y con calibración..... | 110 |
| Figuras 5.7. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP | 111 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 2.1. Características de las cuencas de estudio según el DMIP2..... | 15 |
| Tabla 2.2. Tipos de suelo dominante en las cuencas de estudio del DMIP2. | 17 |
| Tabla 3.1. Valores calculados de Hutil, CC y PMP, para cada clase textural de suelo. | 30 |
| Tabla 3.2. Valores asignados a las abstracciones iniciales por cobertura vegetal (almacenamiento e intercepción) | 31 |
| Tabla 3.3. Valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción, en el caso de estudio. | 31 |
| Tabla 3.4. Evaporación potencial media mensual proporcionada por la NOAA/NWS. | 33 |
| Tabla 3.5. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos para el caso de estudio, tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo..... | 34 |
| Tabla 3.6. Porcentajes de arena, limo y arcilla usados en el SWC, y valores obtenidos de las conductividades hidráulicas del suelo. | 37 |
| Tabla 3.7. Parámetros geomorfológicos utilizados en la modelación de las cuencas de estudio..... | 45 |
| Tabla 3.8. Parámetros para la de la proyección Albers Equal-Area Conic, usados en la georreferenciación del MED. | 47 |
| Tabla 3.9. Comparación de las áreas de la USGS, con las áreas obtenidas a partir de los MEDs proporcionados por la NOAA/NWS..... | 48 |
| Tabla 4.1. Factores Corrector obtenidos según experiencias en escenarios climatológicos similares, sin ninguna calibración previa..... | 64 |

| | |
|--|----|
| Tabla 4.2. Muestra un ejemplo de las iteraciones continuas que se realizaron para el factor corrector FC1. | 65 |
| Tabla 4.3. Rangos iniciales de búsqueda para cada FCs. a calibrar..... | 67 |
| Tabla 4.4. Factores Corrector resultantes del modulo de Calibración Automática (SCE-UA) del modelo TETIS..... | 67 |
| Tabla 4.5. Valores de los almacenamientos iniciales | 68 |
| Tabla 4.6. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca ELDO2, en el periodo de calibración, con factores correctores sin calibración. | 71 |
| Tabla 4.7. Estadísticos obtenidos en la simulación previa a la calibración automática. | 72 |
| Tabla 4.8. Estadísticos obtenidos de la simulación con los factores correctores resultantes de la calibración automática | 74 |
| Tabla 4.9. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca obtenidos de la simulación..... | 75 |
| Tabla 4.10. Factores Correctores sin calibración y resultantes del modulo de Calibración Automática (SCE-UA) del modelo TETIS, | 79 |
| Tabla 4.11. Estadísticos obtenidos de la simulación con los factores correctores sin calibrar y los obtenidos de la calibración automática. | 79 |
| Tabla 4.12. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca ELDO2, en el periodo de validación, con factores correctores obtenidos en la calibración. | 86 |
| Tabla 4.13. Estadísticos obtenidos de la simulación en la cuenca ELDO2, en el periodo de validación, con factores correctores obtenidos en la calibración..... | 87 |
| Tabla 4.14. Eventos seleccionados para la subcuenca TALO2. | 91 |
| Tabla 4.15. Eventos seleccionados para la subcuenca SLOA4. | 92 |
| Tabla 4.16. Eventos seleccionados para la subcuenca TIFM7. | 93 |

| | |
|---|-----|
| Tabla 4.17. Resumen de almacenamientos y flujos medios en TALO2, SLOA4 y TIFM7, en el periodo de validación espacio-temporal, con factores correctores obtenidos en la calibración..... | 96 |
| Tabla 4.18. Estadísticos obtenidos de la simulación en TALO2, SLOA4 y TIFM7, en el periodo de validación espacio-temporal, con factores correctores obtenidos en la calibración..... | 97 |
| Tabla 4.19. Estadísticos obtenidos en la validación de los FCs calibrados..... | 98 |
| Tabla 5.1. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 | 99 |
| Tabla 5.2. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 | 100 |
| Tabla 5.3. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 | 101 |
| Tabla 5.4. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, sin calibrar los modelos y con calibración,..... | 110 |
| Tabla 5.5. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en | 111 |

CAPITULO I INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción.

La modelación hidrológica, permite simular los procesos que ocurren en la superficie de la tierra y sus respuestas en relación a la cubierta vegetal, el clima, o acciones antrópicas. El estudio y análisis de estos procesos proporcionan una herramienta de apoyo en la gestión del recurso, para determinar reservas, demandas y suministros de agua, para predecir fenómenos extremos (inundaciones, desbordes, sequías) y a su vez proteger la calidad del agua.

1.2. Modelación Hidrológica.

La modelación hidrológica busca representar de manera simplificada los procesos presentes en la naturaleza, con el objetivo de predecir los mismos en situaciones futuras. Mediante formulaciones matemáticas y físicas confiables de los procesos hidrológicos, los modelos permitan estimar los caudales generados en puntos topográficos dentro de una cuenca de interés. Si se considera la gran complejidad de cualquier fenómeno hidrológico, es necesario introducir numerosas simplificaciones, que permitan reducir una gran cantidad de procesos a unos pocos que pueden ser discernibles y en general fácilmente asimilables a leyes físicas de evolución en el tiempo (Ruiz, 1999).

Una primera distinción entre los tipos de modelos hidrológicos que depende de las ecuaciones utilizadas, puede ser en modelos probabilísticas y determinísticos. Los modelos probabilísticos se valen de las leyes del azar o probabilidad y son de dos

tipo: (1) estadísticos, y (2) estocásticos. Los modelos estadísticos tratan con ejemplos observados, mientras que los modelos estocásticos con la estructura del azar observada en ciertas series hidrológicas temporales - por ejemplo, flujos diarios de corriente en cuencas de tamaño medio. El desarrollo de modelos probabilísticos requieren invariablemente el uso de datos; los modelos estocásticos enfatizan sobre las características estocásticas de los procesos hidrológicos (Ponce, 1989).

Los modelos determinísticos se basan en formulaciones físicas y/o procesos químicos descritos por ecuaciones diferenciales. Un modelo determinístico es formulado en términos de un grupo de variables y parámetros y ecuaciones relacionadas a ellos, implica una relación causa-efecto entre los valores de los parámetros elegidos y los resultados obtenidos de la aplicación de las ecuaciones. Idealmente, un modelo determinístico debería proveer el mejor detalle en la simulación de los procesos físicos o químicos. En la práctica, sin embargo, la aplicación de modelos determinísticos está asociada frecuentemente a la incapacidad del modelo o del modelador de resolver la variabilidad temporal y espacial del fenómeno natural en incrementos suficientemente pequeños (Ponce, 1989).

Los modelos determinísticos pueden ser clasificados en tres subgrupos en función de los procesos físicos que simulan, los algoritmos que el modelo emplea para describir dichos procesos y la dependencia de datos del modelo: (1) modelos empíricos, (2) conceptuales y (3) físicos.

Los *modelos empíricos*, son los más simples ya que formulan la relación matemática entre una serie de variables a partir de las observaciones disponibles de las mismas y, por tanto, no reproducen la física del proceso. Es decir, los parámetros del modelo son meros cualificadores de la forma en que se relacionan las variables, pero no describen ningún parámetro físico real, por lo tanto, mensurable en la naturaleza directa o indirectamente. Se caracterizan por el alto nivel de agregación espacial y

temporal y son útiles como un primer paso para la identificación de fuentes de sedimentos y nutrientes. Están sujetos, además, a la existencia de registros suficientemente amplios de las variables involucradas en el sistema estudiado (Aguilar, 2006).

Los *modelos conceptuales* intentan simular a través de elementos, el comportamiento hidrológico de una cuenca estableciendo ecuaciones de balance hídrico y de transferencia de masas entre distintos almacenamientos. Representan la cuenca como una serie de depósitos interconectados entre sí, que se caracterizan individualmente en función de su comportamiento dinámico. Estos modelos incluyen una descripción general de los procesos involucrados sin entrar en detalles específicos de la interacción entre los mismos, lo cual requeriría información detallada del sistema, y dan una idea de los efectos cuantitativos y cualitativos sin necesidad de disponer de muchos datos de entrada distribuidos espacial y temporalmente. Los valores de los parámetros de estos modelos se obtienen por calibración de los datos observados (Aguilar, 2006).

Los *modelos físicos* se basan en la solución de las ecuaciones físicas fundamentales que describen el movimiento del flujo y la generación de sedimentos y sustancias asociadas en la cuenca, y se obtienen a partir de un desarrollo matemático de las hipótesis de partida, la expresión de las condiciones de contorno necesarias para determinar el sistema, y las condiciones iniciales del proceso. En teoría, los parámetros empleados en estos modelos son medibles y por tanto conocidos, sin embargo en la práctica el elevado número de parámetros involucrados y la heterogeneidad de numerosas características del medio, hace que a menudo sea necesario calibrar estos parámetros con los datos observados (Aguilar, 2006). La utilización de este enfoque implica trabajar con gran cantidad de datos, requiriendo así una notable potencia de cálculo, garantizando una representación más fiel de los procesos en la cuenca.

Un esquema genérico de la clasificación de los modelos se muestra en la Figura 1.1.

Adicionalmente a la precedente clasificación, los modelos pueden ser agregados o distribuidos, dependiendo del grado de discretización en la descripción de las características de la cuenca. (Meijerink, Brouwer et al., 1994) Para una mejor comprensión de esta distinción, a continuación se analizan en detalle las diferencias entre modelos agregados y distribuidos.

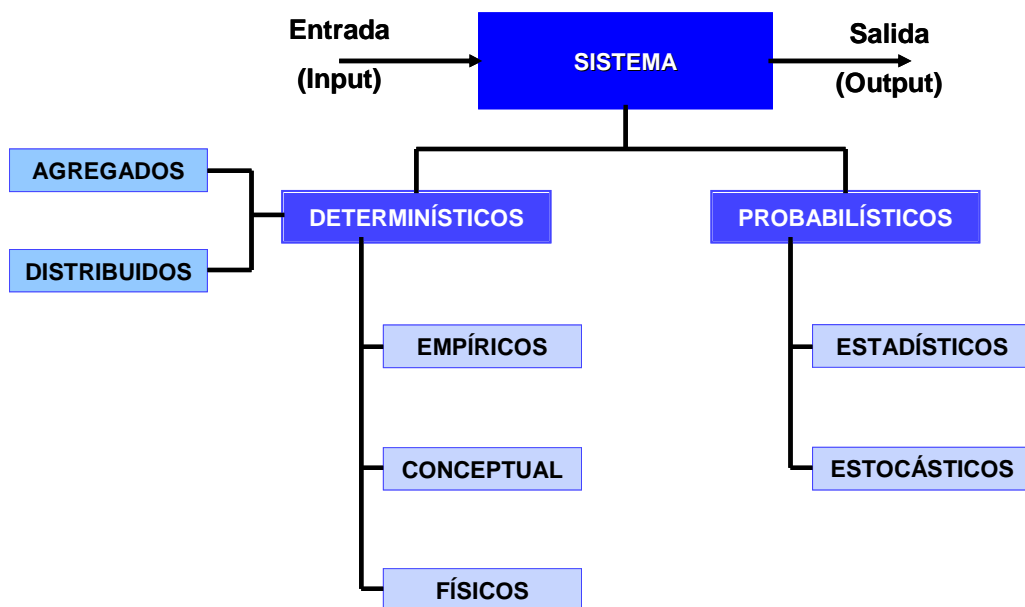


Figura 1.1. Clasificación de modelos hidrológicos. (Chow, Maidment et al., 1994)

1.3. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos

En los *modelos agregados*, el sistema es promediado en el espacio, por ejemplo, muchos modelos tratan la entrada de precipitación como uniforme en toda la cuenca e ignoran la variación espacial del flujo en dicha cuenca (Chow, Maidment et al.,

1994). Los procesos hidrológicos se reproducen a través de elementos conceptuales con un comportamiento hidráulico simple. Los parámetros y las variables representan valores medios sobre la cuenca entera, así que la descripción de los procesos hidrológicos se basa en ecuaciones semi-empíricas con una base física. Los valores de los parámetros no pueden ser validados comparando solamente los datos observados y siempre tienen que ser obtenidos con la ayuda de la calibración (Saravia A., 2002).

El término modelo agregado es utilizado para referirse a un modelo en cual los parámetros no varían espacialmente dentro de la cuenca. De allí que la respuesta de la cuenca es evaluada solo a la salida, sin tener en cuenta explícitamente la respuesta de las subcuencas individuales. Un ejemplo típico de un modelo agregado es el hidrograma unitario (Ponce, 1989) .

El término modelo distribuido es utilizado para referirse a un modelo en el cual se permite que los parámetros varíen espacialmente dentro de la cuenca. Esto permite el cálculo no sólo de la respuesta de toda la cuenca sino también la respuesta de las subcuencas individuales. El mayor detalle con el que pueden hacerse las simulaciones en un modelo distribuido rinde mejor computacionalmente que un modelo global o agregado. Esto permite el modelado de características especiales tales como abstracciones de lluvia e hidrológicas que varían espacialmente. Sin embargo, para que los resultados del modelado distribuido sean significativos, la calidad y la cantidad de datos disponibles deben ser proporcionadas con gran nivel de detalle. Los conceptos del modelado agregado y del distribuido, aunque opuestos en significado, no son necesariamente exclusivos. Los modelos de cuenca agregados pueden ser utilizados como componentes de modelos distribuidos. En una aplicación típica, un modelo agregado (esto es: el hidrograma unitario) es utilizado para generación de hidrogramas de subcuencas individuales. Subsecuentemente, estos hidrogramas son combinados y guiados a través de una red de canales de corriente y reservorios. Ya que los parámetros varían de subcuenca a subcuenca y

los hidrogramas pueden ser evaluados en cualquier locación deseada dentro de la red de canal, el modelo de la red retiene esencialmente una estructura distribuida (Ponce, 1989).

Infinidad de modelos fueron desarrollados de forma conceptual y distribuida. La razón por la que se ha optado por los modelos distribuidos hidrológicamente es en la capacidad de representar con gran variabilidad la realidad física de los procesos presentes en la generación de esorrentía. Para la aplicación de modelos espacialmente distribuidos, las cuencas son regularmente divididas en unidades de respuesta hidrológica, subcuencas y laderas representativas (Mendoza, Bocco et al., 2002).

Aunque existen numerosas metodologías, dentro de los modelos distribuidos, los de tipo conceptual son una herramienta idónea para la simulación hidrológica de eventos de crecida, básicamente porque tienen en cuenta la variabilidad espacial y temporal en los diferentes procesos involucrados en el ciclo hidrológico. A esta categoría pertenece el modelo TETIS desarrollado en el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia. Además, este modelo emplea información geomorfológica propia de cada cuenca, tiene en cuenta la no linealidad en la relación lluvia esorrentía, considera la dependencia de la velocidad del flujo en la cantidad del flujo y es capaz de considerar la existencia de áreas parciales de esorrentía (Vélez, 2003).

En las últimas décadas, la investigación y el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos ha sido obstaculizada, debido principalmente al gran número de datos requeridos, así como la insuficiente capacidad de procesamiento y almacenamiento necesarios para resolver las numerosas y complejas ecuaciones basadas en los procesos físicos.

Considerables esfuerzos se han dirigido en intentar resolver estas cuestiones, como resultado de ello, se han obtenido significantes avances en la obtención de datos, en particular el uso de radares meteorológicos para recoger información de las plataformas de alta resolución, permitiendo la disponibilidad de mayor cantidad de información. Por otra parte el aumento exponencial en los equipos de almacenamiento de datos y velocidades de procesamiento, permitiendo a los científicos examinar comportamientos de las cuencas hidrográficas en escalas sin precedentes y con ecuaciones complejas (Smith, Seo et al., 2004b).

Conocidas las limitaciones genéricas de los modelos hidrológicos distribuidos, las cuales se han podido resolver con los avances tecnológicos, queda otro aspecto no menos importante, que se refiere a la necesidad de evaluar a fondo la eficiencia de los modelos, para comprobar la fiabilidad de los mismos, en cuanto a la reproducción más fielmente de los procesos que tienen lugar dentro la cuenca. Con pretensión de intentar resolver o llegar a un avance en esta cuestión, se han desarrollado diversos estudios de comparación de modelos, *Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting*, del *World Meteorological Organization* (1975); *Real-time Intercomparison of Hydrological Models*, del IAHS (Kavvas, 1989); el *Proyecto Comparación de Modelos Hidrológicos Distribuidos para la Predicción de Crecidas (DMIP)*, de la National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service (NOAA/NWS) de EEUU (Smith, Georgakakos et al., 2004a). Este último, proyecto en el que se enmarca la presente trabajo final de master (DMIP). Actualmente existe una base de datos online, donde se dispone de información de los distintos estudio que se han realizado hasta el momento (Villwock, 2003) .

1.4. Motivación.

La motivación del presente Trabajo Final de Master, ha sido impulsada por el interés de participar en el Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos para la Predicción

de Crecidas (DMIP), de la National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service (NOAA/NWS) de EEUU, con el modelo conceptual hidrológico distribuido TETIS, desarrollado por el Grupo de Investigación en Hidráulica e Hidrología, perteneciente al Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia (IIAMA/UPV). Esto se debe a varias razones justificadas: en primer lugar, el poder contribuir con la comunidad científica en el estudio de las diferentes cuestiones que se plantean en torno a los modelos hidrológicos como herramientas potentes en la predicción de crecidas. En segundo lugar probar el modelo TETIS, en casos específicos donde se dispone de gran información, proporcionada por NOAA/NWS. Y por ultimo, conocer el comportamiento del modelo TETIS frente a los demás modelos participantes.

CAPITULO II PROYECTO COMPARACIÓN DE MODELOS DISTRIBUIDOS PARA LA PREDICCIÓN DE CRECIDAS (DMIP).

2.1. Motivación del DMIP

La motivación y diseño del *DMIP*, surgió principalmente del interés de la *NOAA/NWS* de conseguir una forma de predecir las crecidas para incorporarlo dentro de la gestión de los ríos en EEUU. Observaron que una herramienta potente para lograr tal fin pudieran ser los modelos hidrológicos distribuidos, ya que estos, no han sido estudiados globalmente, verificando cada uno de los factores que pudieran ser determinantes para la simulación de la realidad (Smith, Seo et al., 2004b).

Con base en lo anterior se decidió organizar este gran proyecto en donde se invitó a participar a una parte de la comunidad científica dedicada al estudio de esta área, para evaluar la fiabilidad, las diferencias, problemas y metodologías de la modelación distribuida. Disponiendo de los datos con un alto detalle y gran resolución, se ve factible la idea de minimizar la incertidumbre y por tanto el error en los datos de entrada a los modelos (Smith, Seo et al., 2004b).

DMIP se planteó inicialmente las siguientes cuestiones (Smith, Laurine et al., 2003):

1. ¿Pueden los modelos distribuidos mejorar las simulaciones respecto a los modelos agregados?
2. ¿Qué nivel de complejidad es necesario introducir en los modelos para notar esa mejora?
3. ¿Qué nivel de esfuerzo se requiere para la calibración de un modelo distribuido?

4. ¿Qué diferencias existen entre un modelo distribuido y otro agregado, con y sin calibración?

5. ¿Cuál es el potencial de los modelos distribuidos calibrados en la salida de la cuenca para producir hidrogramas significativos en puntos interiores de la cuenca no aforados?

6. ¿Qué características identifican a una cuenca en la que la modelización distribuida es más conveniente? ¿Se pueden cuantificar?

En resumen, un caso de estudio en donde participan muchos investigadores del mundo para avanzar en la investigación y mejora de modelos distribuidos, con el fin de poder usarlos con fines prácticos, en este caso la predicción de eventos de inundación. *DMIP1* atrajo a participantes de 12 instituciones con sede en Dinamarca, China, Canadá, Nueva Zelanda, y en EE.UU.

Disponiendo de los datos con un alto detalle y gran resolución se ve factible la idea de minimizar la incertidumbre y por tanto el error en los datos de entrada a los modelos. Muchos autores han investigado la variabilidad de la precipitación, llegando a la conclusión dependiendo del autor que la variabilidad en la precipitación no es el único factor determinante, lo es también el estimar los parámetros de suelo y vegetación de forma detallada y exhaustiva, ya que de ello depende la respuesta más o menos lenta de la escorrentía. Recientemente, la disponibilidad de alta resolución de la precipitación estimada de diferentes plataformas meteorológicas (RADAR) han intensificado las investigaciones.

En el año 2002, el Laboratorio de Hidrología (*HL*) de la *NOAA/NWS* concluyó la primera fase del *DMIP* (*DMIP1*). *DMIP1*, dio lugar a los investigadores para poner a prueba sus modelos hidrológicos en el campo de la predicción de eventos de inundación.

Los experimentos en *DMIP1* se centraron en la comparación de modelos hidrológicos agregados y distribuidos en regiones hidrológicamente simples, como casos de

estudio se limitaron a las cuencas de los ríos Illinois y Elk. Los modelos utilizaron información proporcionada por la *NOAA/NWS*. Los resultados del *DMIP1* fueron contradictorios: en algunas cuencas, los resultados obtenidos por los modelos distribuidos fueron mejores que los del modelo agregado de la *NOAA/NWS (HL-RMS)*, en otros casos sucedió lo contrario.

Los participantes del *DMIP1* identificaron numerosas superaciones científicas destacables de la comparación, y también descubrieron una serie de áreas adicionales dignas de mayor investigación futura.

2.2. Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos para la Predicción de Crecidas Fase 2 (DMIP2).

En la Fase 2 del Proyecto Comparación de Modelos Distribuidos (*DMIP2*) con el fin de continuar en el desarrollo de la investigación, como resultado del gran éxito logrado en la fase 1, se extiende las investigaciones en la mejora de los modelos. Continuando las simulaciones en los casos de estudio de las cuencas de los ríos Illinois y Elk (en Oklahoma y Missouri, respectivamente) [Figura 2.1], las cuales están libres de mayores complicaciones tales como las importantes influencias orográficas (acumulación de nieve), y regulación de flujo (presas), por tanto, se incorporaron dos casos más, correspondientes a las cuencas de alta montaña de los ríos American y Carson, esto ultimo, con la intención de probar los diferentes modelos en cuencas de montañas del Oeste de los *EE. UU*, hidrológicamente más complejas, cuya característica es la presencia de nieve.

DMIP 2 se beneficiará de los datos disponibles de red de estaciones meteorológicas automáticas diseñadas para observar fenómenos meteorológicos de mesoescala (Mesonet) de Oklahoma, y de la incorporación de información meteorológica proveniente de radar (*NEXRAD1*)(Smith, Koren et al., 2006). En la Figura 2.1, se

señalan la localización de los puntos especificados para el cálculo de las simulaciones según el *DMIP2*, Baron Fork en Eldon, OK (ELDON2), Illinois River en Tahlequah, OK (TALO2), Illinois River South de Siloam Springs, AR (SLOA4) y Elk River en Tiff City, MO (TIFM7). Casos de estudio de la presente tesina.

2.3. Participantes del DMIP2

Para de enero del 2007, 33 participantes de todo el mundo fueron registrados en la fase 2 del *DMIP*, de los cuales algunos participaron en la primera fase (*DMIP1*).

Algunos de los participantes registrados fueron:

- Thian Yew Gan, U. Alberta, Canadá (*modelo CRR*)
- Mauro DiLuzio, Texas Ag. Ex Station, and Jeff Arnold, ARS (*modelo hidrológico distribuido SWAT*)
- Alireza Safari and Hilaire DeSmedt, Vrije U. of Brussels (*modelo especial hidrológico distribuido WetSpa*)
- Kuniyoshi Takeuchi, University of Yamanashi, Japan (*modelo hidrológico semidistribuido BTOPMC*)
- Jean Vieux, Vieux and Associates (*modelo hidrológico distribuido VfloTM*)
- Dennis Lettenmaier, Andrew Wood, U. Washington (*modelo hidrológico semidistribuido VIC*)
- Vazken Andreassian, France (*modelo hidrológico agregado GR4J*)
- Soroosh Sorooshian, UCI (*modelo hidrológico distribuido NWSRFS*)
- Hoshin Gupta, U. Arizona (*modelo hidrológico distribuido HL-DHM*)
- NOAA/NWS Hydrology Laboratory (*modelo hidrológico distribuido HL-RMS*)
- Xu Liang, U. California, Berkeley (*modelo hidrológico distribuido VIC-3L*)
- Konstantine Georgakakos, HRC (*modelo hidrológico distribuido HRCDHM*)

- Alain Rousseau, *INRS-ETE*, Canadá (*modelo HYDROTEL*)
- Yi Zheng, Tsinghua University, Beijing, China (*modelo WARMF*)
- Ken Mitchell, *NCEP* (*modelo LSM*)
- Christa Peters-Lidard, *NASA Goddard* (*modelo VAT*)
- David Tarboton, Utah State U. (*modelo SNOWMELT*)
- Ezio Todini, University of Bologna, Italy (*modelo hidrológico distribuido TOPKAPI*)
- Félix Francés, Universidad Politécnica de Valencia (UPV), España (*modelo hidrológico distribuido TETIS*)

2.4. Información proporcionada por la NOAA/NWS

Dentro de la página web de la *NOAA/NWS*, se creó un espacio (<http://www.nws.noaa.gov/>), donde se encontraba a disposición libre la información concerniente a las zonas de estudio del proyecto *DMIP* en sus dos fases, así como las instrucciones a seguir en la modelación.

De la información facilitada para *DMIP2*, para la presente tesina se utilizaron los siguientes datos (http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/dmip/2/data_link.html).

2.4.1. Información de las zonas de estudio - DMIP2

Las cuencas de los Ríos Illinois y Elk se encuentran localizadas en el centro-sur de E.E.U.U, entre los estados de Oklahoma, Arkansas y Missouri. En la Figura 2.1 se señalan la localización de las estaciones de aforo especificadas para el cálculo de las simulaciones utilizados en el presente estudio, según el *DMIP2*, (1) Baron Fork en

Eldon, OK (ELDON2), (2) Illinois River en Tahlequah, OK(TALO2), (3) Illinois River South de Siloam Springs, AR (SLOA4) y (4) Elk River en Tiff City, MO (TIFM7).

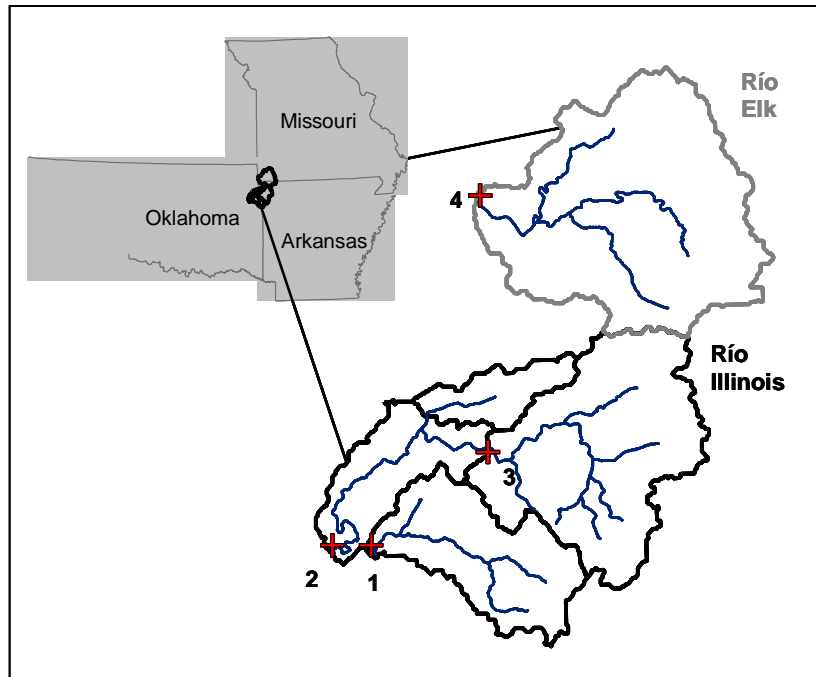


Figura 2.1. Localización de las estaciones de aforo utilizadas para las simulaciones en el presente estudio, según el DMIP2

El río *Illinois* drena a la estación de aforo de *United States Geological Survey* (en adelante, *USGS*, por sus siglas en inglés, agencia científica del gobierno de los *EE. UU*) en *Tahlequah*, localizado en el estado de *Oklahoma* (Latitud 35°55'22", Longitud 94°55'24"), comprendiendo un área de 2.484 Km^2 , que a su vez contiene a la estación de aforo *USGS* río *Illinois* al sur de *Siloam Springs* en el estado de *Arkansas* (Latitud 36°06'31", Longitud 94°32'00"), con un área de 1.489 Km^2 . El río *Baron Fork* drena a la estación de aforo *USGS* en *Eldon* localizado en el estado de *Oklahoma* (Latitud 35°55'16", Longitud 94°50'18"), con un área de 795 Km^2 , siendo un tributario pocos kilómetros aguas abajo del río *Illinois*. El río *Elk* se encuentra al norte de la cuenca del *Illinois*, drena a la estación de aforo *USGS* en *Tiff City* (Latitud 36°37'53", Longitud 94°35'12") localizado en el estado de *Missouri*, con un área de 2.258 Km^2 . (Smith, Seo et al., 2004b).

En la Tabla 2.1 se presentan los datos pertinentes correspondientes a las características de las cuencas definidas para el cálculo de las simulaciones según el *DMIP2* (Smith, Seo et al., 2004b).

Tabla 2.1. Características de las cuencas de estudio según el *DMIP2* (Smith, Seo et al., 2004b).

| NOMBRE DE CUENCA | ID | Area DMIP (Km2) | Periodo DMIP | | Climatología | | Morfología | |
|---------------------------------------|-------|-----------------|-----------------|------------------------|-----------------|------------------------|----------------------------|---|
| | | | Ppt. anual (mm) | Escorrentía anual (mm) | Ppt. anual (mm) | Escorrentía anual (mm) | Long. Cauce principal (Km) | Pendiente media del cauce principal (m/m) |
| Baron Fork en Eldon | eldo2 | 795 | 1238 | 437 | 1175 | 340 | 67.2 | 0.005 |
| Río Illinois al sur de Siloam Springs | sloa4 | 1489 | 1208 | 383 | 1160 | 302 | 82.3 | 0.003 |
| Río Elk cerca de Tiff City | tifm7 | 2258 | 1269 | 346 | 1120 | 286 | 109.7 | 0.003 |
| Río Illinois cerca de Tahlequah | talo2 | 2484 | 1211 | 376 | 1157 | 300 | 163.8 | 0.002 |

La topografía de las cuencas Tiff City, Eldon, y Tahlequah, pueden ser caracterizadas como suavemente a levemente ondulada. En la cuenca de Tiff City la altitud sobre el nivel del mar varía de aproximadamente 229 m en la estación de aforo *USGS* a 457 m en el limite superior de la cuenca, mientras que la cuenca Eldon los rangos de altitud oscilan de 214 m a 443 m. La cuenca Tahlequah, varía en la elevación de 202 m a unos 486 m sobre el nivel del mar (Smith, Seo et al., 2004b). Para información mas detallada de las cuencas de estudio consultar Smith et al., (2004), Vieux y Moreda (2003), Vieux (2001, páginas 217-237), entre otros.

2.4.2. Modelo de Elevación Digital (MED)

La fuente de los *MEDs*, es el *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* de la *USGS*. El *SRTM* fue un proyecto conjunto entre la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, la *National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)*, el Centro Aeroespacial de Alemania (*DLR*) y la Agencia Espacial de Italiana (*ASI por sus siglas en inglés*) creado con el objetivo de obtener *MEDs* a una escala mundial (Rabus, Eineder et al., 2003; Orozco, 2010) .

La *NOAA/NWS*, proporciono a los participantes del DMIP, MED nacional de 15 arco-segundos (421 metros, 1:1.250.000). re-escalado a un MED de 3 arco-segundos (90 metros, escala 1:250.000), para los casos de estudio. Estos datos representan un muestreo en las elevaciones regularmente espaciados, con intervalos de 15 arco-segundos (0.00416668°), en coordenadas geográficas.

Los *MEDs* fueron proporcionados en formato de imágenes, formadas por una cuadrícula donde cada celda o píxel tiene asignado un número de acuerdo al atributo de la superficie que representa (*raster*), en coordenadas geográficas - latitud y longitud - (Orozco, 2010).

2.4.3. Información de texturas suelos (STATSGO)

Fueron proporcionados extractos de los datos desarrollados por Miller y White (1998) y disponibles en la base de datos del Centro Estatal de Pensilvania para el Medio Ambiente. En formato de cuadrículas, la información se presentada eran extractos de la clase textural dominante del suelo del *State Soil Geographic (STATSGO)* datos de suelo recopilados por el *Natural Resources Conservation Service (NRCS)* del *U.S. Department of Agriculture*, en resumen, se proporcionaron 11 estratos u horizontes

que componen el mapa de texturas y la clasificación de Miller y White (1998), con una resolución espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km), en coordenadas geográfica (latitud y longitud) y formato ASCII. Las 11 capas estándar, definidos por Miller y White (1998) en profundidad son las siguientes: 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-150 cm, 150-200 cm, 200-250 cm. Los tipos de suelo dominante en las cuencas de estudio se presentan en la Tabla 2.2. Los valores de la tabla son estimaciones en porcentaje del volumen de los suelos de todas las profundidades en las 11 capas (Smith, Georgakakos et al., 2004a).

Tabla 2.2. Tipos de suelo dominante en las cuencas de estudio del DMIP2.

| NOMBRE DE CUENCA | S | LS | SL | SIL | SI | L | SCL | SICL | CL | SC | SIC | C |
|---|----------|-----------|-----------|------------|-----------|----------|------------|-------------|-----------|-----------|------------|----------|
| Baron Fork at Eldon OK | 0.0 | 0.0 | 3.4 | 26.4 | 0.0 | 0.7 | 2.2 | 16.5 | 3.4 | 0.0 | 45.5 | 1.9 |
| Illinois River South of Siloam Springs AR | 0.0 | 0.0 | 1.9 | 21.7 | 0.0 | 0.4 | 1.2 | 23.2 | 1.7 | 0.0 | 49.7 | 0.2 |
| Elk River near Tiff City MO | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 25.8 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 30.5 | 0.0 | 0.0 | 39.8 | 3.9 |
| Illinois River near Tahlequah OK | 0.0 | 0.0 | 1.4 | 25.9 | 0.0 | 0.3 | 1.0 | 22.1 | 1.1 | 0.0 | 48.0 | 0.2 |

S, arena; **LS**, arenoso franco; **SL**, franco arenoso; **SIL**, franco limoso; **SI**, limos; **L**, franco; **SCL**, franco arcillo arenoso; **SICL**, franco arcillo limoso; **CL**, franco arcillosos; **SC**, arcillo arenoso; **SIC**, arcillo limoso; **C**, arcilla.

2.4.4. Datos de caudales (USGS4)

Datos de caudales observados a escala temporal horaria medidos instantáneamente, fueron obtenidos por *Automated Data Processing System (ADAPS)*, subsistema de

las cuatro bases de datos que componen el *National Water Information System (NWIS)* desarrollado por la *USGS* de *EE. UU.*

Algunos controles de calidad de los datos fueron analizados por la *NWS-HL*. El control de calidad de los datos se efectuó mediante un proceso manual y subjetivo con la inspección visual de los hidrogramas observados. Los valores de caudales no fueron interpolados en el control de calidad. El proceso de análisis se centro en la corrección de formas del hidrograma poco normales, como: (1) un aumento repentino sin lluvia, (2) una repentina caída, o (3) perfectamente horizontal, estos supuestos fueron candidatos de corrección.

Los datos proporcionados, corresponden a las siguientes estaciones *USGS*: Baron Fork en Eldon (ELDO2), Río Illinois cerca de Tahlequah (TALO2), Río Illinois en el sur de Siloam Springs (SLOA4) y la ubicada en el Río Elk cerca de la ciudad de Tiff (TIFM7).

2.4.5. Datos de evaporación potencial (NOAA)

La *NOAA/NWS* proporcionó datos medios mensuales de evaporación potencial (EP) para las cuencas de estudio. Esta información se obtuvo según Koren et al. (1998), el cual se basó en la información estacional y anual de la superficie de agua libre (FWS), mapas de la evaporación del Informe Técnico 33 de la *NOAA* (Farnsworth, Thompson et al., 1982) y la media mensual de los datos de la estación del Informe Técnico 34 de la *NOAA* (Farnsworth y Thompson, 1982) para derivar los parámetros de una ecuación que predice la variabilidad estacional de la media diaria de evaporación de agua superficial. Estos parámetros se utilizaron para calcular estimaciones de la media mensual de evaporación (EP) de las cuencas del *DMIP*, en unidades de mm / día.

2.4.6. Datos de precipitación (NEXRAD)

El proyecto *DMIP* puso a disposición de los participantes, 11 años de datos horarios de precipitación (Desde octubre 1995 a septiembre 2006). Estos datos provienen del *NWS* de EE.UU., quienes comenzaron a medir la precipitación distribuida con radares *NEXRAD* en 1993.

NEXRAD, es una red de 159 radares meteorológicos de alta resolución Doppler operados por el "Servicio Nacional del Tiempo", una agencia de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (*NOAA*) junto al "Ministerio de Comercio de Estados Unidos". Su nomenclatura técnica es *WSR-88D*, que significa *Weather Surveillance Radar, 1988, Doppler*.

Los radares *NEXRAD* en este ámbito ofrecen una buena cobertura de las cuencas de estudio, como se muestra en la Figura 2.2. La resolución de la cuadrículada (malla) de los datos provenientes del radar (*NEXRAD*) es de 4 kilómetros. Para mayor información acerca del procesamiento de los datos de *NEXRAD*, y la verificación de la calidad de estos datos de precipitación para la modelización hidrológica, se pueden consultar Smith et al. (2004), Wang, Smith et al., (2000) y Young, Bradley et al., (2000).

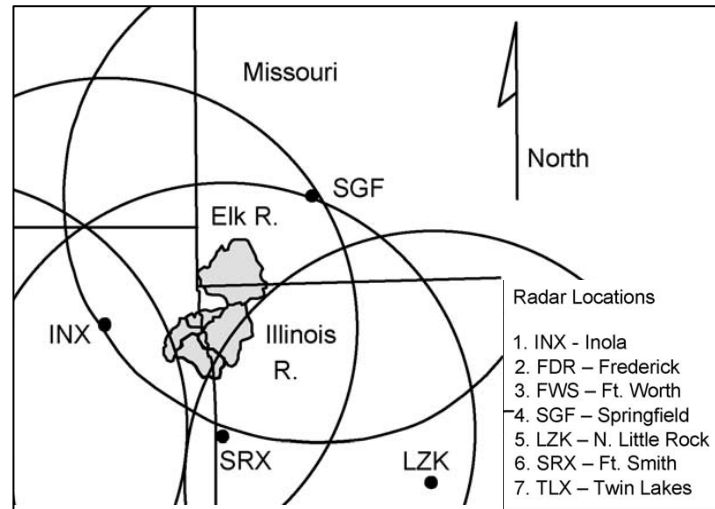


Figura 2.2. Ubicación de radares que cubre el are de estudio.

2.4.7. Información de vegetación y usos del suelo

La información de la vegetación y usos del suelo fueron derivados de *Land Data Assimilation System (LDAS)*, perteneciente a la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, de los E.E.U.U. Fueron definidas diecisiete categorías de vegetación por el sistema de clasificación del International Geosphere-Biosphere Program (IGBP), con una resolución espacial de 1 kilómetro (Eidenshink and Faundeen, 1994).

La actividad dominante en las cuencas de Eldon, Tahlequah y Tiff City, es la agricultura, compuesto principalmente de la producción avícola y de ganado pastoreo. Un pequeño porcentaje de la cuenca Tahlequah es de cría intensiva de hortalizas, fresas, huertos frutales y viveros.(Meo, Focht et al., 2002) Aproximadamente el 90% de la cuenca Tahlequah esta compuesta de pastos y bosques.(Vieux and Moreda, 2003a) La cuenca Baron Fork tiene una vegetación significativa: alrededor del 52% de la superficie está ocupada por bosques de hoja

caduca y de hoja perenne, el 46% está ocupada por tierras de cultivo y huertos (Smith, Seo et al., 2004b).

2.4.8. Instrucciones para la modelación de las cuencas de Oklahoma dentro del DMIP2

Fue facilitado un manual donde se detallan las instrucciones para la modelación de las cuencas de Oklahoma dentro del *DMIP2 (DMIP 2 Modeling Instructions For Oklahoma Basins)*. La instrucciones contenían explícitamente los pasos a seguir para la gestión de las simulaciones, así como para el proceso de calibración, con la intención de poder evaluar los distintos modelos bajo el mismo supuesto. Se especifican dos tipos de simulaciones en determinados puntos. El primer tipo de simulación, consiste en generar una simulación con los valores iniciales y sin calibrar los parámetros hidrológicos y/o hidráulicos del modelo, tanto para el periodo definido para la calibración como para el periodo de validación. El segundo tipo de simulación, consiste en generar la simulación con los parámetros hidrológicos y/o hidráulicos del modelo calibrados en la salida de la cuenca. Al mismo tiempo en ambas simulaciones, se deben obtener datos en puntos interiores de las cuencas. Para mayor información se puede consultar las Instrucciones para la modelación de las cuencas de Oklahoma del DMIP2 (*DMIP 2 Modeling Instructions For Oklahoma Basins*), (http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/dmip/2/docs/ok_modeling_instructions.pdf).

CAPITULO III MODELACIÓN Y ESTIMACIÓN INICIAL DE PARÁMETROS CON “TETIS”

3.1. Introducción.

TETIS es un modelo con base física pero de tipo conceptual y distribuido en el espacio, lo que le permite simular la respuesta hidrológica en cualquier punto del dominio espacial de la cuenca (Múnera and Francés, 2009).

El modelo tiene la capacidad de simular los procesos hidrológicos más relevantes en la cuenca, incluyendo la variabilidad espacial de las componentes del balance, y se puede utilizar a cualquier escala temporal. Además, tiene una novedosa estructura de parámetros que hace una distinción entre la variabilidad espacial de las características físicas a escala de cuenca, representadas mediante la estimación a priori de mapas de parámetros a partir de la información medioambiental disponible, y por otro lado, los parámetros efectivos que se deben emplear en el modelo a escala de celda, considerando la incertidumbre en la información de entrada, las características particulares de la cuenca y los efectos de escala espacial y temporal (Múnera and Francés, 2009).

El modelo utiliza un esquema conceptual que incluye seis tanques de almacenamiento conectados verticalmente entre sí, y tres niveles para la propagación horizontal de los caudales (Velez and Francés, 2005). Además tiene un potente algoritmo de calibración automática de sus parámetros y valores iniciales de las variables de estado.

La relación entre los mapas de parámetros estimados a priori y los mapas efectivos se considera como una función de corrección, que en su forma más simple,

constituye un factor corrector (FC) que modifica globalmente los primeros. Esta estructura diferenciada reduce drásticamente el número de parámetros a calibrar al conjunto de FC_s , posibilitando su calibración automática. (Vélez, 2003, Velez and Francés, 2005; Francés, Vélez et al., 2007; Vélez, Puricelli et al., 2009)

La representación de la producción de escorrentía en el modelo se basa en el concepto de exceso de saturación, o mecanismo de Dunne (1970). En esta aproximación, el estado de humedad al inicio de la tormenta juega un rol fundamental en la generación de escorrentía directa y demás componentes del flujo, y por tanto, en la modelación del fenómeno de crecida. Para una reproducción adecuada de estas condiciones, es recomendable precalentar el modelo simulando un período de tiempo precedente al inicio de la crecida, de modo que los almacenamientos de agua en los diferentes tanques del modelo, para cada celda del dominio espacial, representen las condiciones existentes al inicio de la avenida. La importancia relativa del estado inicial en cada uno de los tanques del modelo es función de las características de la cuenca y el tipo de respuesta predominante - flujo rápido, intermedio o lento - (Múnera and Francés, 2009).

En términos generales, la mayor sensibilidad de la respuesta hidrológica es con respecto al almacenamiento estático en el suelo, en el acuífero y en los cauces. Por otro lado, TETIS emplea el método de la onda cinemática para la propagación del flujo en la red de drenaje, y utiliza nueve parámetros geomorfológicos para caracterizar la resistencia al flujo y las dimensiones de la sección transversal, basándose en la teoría de geometría hidráulica (Leopold and Maddock, 1953). Finalmente, el modelo tiene un módulo de embalses para realizar el tránsito de avenidas en estos cuerpos de agua (Múnera and Francés, 2009).

A continuación se describe el modelo conceptual hidrológico distribuido TETIS, basada en las siguientes referencias: (Francés, J. et al., 2002) (Vélez, 2003; Vélez and Francés, 2004a; Francés, Vélez et al., 2007) (Vélez, Puricelli et al., 2009)

(Múnera and Francés, 2009). Así como el procesamiento de la información de entrada al modelo y la estimación inicial de parámetros.

3.2. Conceptualización de la producción de la escorrentía.

La conceptualización de la producción de escorrentía del modelo TETIS se basa en la realización de un balance hídrico, mediante un esquemas de varios niveles o tanques interconectados entre si, adaptados a la escala de celda (Figura 3.1), y al intervalo de tiempo que se considera en la modelación de eventos.

En el presente estudio la escala de celda es igual al tamaño de ladera y el intervalo de tiempo es horario.

En la literatura se encuentran muchos esquemas conceptuales para representar la producción de escorrentía, la mayoría de ellos coincide en una representación esquemática que incluye varios tanques de almacenamiento interconectados entre sí. Estos esquemas se han utilizado con éxito tanto en modelos conceptuales agregados de simulación continua (Stanford, Sacramento, Tankmodel, GR-3, etc.) como en modelos que se pueden considerar distribuidos (Watflood, DVSM, SLURP, etc.). En términos generales, en todos estos modelos se utiliza un grupo de tanques para representar conceptualmente la producción de escorrentía en lo que se puede considerar una unidad de respuesta hidrológica, *HRU*.

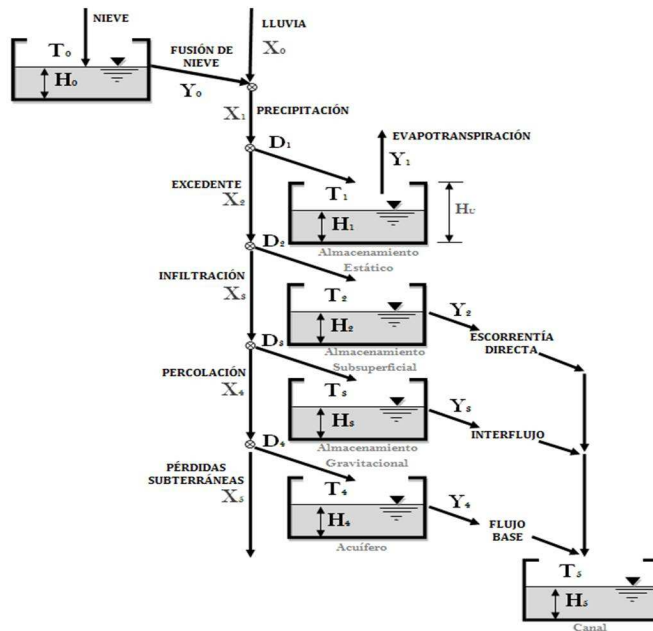


Figura 3.1. Esquema general de producción de la escorrentía: balance hídrico.

El flujo entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques. La función que relaciona el flujo con estas variables de estado es función del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque y de las características morfológicas de la celda e hidrológicas del suelo en la misma. En los apartados siguientes se presentan, las relaciones funcionales para el flujo entre los almacenamientos y hacia la red de drenaje.

3.2.1 Fusión de nieve (T_0)

El tanque (T_0) corresponde al almacenamiento de altura equivalente de agua (SWE), producto de las nevadas. La precipitación es considerada como nieve y es añadida a T_0 , si la temperatura del aire es inferior a una temperatura crítica (T_c), según DeWalle

y Rango, (2008) es muy común usar entre 0°C y 2°C . La nieve y la temperatura son interpoladas en cada celda, utilizando el método *IDW* (Francés, Vélez et al., 2007).

Para el proceso de fusión TETIS utiliza el método grado-día. Este método se implementó en TETIS básicamente porque normalmente no se dispone de información completa de radiación solar neta, energía sensible, energía latente, calor del suelo y energía advectiva (Vélez, 2003).

El caudal proveniente de la fusión de la nieve (Y_0), y el caudal por lluvia (X_0) forman la escorrentía total producto de la precipitación (X_1).

Este tanque no se utilizó en la modelación debido a que las cuencas de estudio (Illinois, Baron y Elk), el porcentaje de nieve en el balance hídrico total es poco relevante (Smith, Seo et al., 2004b).

3.2.2 Almacenamiento estático (T_1)

El T_1 se esquematiza en detalle en la Figura 3.2. Este tanque representa el agua que transita por la cuenca y que sólo sale de ella por evapotranspiración, por lo tanto no hace parte de la escorrentía (Vélez, 2001). Es decir, este almacenamiento tiene en cuenta la interceptación, la detención del agua en charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares (Francés, Vélez et al., 2007).

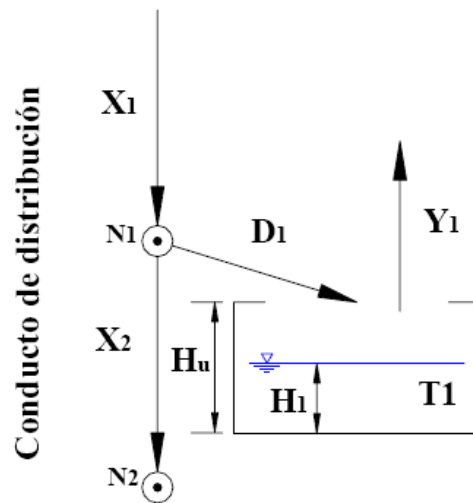


Figura 3.2. Esquema de almacenamiento estático.

De acuerdo con la conceptualización del modelo, la precipitación (X_1) entra al conducto distribuidor del que se deriva una cantidad D_1 para el primer almacenamiento o tanque. Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima igual a la suma de la capacidad de almacenamiento capilar en el suelo, la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua, esta última relacionada con el tipo de vegetación. Y por último el almacenamiento en depresiones en la superficie del suelo, en función de la rugosidad y la pendiente.

La capacidad de almacenamiento capilar está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seco (que tiene un contenido de humedad igual al punto de marchitez) hasta alcanzar el mayor almacenamiento posible sin que el agua fluya por la acción de la gravedad (en el que se tiene un contenido de humedad igual a la capacidad de campo).

La cantidad de agua que se deriva del primer nodo (Figura 3.2) del conducto distribuidor (N_1) y que no ingresa al almacenamiento estático (X_2), depende del contenido de humedad del suelo (representado por la cantidad de agua almacenada en el tanque, H_1), de las características del suelo (representado parcialmente por la

capacidad de almacenamiento estático, H_u) y de la cantidad de precipitación (X_1). TETIS emplea la siguiente expresión para representar este proceso (Francés, Vélez et al., 2007).

$$X_2 = \text{Max}[0; X_1 - H_u \cdot FC_1 + H_1]$$

Siendo FC_1 un factor corrector que multiplica de forma directa el almacenamiento estático y que en principio debe ser cercano a uno. Este es el primero de los 9 factores correctores que intervienen en el cálculo de la escorrentía.

Para el cálculo del almacenamiento capilar se usó información cartográfica de tipo y texturas de suelo (*STATSG*) en formato raster, proporcionadas por *NOAA/NWS*. Debido a que los mapas de ocupación y texturas de suelo fueron proporcionados a una resolución espacial de un kilómetro, y debido a que el modelo requiere homogeneidad espacial de los datos, se realizó una desagregación a la escala de estudio (421 m).

Partiendo del mapa de texturas, compuesto por 11 estratos u horizontes, se obtuvieron los parámetros de retención de humedad del suelo (H_{util}), asumiendo un cinco por ciento de materia orgánica en la capa superior.

Para el obtener H_{util} , se procedió a calcular la diferencia entre la capacidad de campo (*CC*) y el punto de marchitez permanente (*PMP*), multiplicado por profundidad del horizonte del suelo considerado, para cada clase de textura de suelo (Tabla 3.1). La capacidad de campo (*CC*) y el punto de marchitez permanente (*PMP*), se obtuvieron con el programa *Soil Water Characteristics (SWC)*, desarrollado por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (*USDA por sus siglas en inglés*), el cual estima las características hidrodinámicas del suelo con base a las variables de texturas del suelo y materia orgánica (*MO*) (Saxton and Rawls, 2006).

Tabla 3.1. Valores calculados de Hutil, CC y PMP, para cada clase textural de suelo.

| <i>Textura</i> | <i>CC</i> (% - Vol) | <i>PMP</i> (% - Vol) | <i>CC- PMP</i> | <i>H_{util}</i> (Prof. 50 mm) | <i>H_{util}</i> (Prof. 100 mm) | <i>H_{util}</i> (Prof. 200 mm) | <i>H_{util}</i> (Prof. 500 mm) |
|-----------------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------|--|---|---|---|
| <i>Arena</i> | 12.8 | 5.7 | 0.071 | 4 | 7 | 14 | 36 |
| <i>Franco arenoso</i> | 20.9 | 9.0 | 0.119 | 6 | 12 | 24 | 60 |
| <i>Franco limoso</i> | 28.9 | 10.2 | 0.187 | 9 | 19 | 37 | 94 |
| <i>Franco</i> | 25.2 | 11.8 | 0.134 | 7 | 13 | 27 | 67 |
| <i>Franco arcillo arenoso</i> | 25.7 | 15.9 | 0.098 | | 10 | 20 | 49 |
| <i>Franco arcillo limoso</i> | 36.2 | 18.8 | 0.174 | 9 | 17 | 35 | 87 |
| <i>Franco arcilloso</i> | 32.8 | 18.9 | 0.139 | | 14 | 28 | 70 |
| <i>Arcillo arenoso</i> | 32.2 | 22.8 | 0.094 | 5 | 9 | 19 | 47 |
| <i>Arcillo limoso</i> | 43.5 | 27.2 | 0.163 | 8 | 16 | 33 | 82 |
| <i>Arcilla</i> | 46.5 | 33.4 | 0.131 | 7 | 13 | 26 | 66 |

Para determinar las abstracciones iniciales producto de la intercepción por cobertura vegetal (*hojas, tallos y troncos*) y almacenamiento en depresiones, debido a que no se cuenta con mayor información al respecto de la cuenca de estudio, se utilizaron como base los valores de almacenamiento e intercepción propuestos por Vélez et al, (2009) [Tabla 3. 2], asumiendo que la cobertura vegetal de la cuenca de los ríos Saja-Besaya (Francés and Múnera, 2008), y el caso de estudio presentan similitud en la estructura de follaje. En la Tabla 3.3, se muestran los valores asignados de almacenamiento e intercepción para el caso de estudio.

Tabla 3.2. Valores asignados a las abstracciones iniciales por cobertura vegetal (almacenamiento e intercepción) tomado de Vélez et al, (2009).

| <i>Descripción</i> | <i>Almacenamiento (mm)</i> | <i>Intercepción (mm)</i> |
|----------------------|--------------------------------|------------------------------|
| Bosque | 4,5 | 9 |
| Pastos o hierbas | 6 | 3 |
| Suelos desnudo | 1 | 0 |
| Urbano alta densidad | 5 | 1 |
| Urbano baja densidad | 3 | 2 |
| Agua | 0 | 0 |

Tabla 3.3. Valores asignados a las abstracciones por almacenamiento e intercepción, en el caso de estudio.

| <i>Tipo de vegetación</i> | <i>Almacenamiento (mm)</i> | <i>Intercepción (mm)</i> |
|----------------------------------|--------------------------------|------------------------------|
| Bosque perenne de hoja delgada | 4 | 9 |
| Bosque caducifolio de hoja ancha | 4.5 | 12 |
| Bosque de sabana | 4 | 4 |
| Prado | 4 | 3 |
| Tierra de cultivo | 6 | 3 |
| Urbano | 2 | 0 |
| Cultivos / vegetación natural | 6 | 4 |
| Agua | 0 | 0 |

Según el criterio de Francés y Múnera, (2008), que establece que los terrenos completamente horizontales pueden almacenar hasta 10 *mm* de lluvia, y se reduce con una tasa constante de 1,3 *mm* por cada unidad porcentual, hasta llegar a ser nulo para pendientes mayores al 8%. Fueron determinadas las abstracciones por

irregularidades del terreno que generan encharcamiento, relacionadas directamente con la pendiente del terreno.

El mapa del parámetro H_u fue obtenido a partir de la superposición de las abstracciones iniciales y almacenamiento capilar. (Figura 3.3)

El efecto de la evapotranspiración (Y_1) se incluye de manera simple, como una función del volumen de agua disponible (H_1), la evapotranspiración potencial (ETP) y el índice de cobertura vegetal (λ). (Francés, Vélez et al., 2007)

$$Y_1 = \text{Min}[ETP \cdot \lambda_v(t) \cdot FC_2, H_1]$$

En donde ETP es la evapotranspiración potencial (variable a lo largo del tiempo en cada estación de medición), λ_v es el factor de vegetación o cubierta del suelo que modifica la ETP (12 valores mensuales para cada tipo de cubierta) y FC_2 es el segundo factor corrector del modelo que debe ser cercano a uno.

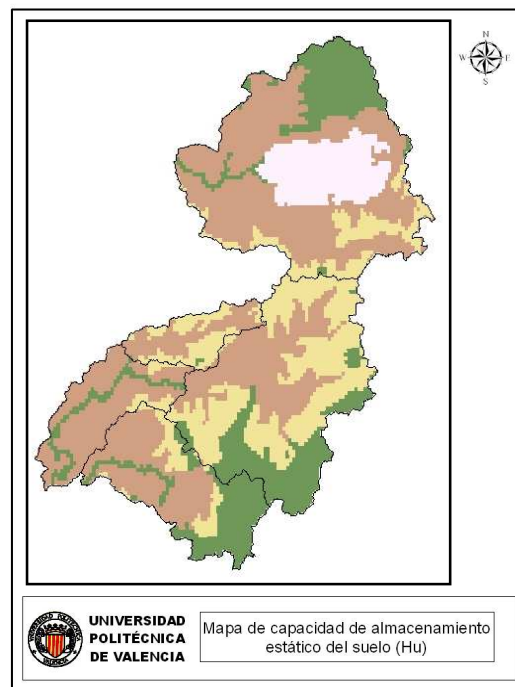


Figura 3.3. Mapa de capacidad de almacenamiento estático del suelo (H_u).

El modelo TETIS requiere para cuantificar las salidas de evapotranspiración del Y_1 , datos medios diarios de Evapotranspiración Potencial (ETP) para calcular la ETR . En $DMIP$, se proporcionaron datos medios mensuales de evaporación potencial (EP) para el caso de estudio (Tabla 3.4). Estos datos fueron tomados para la presente tesina como datos de entrada al modelo, ya que los mismos serán corregidos en el proceso de calibración. Dentro de las limitaciones que esto conlleva, es no poder observar la variabilidad interanual de la ETP .

Tabla 3.4. Evaporación potencial media mensual proporcionada por la NOAA/NWS.

| Subcuenca | Evaporación potencial media mensual (mm día ⁻¹) | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | E | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
| Rio Elk cerca de Tiff City, MO | 0.8 | 1.4 | 2.2 | 3.3 | 4.3 | 4.9 | 4.9 | 4.4 | 3.5 | 2.5 | 1.5 | 0.9 |
| Flint Creek en Kansas, OK | 0.8 | 1.4 | 2.2 | 3.4 | 4.4 | 5.0 | 5.0 | 4.5 | 3.6 | 2.5 | 1.5 | 0.9 |
| Rio Illinois River en Tahlequah 1 | 0.8 | 1.4 | 2.2 | 3.3 | 4.3 | 4.9 | 5.0 | 4.5 | 3.6 | 2.5 | 1.5 | 0.9 |
| Rio Illinois River en Tahlequah 2 | 0.8 | 1.4 | 2.2 | 3.3 | 4.3 | 4.9 | 5.0 | 4.5 | 3.6 | 2.5 | 1.5 | 0.9 |
| Baron Forken Eldon, OK | 0.9 | 1.4 | 2.3 | 3.4 | 4.4 | 5.0 | 5.1 | 4.6 | 3.6 | 2.5 | 1.5 | 0.9 |

La variabilidad del ciclo anual de las salidas por evapotranspiración (Y_1) del T_1 asociado a las abstracciones iniciales se estimó asumiendo una distribución temporal a nivel mensual del índice de cobertura vegetal (λ), el cual está en función de la conservación de la cobertura de hojas (vegetación perenne, semicaduca y caduca).

Para la determinación del índice de cobertura vegetal (λ), se correlacionaron el mapa de ocupación y los valores usados por Francés y Múnera, (2008) obteniendo una distribución a nivel mensual para el caso de estudio (Tabla 3.5 y Figura 3.4).

Tabla 3.5. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos para el caso de estudio, tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo.

| Tipo | λ_v (mes) | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | E | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
| Bosque de hoja perenne | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 |
| Bosque de hoja caduca | 0.5 | 0.5 | 0.6 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.8 | 0.7 | 0.6 |
| Bosque mixtos | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| Arbustos cerrados | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 |
| Arbustos abiertos | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 |
| Bosque de sabana | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| Prado | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 |
| Tierra de cultivo | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| Centros urbanos | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 |
| Cultivos/vegetación natural | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 |
| Cuerpos de agua | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 |

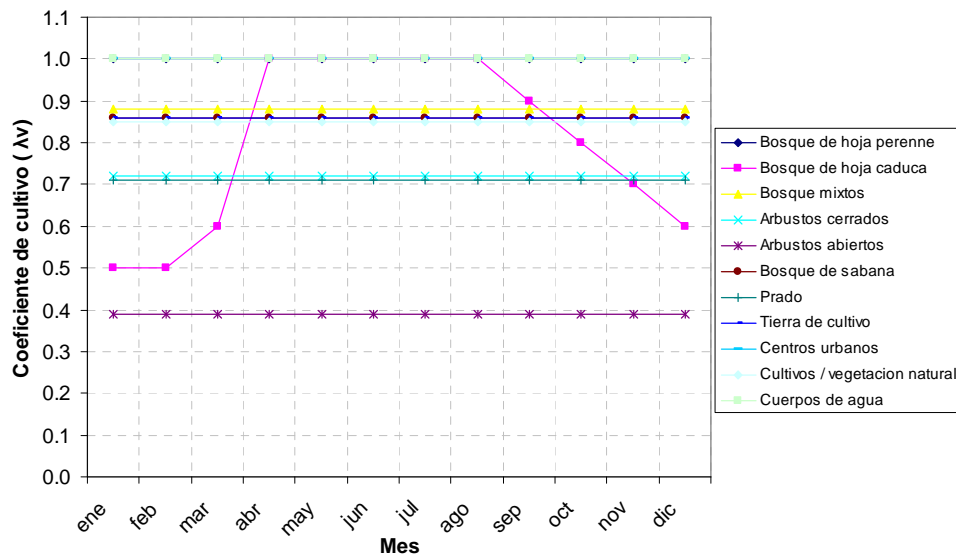


Figura 3.4. Índices de cobertura vegetal mensual propuestos para el caso de estudio, tomando en cuenta los valores para la cuenca de los ríos Saja-Besaya y el análisis de la ocupación del suelo.

3.2.3 Almacenamiento superficial y escorrentía directa (T2)

El T_2 representa el agua que se encuentra en la superficie y es susceptible de moverse superficialmente por la ladera (escorrentía directa) o de infiltrarse al nivel inferior.

En este modelo el almacenamiento del flujo superficial T_2 (Figura 3.5), en donde se ilustra el segundo nodo en el que hay una derivación hacia el almacenamiento del flujo superficial en la ladera.

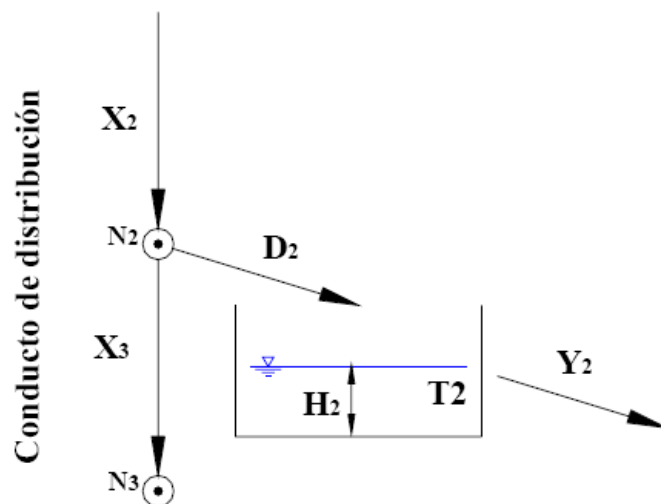


Figura 3.5. Esquema de almacenamiento sobre la superficie de la ladera cuando se presenta escorrentía superficial

Según Francés et al. (2007), la cantidad almacenada como el tiempo de residencia en T_2 debe de ser coherente con las laderas reales en la cuenca. Se considera que el flujo en la ladera ocurre en una delgada capa que se va concentrando en una pequeña red de surcos y pequeñas depresiones o canales hasta que pasa a los elementos de la red de drenaje.

El almacenamiento superficial se alimenta del flujo derivado del conducto distribuidor en N_2 . La cantidad que se deriva para escorrentía superficial depende de la capacidad del suelo para dejar pasar el agua gravitacional y del estado del almacenamiento en la capa superior del suelo.

La capacidad para dejar pasar el agua gravitacional se puede asociar a la conductividad hidráulica en la capa superior del suelo (en condiciones de saturación). En este caso nos referimos a una conductividad en la que se tiene en cuenta tanto la macroporosidad como la microporosidad. Se supone entonces que mientras no se tengan otras limitantes se puede dejar pasar al almacenamiento en la capa superior del suelo tanta agua como lo indica esta conductividad hidráulica del suelo. Hay que recordar que del flujo en el canal distribuidor ya se ha derivado previamente cierta cantidad de agua para el almacenamiento estático en el suelo y por lo tanto parece razonable considerar que la conductividad del suelo es la conductividad saturada, K_s .

Se supone que la capa superior del suelo a la escala de la celda tiene una conductividad hidráulica representativa o característica y que se asocia al tipo de suelo y su estructura, lo cual está estrechamente relacionado con la posición de la celda en la ladera, la cobertura vegetal y el uso y manejo del suelo. Se supone que a nivel regional, es posible hacer unos mapas con la información de la conductividad del suelo a la escala de la celda y que estos mapas son representativos de la variabilidad espacial de la conductividad máxima de la capa superior del suelo.

La cantidad de agua que sigue por el conducto distribuidor X_3 , se relaciona con la capacidad del suelo para dejar pasar el agua a su interior K_s (una conductividad del suelo asociada a la cobertura), por el intervalo de tiempo Δt y con el flujo excedente del almacenamiento estático X_2 , de acuerdo a la siguiente expresión:

$$X_3 = \text{Min}[X_2, \Delta t \cdot K_s \cdot FC_3]$$

Siendo FC_3 un factor corrector que debe ser cercano a uno, ya que afecta de forma directa al parámetro del suelo de la conductividad hidráulica saturada del suelo K_s .

El parámetro K_s se calculó empleando las unidades cartográficas de tipo de suelo (STATSGO), utilizando funciones de pedo-transferencia que permite relacionar parámetros hidráulicos con algunas características físicas del suelo como textura y materia orgánica. Para más información sobre estas funciones consultar Puricelli (2003) y Saxton (1993).

A partir de las capas correspondientes a los primeros diez centímetros de suelo, mediante el programa *Soil Water Characteristics (SWC)*, se obtuvieron los valores de K_s para cada clase textural, estableciendo los siguientes porcentajes de contenido de arena, limo y arcilla (Tabla 3.6).

Tabla 3.6. Porcentajes de arena, limo y arcilla usados en el SWC, y valores obtenidos de las conductividades hidráulicas del suelo.

| <i>Textura</i> | % | % | % | <i>Ks</i> (cm/hr) |
|-------------------------------|---------------|--------------|-----------------|----------------------|
| | <i>Arenas</i> | <i>Limos</i> | <i>Arcillas</i> | |
| <i>Arena</i> | 92 | 5 | 3 | 2,64 |
| <i>Franco arenoso</i> | 58 | 32 | 10 | 2,37 |
| <i>Franco limoso</i> | 17 | 70 | 13 | 1,05 |
| <i>Franco</i> | 43 | 39 | 18 | 0,35 |
| <i>Franco arcillo arenoso</i> | 58 | 15 | 27 | 0,45 |
| <i>Franco arcillo limoso</i> | 10 | 56 | 34 | 0,29 |
| <i>Franco arcilloso</i> | 32 | 34 | 34 | 0,29 |
| <i>Arcillo arenoso</i> | 52 | 6 | 42 | 0,18 |
| <i>Arcillo limoso</i> | 6 | 47 | 47 | 8,26 |
| <i>Arcilla</i> | 22 | 20 | 58 | 0,13 |

Los valores obtenidos permitieron generar el mapa de conductividad hidráulica del suelo, K_s , como se observa en la Figura 3.6.

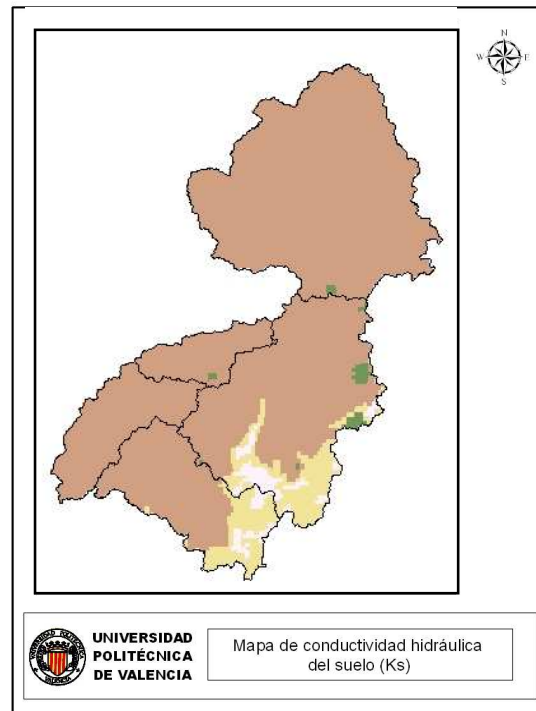


Figura 3.6. Mapa de conductividad hidráulica del suelo (K_s), para el caso de estudio.

La escorrentía directa (Y_2), es determinado por medio de la expresión $H_{2,t} - H_{2,t-\Delta t} = D_{2,t} - Y_{2,t}$ y afectado por un coeficiente de descarga (α), el cual es variado espacial y temporalmente con respecto a la pendiente del terreno.

3.2.4 Almacenamiento gravitacional y el flujo subsuperficial (T_3).

El T_3 se puede entender como el agua gravitacional almacenada en el suelo. Parte de este volumen pasa al nivel inferior por percolación y otra parte produce el flujo subsuperficial.

El almacenamiento en la capa superior de suelo T_3 , mostrado en Figura 3.7, representa el almacenamiento del agua mientras fluye lateralmente a través de la

capa superior del suelo y hacia la red de drenaje. En esta representación se pretende que, tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia, sean coherentes con lo que en realidad ocurre en las laderas de la cuenca durante los eventos de crecida.

El tanque representa el flujo subsuperficial que, a través de la capa superior del suelo, se desarrolla inicialmente sobre una delgada capa que fluye lateralmente hacia abajo en la ladera y se va concentrando en pequeñas depresiones, grietas o pequeños conductos por el interior de esta capa, hasta que sale a los elementos de la red de drenaje.

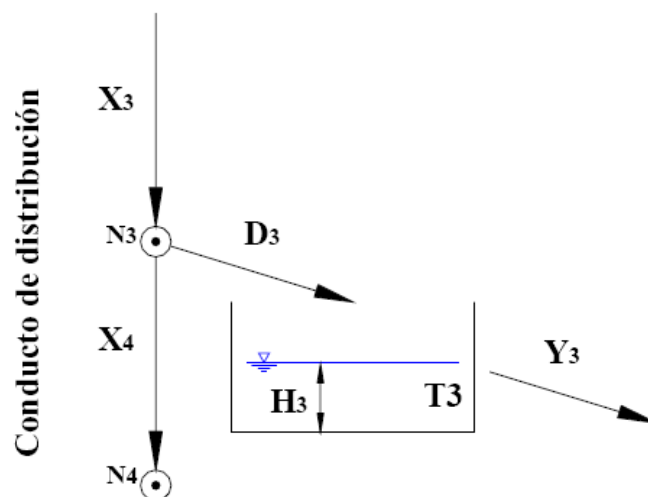


Figura 3.7. Esquema del almacenamiento gravitacional en la capa superior del suelo donde se tiene flujo subsuperficial.

En el esquema se ilustra el nodo N_3 donde hay una derivación hacia el almacenamiento de la capa superior del suelo en la que se da el flujo subsuperficial en la ladera.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, (en el intervalo de tiempo Δt), se tiene una cantidad de agua gravitacional X_3 que se mueve verticalmente hacia el interior

del suelo. De esta cantidad, una parte X_4 podrá percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo, mientras que el resto del agua se deriva al almacenamiento superior del suelo donde se convertirá en escorrentía subsuperficial.

Se supone igualmente que la capa inferior del suelo a la escala de la celda tiene una capacidad de percolación representativa o característica y que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura, lo cual puede estar estrechamente relacionado con las características geológicas (litológicas y estructurales) y geomorfológicas de las capas inferiores del suelo. En algunos casos la capacidad de percolación y su variabilidad espacial se pueden inferir por características del relieve, algunos rasgos morfológicos, el desarrollo de la vegetación, el uso y manejo del suelo y la producción de flujo base aguas abajo. Se supone que, a escala regional, es posible hacer unos mapas con la información de la capacidad máxima de percolación a la escala de la celda y que estos mapas son representativos de su variabilidad espacial.

Donde la cantidad de agua que puede continuar hacia la zona inferior del suelo durante el intervalo de tiempo se puede asociar con el flujo excedente del almacenamiento del flujo superficial en ladera X_3 y la conductividad hidráulica en la capa inferior del suelo (subsuelo) en condiciones de saturación que se conoce como capacidad de percolación k_p . Siendo FC_5 un factor corrector que debe ser cercano a uno.

$$X_4 = \text{Min}[X_3, \Delta t \cdot K_p \cdot FC_5]$$

El parámetro de conductividad hidráulica del estrato rocoso (K_p), calculada al igual que el K_s usando la información del tipo de suelo disponible y las funciones de pedo-transferencia, considerando los estratos por debajo de 80 cm de profundidad del suelo, así como zona rocosa. Para estrato rocoso se apoyó en la literatura geológica de Puricelli (2003).

Los valores obtenidos y que representan el parámetro K_p se ilustran en la Figura 3.8.

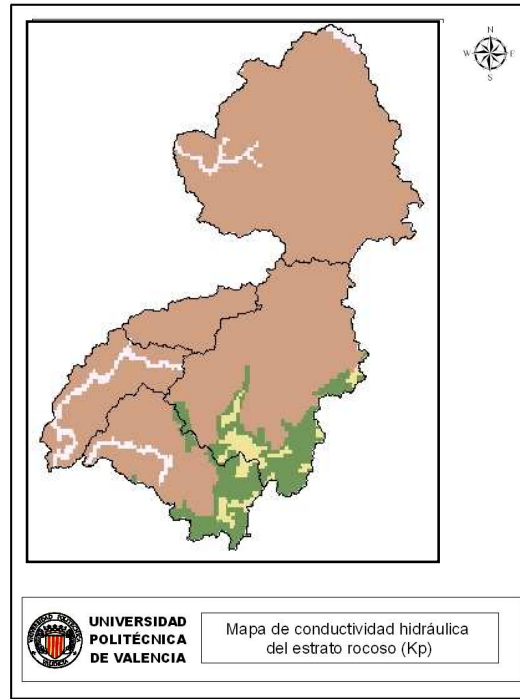


Figura 3.8. Mapa de conductividad hidráulica del substrato rocoso, (K_p).

3.2.5 Almacenamiento subterráneo y el flujo base (T4).

El T_4 (Figura 3.9) representa al acuífero. Las salidas corresponden a las pérdidas subterráneas (para la cuenca modelada) y el flujo base de los cauces.

Para la representación del flujo a través del almacenamiento subterráneo, en cada una de las celdas se utiliza la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale de este almacenamiento con la cantidad de agua almacenada, del mismo modo que en los almacenamientos anteriores.

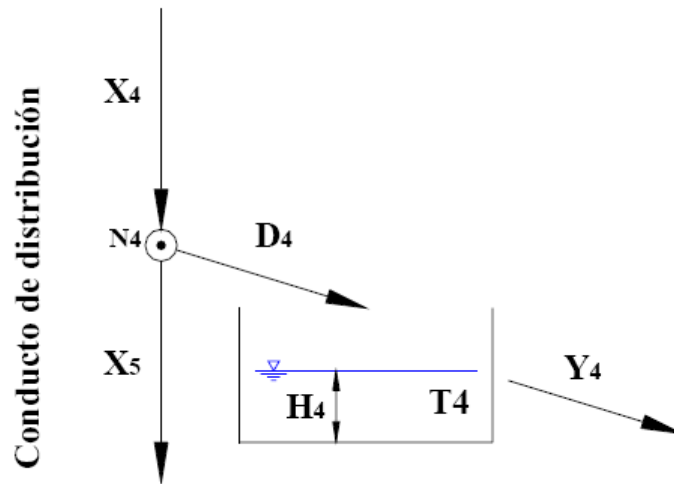


Figura 3.9. Esquema del almacenamiento de agua gravitacional en la parte inferior del suelo.

De un modo similar a lo plantado para los otros almacenamientos, esta representación pretende que tanto la cantidad almacenada como el tiempo de residencia, sean coherentes con lo que en realidad ocurre en los acuíferos de las cuencas de estudio. El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación X_4 tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas X_5 , las cuales en el caso de estudio se asumieron como nulas, tras analizar mediante simulaciones, la influencia de estas pérdidas en las áreas de estudio, por lo que todo el volumen de agua que ingresa por percolación se deriva hacia el almacenamiento subterráneo T_4 .

3.3. Conceptualización de la propagación de la escorrentía.

Según Francés et al. (2007), el movimiento horizontal del flujo en TETIS ocurre separado en dos fases. En la primera fase, la escorrentía directa, interflujo y flujo base están definidos por una malla de tanques de tres capas conectados entre sí (Figura 3.10), en donde el movimiento del agua es hacia el correspondiente tanque

aguas abajo, siguiendo las direcciones del flujo propuestas por el *MED*, hasta alcanzar la red principal de drenaje.

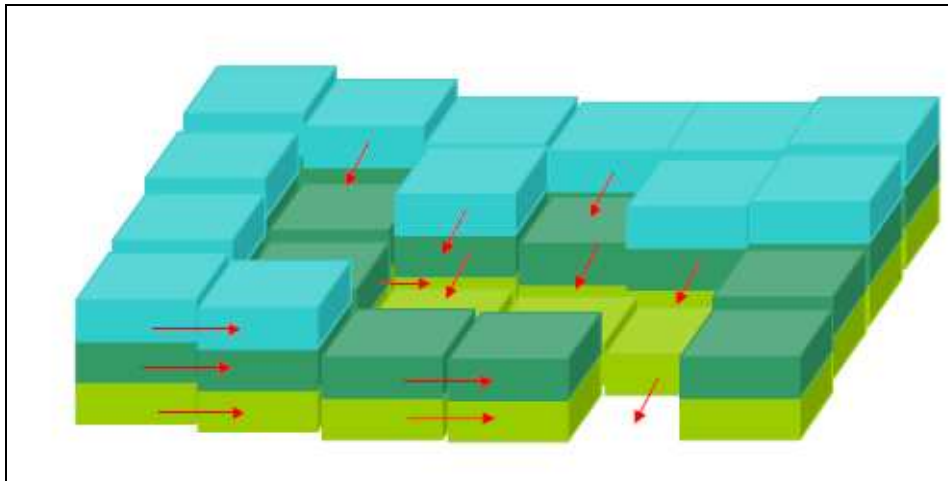


Figura 3.10. Movimiento horizontal propuesto por el modelo Tetis.

La segunda fase corresponde al movimiento del flujo sobre la red de cauces. T_5 , más que tanque realiza la función de canal para traslación de las salidas Y_2 , Y_3 y Y_4 (Figura 3. 11).

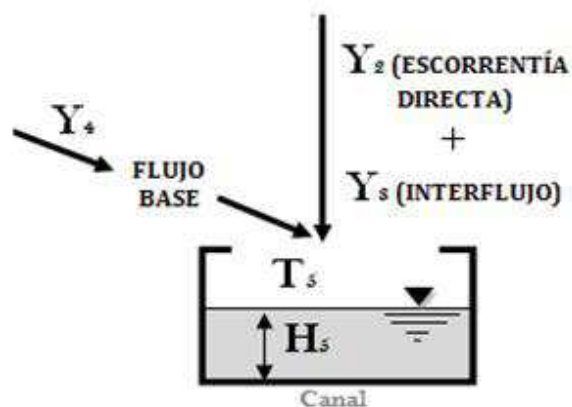


Figura 3. 11. Canal de propagación del flujo en cauces (5 T) del modelo TETIS

Para la propagación en cauces, el modelo TETIS emplea la onda cinemática geomorfológica (OCG). La OCG fue propuesta por Vélez (2001), al combinar la onda cinemática que es una simplificación de la ecuación de *Saint Venant* donde son despreciados los términos correspondientes a los efectos inerciales y de presión en la ecuación de conservación de la energía, con las características hidráulicas de los cauces obtenidos con base en parámetros propios de la cuenca que se extraen de la información geomorfológica.

El modelo TETIS establece la forma de la sección de cada uno de los cauces que conforman la red a partir de relaciones de geometría hidráulica, las cuales fueron propuestas por Leopold y Madock (1953), quienes relacionaron las dimensiones de la sección de flujo [profundidad (y), ancho (w) y la velocidad (v)] con el caudal en el cauce (Q) mediante ecuaciones de tipo potencial ($y = b \cdot Q^\beta$), ($w = c \cdot Q^\alpha$) y ($v = p \cdot Q^\lambda$) (Vélez, 2003).

Según Francés y Múnera (2008), el modelo TETIS emplea nueve parámetros geomorfológicos: k , a_1 , c_d , c_n , ϕ , α_1 , α_2 , θ y ζ . Los cuales intervienen en el cálculo de: área acumulada de la cuenca y caudal a sección llena ($\Lambda = k \cdot Q_b^\theta$); ancho de la sección transversal a sección llena y caudal a sección llena ($w_b = a_1 \cdot Q_b^{\alpha_1}$); ancho de la sección transversal y caudal de estación ($w = Q^{\alpha_2}$); diámetro del sedimento, pendiente y profundidad del flujo $d = c_d \cdot y s_o^\theta$ y Coeficiente de rugosidad y diámetro del sedimento $n = c_n \cdot d^\zeta$.

Dado que para las cuencas de estudio no se dispuso de información de regiones geomorfológicas homogéneas se utilizó los recomendados por Vélez (2001), los cuales fueron obtenidos a partir de un estudio geomorfológico detallado para la caracterización de distintas regiones geomorfológicas. Se asumió una sola región geomorfológica cuyos valores de los parámetros se muestran en la Tabla 3.7.

Tabla 3.7. Parámetros geomorfológicos utilizados en la modelación de las cuencas de estudio.

| <i>Grupo de parámetros geomorfológicos</i> | <i>Ecuación</i> | <i>Coeficiente</i> | <i>Exponente</i> |
|--|---------------------------------------|--------------------|------------------|
| Área acumulada de la cuenca y caudal a sección llena | $\Lambda = \kappa \cdot Q_b^{\alpha}$ | 0.86840 | 0.95000 |
| Ancho de la sección transversal a sección llena y caudal a sección llena | $W_b = a_1 \cdot Q_b^{\alpha_1}$ | 6.51600 | 0.48800 |
| Ancho de la sección transversal y caudal | $w = Q^{\alpha_2}$ | | 0.20000 |
| Diámetro del sedimento, pendiente y profundidad del flujo | $d = c_d \cdot (y s_0)^{\theta}$ | 15.00000 | 1.00000 |
| Coefficiente de rugosidad y diámetro del sedimento | $n = c_n \cdot d^{\zeta}$ | 0.04700 | 0.16670 |

Como se ha comentado anteriormente, el modelo TETIS requiere como información de entrada los mapas de parámetros propios de las cuencas de estudio, que se extraen de la información geomorfológica (*MED*, mapa de pendientes, direcciones de flujo y celdas acumuladas, los cuales se derivan directamente del *MED*). A continuación se detalla el procesamiento del *MED* y como se obtuvieron estos mapas de parámetros, utilizando las herramientas *ArcGis* e *Interface Description Language (IDL)*.

3.3.1. Modelo De Elevación Digital (*MED*).

De los *MEDs* facilitados por la *NOAA/NWS*, se decidió utilizar el *MED* con resolución de 15 arco-segundos (421 metros, 1:1.250.000), ya que dejaron a libre elección de los participantes el uso de cualquiera de los *MEDs*. Lo anteriormente expuesto, esta justificado con las siguientes cuestiones: debido a que el modelo TETIS se ha implementado a escala espacial de 400 metros en otras cuencas de España y

Francia obteniéndose buenos resultados (Francés, J. et al., 2002; Vélez, Vélez et al., 2002; Francés, Vélez et al., 2007). Otra cuestión relevante es que con la utilización del *MED* de mayor resolución espacial, conllevaría a un importante tiempo computacional. Con base en lo anterior y tomando en cuenta que el resto de mapas proporcionados por la *NOAA/NWS* (vegetación, uso del y textura del suelo, etc.) tienen una mayor resolución espacial (1 kilómetro), y al realizar una desagregación a una escala espacial inferior (90 m), se alterarían en mayor medida la información de los mapas originales, al contrario de realizar una desagregación a la escala espacial de estudio (421 m).

Debido a que el *MED* fue proporcionado en formato *raster*, en coordenadas geográficas (latitud y longitud), fue necesario georeferenciarlos a la proyección *Albers Equal Area Conic USGS Datum NAD 83*, los parámetros de esta proyección se pueden observar en la Tabla 3.8. Lo anteriormente expuesto, en consecuencia a que los mapas de precipitación fueron facilitados en la proyección *Albers Equal Area Conic USGS Datum NAD 83*, y siendo una cantidad de archivos significativa, se decidió georeferenciar todos los mapas a este sistema de proyección.

Esta proyección es recomendada por la *NOAA/NWS*, para el *DMIP2*, debido a que es una de las más utilizadas por la *USGS* y el *Hydrologic Engineering Center (HEC)* en la producción de cartografía de *EE. UU* (Orozco, 2010).

Una vez georeferenciada la información, se procedió a obtener la delimitación de las cuencas de los casos de estudio a partir de los *MED* (Figura 3.12), tomando como puntos de descarga las estaciones *USGS*: Illinois River near Tahlequah, OK (TALO2), Baron Fork at Eldon, OK (ELDO2), Elk River near Tiff City, Mo (TIFM7) y Illinois River South of Siloam Springs, AR (SLOA4). Se compararon las áreas obtenidas con las áreas oficiales proporcionadas por la *NOAA/NWS*, con la intención de observar la influencia del tamaño de celda en la cuantificación del área de las

subcuencas. (Tabla 3.9). Adicionalmente se corrigió el MED, para que estuviera hidrológicamente correcto.

Tabla 3.8. Parámetros para la de la proyección Albers Equal-Area Conic, usados en la georreferenciación del MED.

| Parámetros | Valor |
|------------------------------------|--------------|
| 1er paralelo estándar: | 29,50 N |
| 2do paralelo estándar: | 45,50N |
| Longitud del meridiano central: | 96,00W |
| Latitud de la proyección original: | 23,00 W |
| Falso Este: | 0,00 |
| Falso Norte: | 0,00 |
| Datum: | NAD83 |
| Unidades: | Metros |

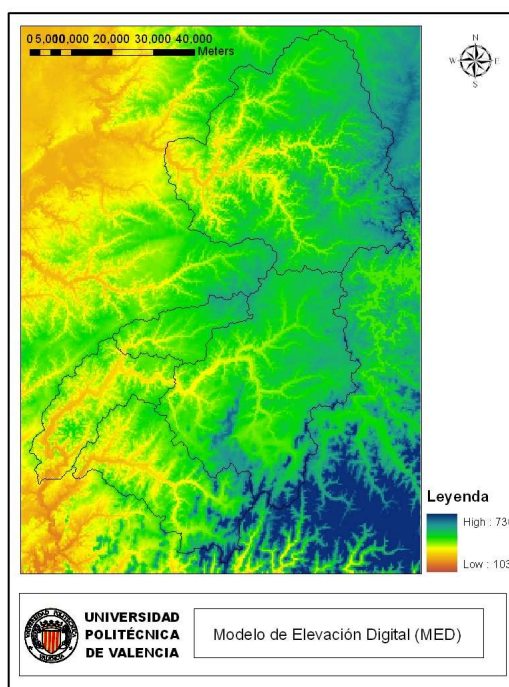


Figura 3.12. Modelo de Elevación Digital proporcionado por la NOAA/NWS (421 metros tamaño de celda) de la subcuencas del caso de estudio.

Tabla 3.9. Comparación de las áreas de la USGS, con las áreas obtenidas a partir de los MEDs proporcionados por la NOAA/NWS.

| Nº USGS | Estación de Aforo | Identificación en DMIP2 | Área USGS (Km2) | Área MED (Km2) | % Error Areal |
|----------------|--|------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| 7196500 | Illinois River near Tahlequah OK | talo2 | 2.484 | 2.413 | 2.86 |
| 7197000 | Baron Fork at Eldon OK | eldo2 | 795 | 804 | -1.13 |
| 7189000 | Elk River near Tiff City Mo | tifm7 | 2.258 | 2.229 | 1.28 |
| 7195430 | Illinois River South of Siloam Springs AR | sloa4 | 1.489 | 1.452 | 2.48 |

3.3.2. Mapas derivados del Modelo De Elevación Digital (MED).

Los mapas derivados del *MED*, que representan las características geomorfológicas de las cuencas y relaciones topológicas en la red de drenaje, necesarios como mapas de entrada al modelo TETIS son:

- Mapa de pendientes.
- Mapa de direcciones de flujo.
- Mapa de celdas acumuladas.

Basándonos en el *MED* procesado, se procedió a obtener estos mapas utilizando herramientas de *ArcGis* (Figura 3.13, 3.14 y 3.15).

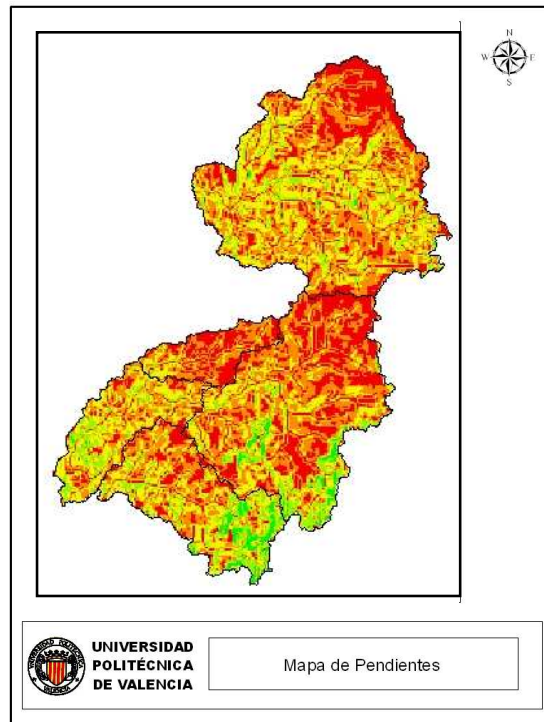


Figura 3.13. Mapa de pendientes para las cuencas de estudio.

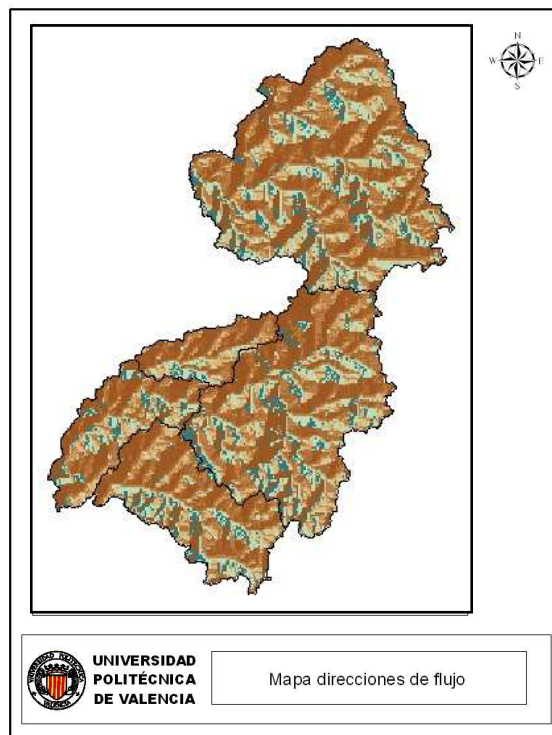


Figura 3.14. Mapa de direcciones de flujo para las cuencas de estudio.

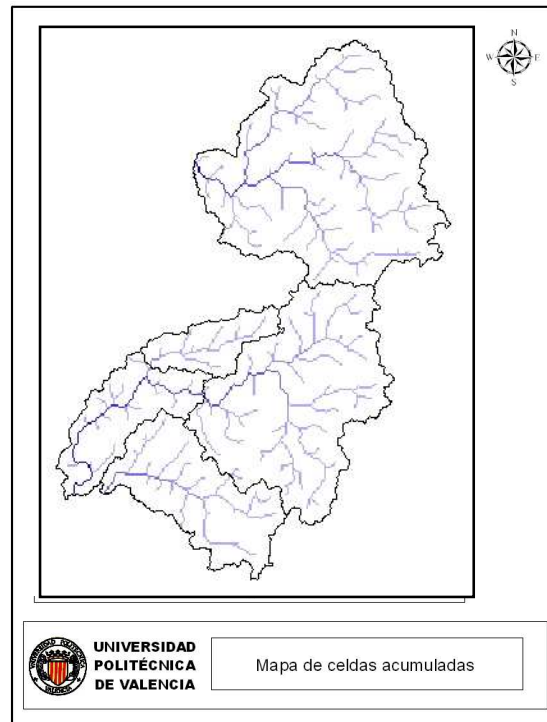


Figura 3.15. Mapa de celdas acumuladas para las cuencas de estudio.

3.4. Interpolación espacial de la información puntual.

Para la generación de la información distribuida en el espacio de una variable X basándose en datos puntuales, el modelo TETIS utiliza el método de interpolación del inverso de la distancia al cuadrado, por ser un método simple y que según Tabios y Salas (1985), cuando la densidad de la red de instrumentación pluviométrica dentro de una cuenca es baja y dispersa, los distintos métodos entre sí arrojan resultados comparables.

Las variables que para fines de la modelación fueron interpoladas son: la precipitación y la evapotranspiración.

3.4.1 Precipitación.

Como dato de entrada al modelo TETIS, se utilizó los datos proporcionados por la NOAA/NWS, interpretadas dentro del modelo como estaciones virtuales con una separación de 4.762,5 metros, que se ubican en el centroide de cada celda de la malla de precipitaciones. La escala temporal usada en la modelación es horaria.

Debido a que el modelo se ha probado siempre en proyección Universal Transversal de Mercator (UTM) y nunca en Albers Equal-Area Conic (Orozco, 2010), comparo los resultados de precipitación media que calcula TETIS dentro de las cuencas del río *Carson* y río *American*, con los calculados con la herramienta ArcGis, utilizando el mismo algoritmo IDW en ambos casos para la interpolación de dicha variable. Obteniendo resultados que indican que el modelo ubica correctamente las estaciones virtuales concluyendo que el modelo puede ser utilizado con otras proyecciones.

Con la intención de reducir el tiempo computacional y por tanto dar mayor eficiencia al modelo, fueron recortadas las mallas originales, en función al área de estudio, se recortaron aproximadamente 96.360 archivos de formato *ASSCII*, mediante un programa desarrollado en lenguaje de programación IDL.

En el modelo *TETIS*, la información sobre series temporales de episodios pueden ser suministradas mediante dos formatos nativos del modelo (*Columna* y *CEDEX*).

El formato *Columna*, básicamente se trata de un formato con información de las series temporales en columna, lo cual facilita el proceso de importación o exportación de datos a hojas de cálculo o bases de datos. Y el formato *CEDEX*, fue creado por esta entidad para intercambiar información con los diferentes sistemas de información hidrológica, SAIH. Se puede consultar información en detalle de ambos formatos en el *Manual del Usuario* del modelo.

Con base en lo anterior, se procedió a transformar los archivos de formato original (*ASSCII*), a uno de los formatos de episodio de lluvia que utiliza el modelo TETIS. En el caso de estudio se selecciono el formato *CEDEX*. Para formar los archivos de entrada de los episodios en este formato (como se pueden apreciar en la Figura 3.16), se recurrió nuevamente a un programa desarrollado en lenguaje de programación IDL.

```

0  T  10  20  30  40  50  60  70  80  90
1 *
2 *
3 * MODELACION HIDROLOGICA DISTRIBUIDA DE TIPO CONCEPTUAL
4 * MODELO DE SIMULACION - T E T I S -
5 *
6 * Desarrollado en:
7 * UNIVERSIDAD POLITECNICA DE VALENCIA
8 * Departamento de Ingenieria Hidraulica y Medio Ambiente
9 * Unidad de Ingenieria Hidraulica e Hidrologia
10 *
11 *
12 * FICHERO LLUVIA CON DATOS DE RADAR
13 * FICHERO ESTANDAR DE INTERCAMBIO
14 * Cordenadas XYZ (NAD ZONA 14) aproximadas.
15 * Registros de Precipitación en mm.
16 * Numero de registros por estación: 8784
17 * Intervalo temporal en minutos: 60
18 *
19 * Fecha de inicio del episodio
20 *      dd-mm-aaaa      hh:mm
21 F      01-07-1996      00:00
22 *
23 G  19727      60
24 *
25 *      Nombre      X      Y      Z      O
26 * -----
27 P "ESTACION VIRTUAL 1      " 65029.254  1551603.616  0.000  0.00  0.00  0.00  0.00
. 0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
. 0.00  0.00  1.86  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.86 ;
. .00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0
. 00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.1
. 0  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.01
. 0.00  0.00  0.00  0.00  0.29  1.49  0.91  0.53  0.31  0.15  0.00  0.00  0.00  0.00
. 0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00

```

Figura 3.16. Fichero "01070000.i96". Episodio registrado que se encuentra en formato *CEDEX*.

Y por ultimo, con la intención de observar la variabilidad temporal de las series de precipitación seleccionadas para el presente estudio, se procedió a representar en

hietogramas la información en años hidrológicos discretizados mensualmente (Figura 3.17 - 3.20).

De los hietogramas representados en la Figura 3.17, destaca una variación importante en la distribución anual de las precipitaciones en la subcuenca. La precipitación media anual para la subcuenca *ELDON2* es de 101,25 mm, calculada a partir de los 6 años hidrológicos, siendo el año hidrológico 1999 – 2000 el de menores precipitaciones.

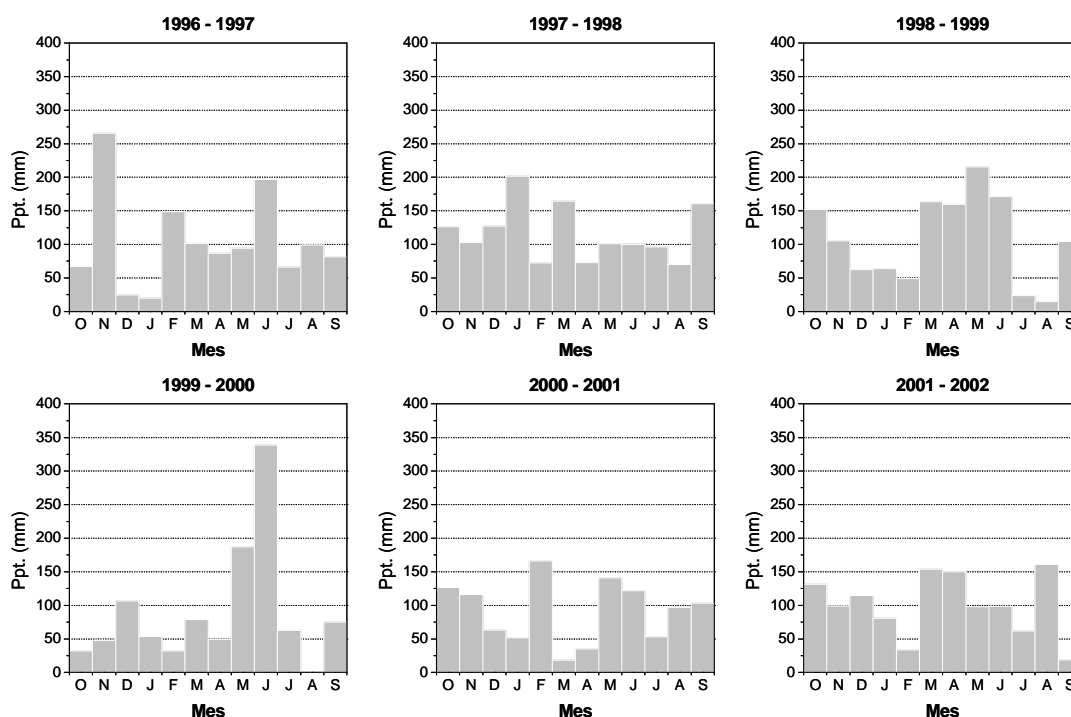


Figura 3.17 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en *ELDON2*, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS.

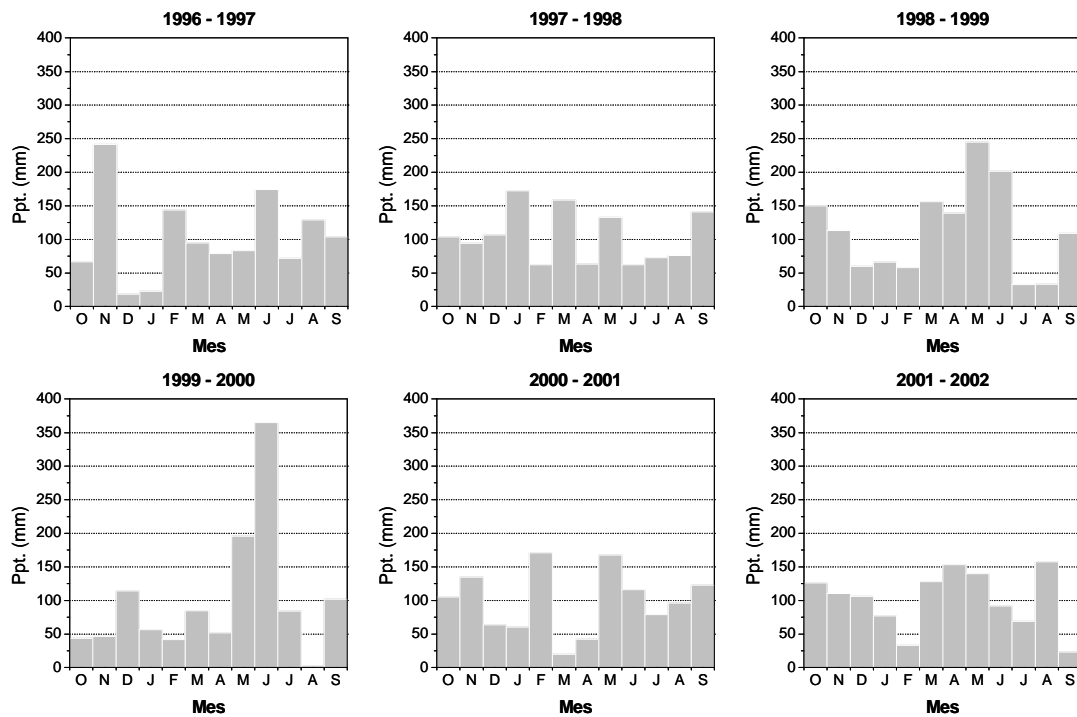


Figura 3.18 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en TALO2, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS.

Como en el caso anterior, los hietogramas representados en la Figura 3.18, presentan una variación importante en la distribución anual de las precipitaciones en esta subcuenca. La precipitación media anual para la subcuenca TALO2 es de 103,01 mm, calculada a partir de los 6 años hidrológicos.

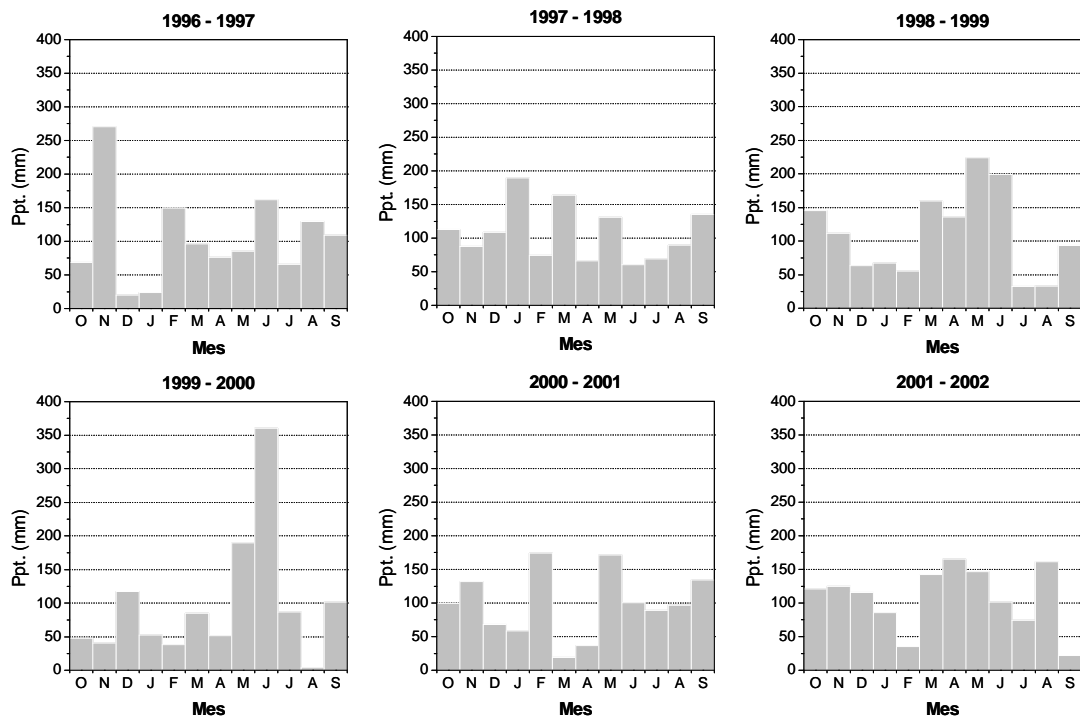


Figura 3.19 Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en SLOA4, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS.

Nuevamente los hietogramas representados en la Figura 3.19, muestran variaciones importantes con respecto a la distribución anual de las precipitaciones. La precipitación media anual para la subcuenca SLOA4 es de 104,40 mm.

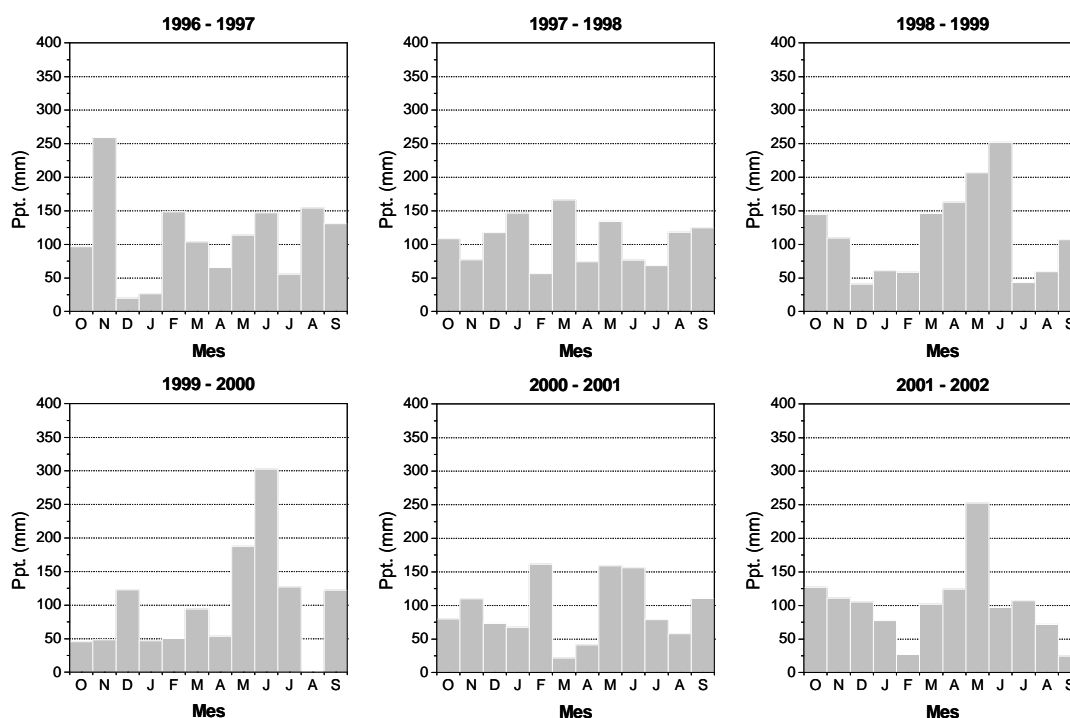


Figura 3.20. Hietogramas de años hidrológicos con distribución mensual de la precipitación en TIFM7, obtenidos a partir de la información facilitada por NOAA/NWS.

La Figura 3.20 presenta como en los casos anteriores, una variación significativa en la distribución anual de las precipitaciones en la subcuenca. La precipitación media anual para la subcuenca TIFM7 es de 104,50 mm.

Como se puede observar en los hietogramas representados de las cuencas de estudio para los seis (6) años hidrológicos, las distribuciones anuales de las precipitaciones son similares, justificado por el hecho de encontrarse en la misma zona climática

3.4.2 Evapotranspiración potencial

La otra variable interpolada fue la evapotranspiración potencial cuyos datos medios mensuales (mm/día) fueron proporcionados por *NOAA/NWS*, obtenidos mediante la suma de los valores de los rendimientos mensuales de los resultados, en consonancia con los informes anuales y de temporada en los mapas *NOAA Technical Report 33*, como se ha explicado anteriormente.

CAPITULO IV CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO TETIS

4.1 Introducción

La calibración de un modelo consiste en lograr un ajuste satisfactorio entre los caudales observados y calculados (simulados), mediante el cambio en los valores de los parámetros de mayor influencia, aun de aquellos considerados conocidos (Palacios V., 1986).

La validación de modelo consiste en medir su capacidad predictiva mediante la comparación de los caudales observados y calculados (simulados) con los parámetros determinados en la fase de calibración, pero en un periodo diferente del utilizado en la calibración. Generalmente el ajuste entre los caudales calculados y observados obtenidos durante la validación es menos satisfactorio que el obtenido en la calibración, pero es más representativo de la exactitud de las predicciones que se hagan con el modelo (Palacios V., 1986).

4.2 Calibración

Según Beven (2000), la calibración de un modelo tiene las mismas características de un ajuste por regresión múltiple, en donde los parámetros óptimos serán tales que minimicen los errores residuales, pero si hay residuales implica que existe incertidumbre en el modelo calibrado. En la calibración de un modelo hidrológico, el hidrólogo debe especificar los valores de los parámetros del modelo que se acerquen a describir la realidad del sistema que se quiere representar (Yapo, Gupta et al., 1998).

Beven (1989) indica que se requieren registros lo suficientemente largos, los cuales no siempre se encuentran disponibles. Además, la calibración se debe realizar desde un punto de vista físico para interpretar adecuadamente los parámetros y darle una correcta interpretación a la variabilidad espacial.

La calidad en los resultados de salida de un modelo conceptual lluvia-escorrentía depende de la calidad de los datos de entrada, de la estructura del modelo y del proceso de calibración (Sorooshian, Duan et al., 1993a; Lidén and Harlin, 2000; Madsen, 2000). Existe la calibración manual y automática, esta última es basada en algoritmos de optimización (Dawdy and O'Donnell, 1965 ; Chapman, 1970; Nash and Sutcliffe, 1970; Monro, 1971; Johnston and Pilgrim, 1976; Pickup, 1977; Sorooshian, 1981; Sorooshian, Gupta et al., 1983; Gupta and Sorooshian, 1985; Brazil and Krajewski, 1987; Hendrickson, Sorooshian et al., 1988).

El modelo TETIS usa el algoritmo *Shuffled Complex Evolution* desarrollado en la de la Universidad de Arizona (SCE-UA, por sus siglas en Ingles) para realizar la calibración automática, que es robusto y eficiente para la calibración de modelos lluvia-escorrentía (Sorooshian, Duan et al., 1993a; Duan, Sorooshian et al., 1994; Gan and Biftu, 1996; Yapo, Gupta et al., 1998; Thyer, Kuczera et al., 1999; Boyle, Gupta et al., 2000; Madsen, 2000; Eckhardt and Arnold, 2001). Una descripción general del método se observa en Duan et al. (1994).

Duan et al. (1992) y Beven (2000) señalan los principales problemas que afectan a los algoritmos automáticos de calibración de parámetros son:

- Múltiples regiones de atracción, donde el óptimo encontrado depende del valor inicial.
- Óptimo local menor, cuando existen pequeños fosos en la superficie de respuesta.

- Rugosidad en la superficie de respuesta, en donde existen singularidades, puntos con derivadas discontinuas.
- Sensibilidad, en donde hay pobre sensibilidad del modelo a los parámetros en la vecindad de un óptimo. Una sensibilidad variable entre los parámetros y una interacción no lineal entre ellos.
- Zonas planas, que indican insensibilidad del modelo.
- Zonas de igual valor de la función objetivo con diferentes parámetros.
- Forma, la superficie es no convexa y contiene riscos largos y curvos.
- Emplean mucho tiempo.
- Dependen de la función objetivo seleccionada.

Gan y Burges (1990) y Gan y Biftu (1996) mencionan que los algoritmos de calibración automática para obtener buenos parámetros dependen de:

- Estructura y base conceptual del modelo.
- Potencia y robustez del algoritmo de optimización.
- Calidad y cantidad de datos usados en calibración y validación.
- El criterio de estimación y función objetivo empleada durante la optimización

El modelo TETIS, requiere la calibración de nueve parámetros y cuatro variables de estado inicial: almacenamiento estático (H_1), humedad del suelo en el almacenamiento de superficie (H_2), almacenamiento gravitacional (H_3) y almacenamiento del acuífero (H_4). (Francés, Vélez et al., 2007) Los parámetros son calibrados utilizando nueve factores correctores (FC_s): almacenamiento estático (FC_1), Evapotranspiración (FC_2), infiltración (FC_3), escorrentía (FC_4), percolación (FC_5), interflujo (FC_6), pérdidas (FC_7), flujo base (FC_8) y velocidad del flujo (FC_9). Según Francés et al. (2007) (Francés, Vélez et al., 2007). Los FC_s corrigen de forma global los parámetros de producción (H_u , λ , K_s y K_p) y traslación, al multiplicarlos de forma directa. La calibración automática puede realizarse de todos o de un subconjunto de los elementos anteriores.

El modelo TETIS cuenta con las siguientes funciones objetivos para maximizar o minimizar según sea el caso: error cuadrático medio (*RMSE*, por sus siglas en inglés), el estimador de la máxima verosimilitud heteroescedástica (*HMLE*, por sus siglas en inglés), índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (*NSE* por sus siglas en inglés), *RMSE* mensual, coeficiente de eficiencia (*CE*) y error Gaussiano autocorrelacionado (*AMLE* por sus siglas en inglés) (Orozco, 2010).

Para la calibración del modelo TETIS, se seleccionó como función objetivo el *NSE*, donde *NSE* va de 0-1 (un ajuste perfecto sugiere un valor igual a 1). Este criterio es comúnmente usado en la evaluación de los modelos hidrológicos (Peterson and Hamlett, 1998; Eckhardt and Arnold, 2001; Eckhardt, Haverkamp et al., 2002).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{t,sim} - Q_{t,obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{t,obs} - \bar{Q})^2}$$

De donde; $Q_{t,sim}$ es el caudal simulado, $Q_{t,obs}$, caudal observado y \bar{Q} , es el caudal medio de los observados.

Tras el procesamiento de la información necesaria para implementar el modelo TETIS, dentro del proyecto *DMIP2*, de los datos de caudales observados proporcionados por la *NOAA/NWS*, se procedió a seleccionar el periodo de calibración, se optó por un periodo de un año hidrológico, el comprendido entre Octubre 2001 a Septiembre 2002 (Figura 4.1), lo anterior justificado, en experiencias con el modelo TETIS, en las cuales los resultados han sido aceptables, asumiendo esta longitud de periodo para proceso de calibración automática que emplea el modelo. De las estaciones de aforo *USGS* propuestas por el *DMIP2*, para la calibración, se seleccionó la estación de aforo *USGS ELDO2* (Figura 4.2).

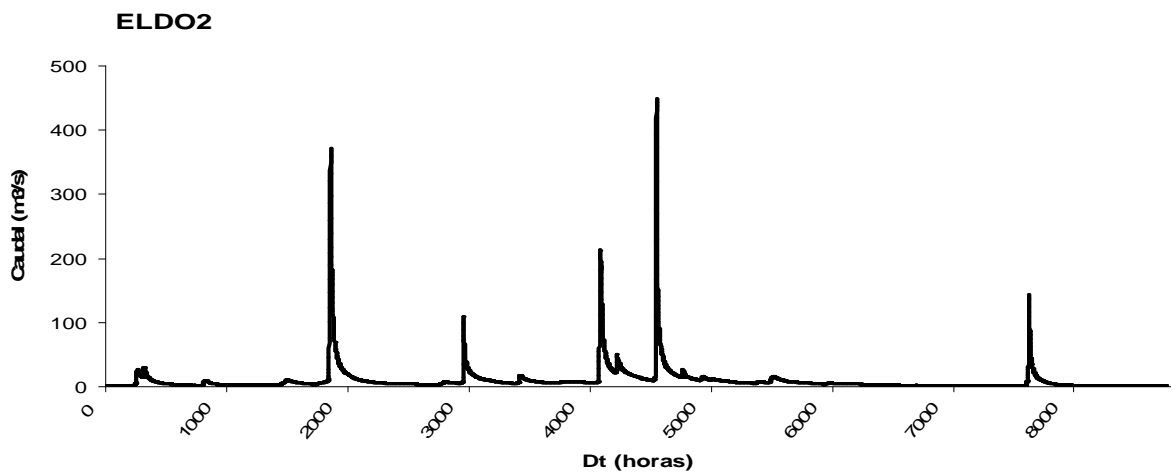


Figura 4.1. Hidrograma observado de la serie de caudales en la estación de aforo USGS ELDO2, a escala horaria y que será usada para la calibración.

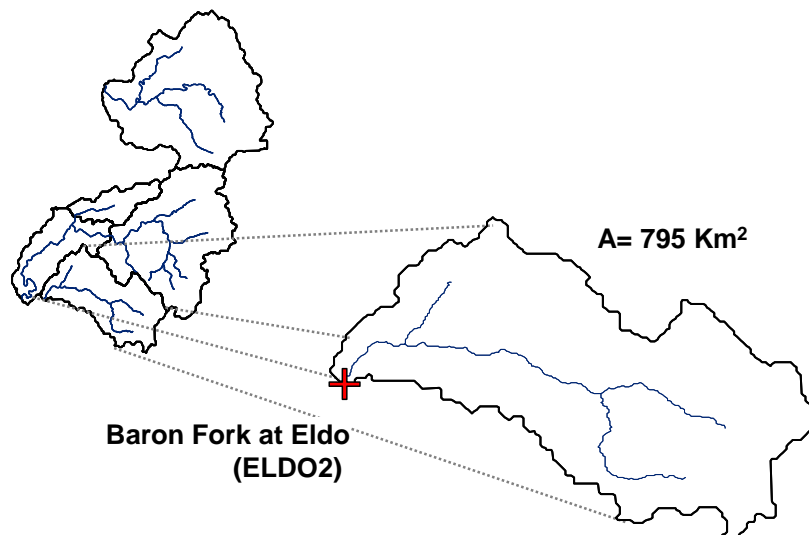


Figura 4.2. Estación de aforo ELDO2, utilizada para la calibración del modelo TETIS.

4.2.1. Factores Correctores

Como se ha comentado anteriormente, el modelo de producción y el modelo de traslación presentados en TETIS incluyen factores correctores (FC_s) que corrigen de forma global los diferentes mapas con las características del suelo o parámetros de

calibración (manual o automática), permitiendo una corrección rápida y ágil de los diferentes procesos representados (Francés, Vélez et al., 2007).

En la metodología propuesta por el proyecto *DMIP2*, un primer paso consintió en realizar una primera simulación con los factores correctores (*FC*) sin ninguna calibración previa, y sin observar los datos de caudales de las estaciones de aforo, con la intención de observar el comportamiento del modelo sin la implementación de la calibración automática. Los resultados obtenidos en esta primera simulación, se presentan en el apartado 4.4 RESULTADOS del presente capítulo.

Con base en lo anterior, fue necesario estimar un juego de factores correctores representativos, para tal fin se procedió a realizar un análisis de modelaciones implementadas con el TETIS, según experiencias en escenarios climatológicos similares (DIHMA-UPV, 2001; DIHMA-UPV, 2004; Vélez U. and Francés, 2004b; DIHMA-UPV, 2008; Montoya, 2008; IIAMA-UPV, 2009; Vélez, Puricelli et al., 2009; Morales, 2010), los factores correctores obtenidos se muestran en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Factores Corrector obtenidos según experiencias en escenarios climatológicos similares, sin ninguna calibración previa.

| FACTORES CORRECTORES | SIN CALIBRACIÓN |
|-------------------------------------|--------------------|
| <i>FC-1</i> Almacenamiento estático | 1.50000 |
| <i>FC-2</i> Evaporación | 1.00000 |
| <i>FC-3</i> Infiltración | 0.20000 |
| <i>FC-4</i> Escorrentía directa | 1.00000 |
| <i>FC-5</i> Percolación | 0.01000 |
| <i>FC-6</i> Interflujo | 50.00000 |
| <i>FC-8</i> Flujo base | 10.00000 |
| <i>FC-9</i> Velocidad en los cauces | 1.00000 |

Un segundo paso expuesto en la metodología del proyecto *DMIP2*, es la implementación de la calibración automática del modelo, para determinar los factores correctores (*FC*) idóneos que intenten describir la realidad del sistema que se quiere representar. Para ello, la calibración se realizó en varias etapas: Un análisis de sensibilidad de los factores correctores fue necesario como primera etapa del proceso de calibración, con la intención de observar como afectan los FC_s a las variables dominantes en la representación de los procesos físicos que ocurren en la cuenca.

Seguidamente en el proceso de calibración, se procedió a establecer un rango inicial de búsqueda de los FC_s definiendo valores máximos y mínimos para cada *FC* a calibrar, el cual fue modificado tras iteración continua (corrección manual), con el fin de minimizar el tiempo computacional. El criterio utilizado para la selección de los rangos iniciales de búsqueda de los FC_s , se baso en analizar la distribución espacial de los valores de *FC* Vs. los valores de de *RMSE*, obtenidos en las distintas iteraciones, intentando conseguir la mayor concentración de datos en un rango definido. Un ejemplo de las iteraciones continuas realizadas para el FC_1 se muestra en la Tabla 4.2 y Figura 4.3.

Tabla 4.2. Muestra un ejemplo de las iteraciones continuas que se realizaron para el factor corrector FC_1 .

| FC1 | | | |
|----------------------|------------------|------------------|----------------------|
| <i>Iteraciones</i> | <i>Valor min</i> | <i>Valor max</i> | <i>Valor inicial</i> |
| 1^a | 0.10 | 5.00 | 1.00 |
| 2^a | 0.10 | 7.00 | 2.00 |
| 3^a | 0.01 | 9.00 | 2.00 |
| 4^a | 0.01 | 2.00 | 1.00 |
| 5^a | 0.01 | 2.00 | 0.50 |
| 6^a | 0.10 | 0.70 | 0.40 |

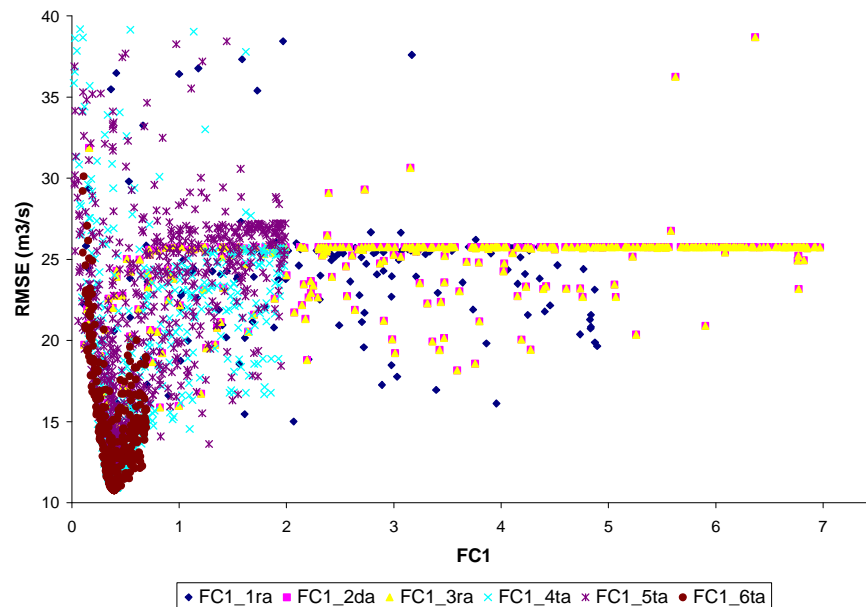


Figura 4.3. Distribución RMSE Vs. FC1 en las iteraciones continuas para el factor corrector FC1.

Tras definir los rangos iniciales de búsqueda para cada *FC* (Tabla 4.3), se procedió a la segunda etapa del proceso de calibración, la cual consistió en ejecutar el módulo de *Calibración Automática (SCE-UA)* del modelo TETIS, en la optimización del episodio seleccionado con un total de 1.721 iteraciones del algoritmo *SCE-UA*, se obtuvieron los *FC* optimizados (Tabla 4.4). Los *FC* que fueron seleccionados para la optimización, resultaron de un análisis de sensibilidad en una primera calibración manual previa a la optimización, como se comentó anteriormente.

Tabla 4.3. Rangos iniciales de búsqueda para cada FCs. a calibrar.

| FACTORES CORRECTORES | Valor Min. | Valor Max. |
|-------------------------------------|-------------------|-------------------|
| <i>FC-1</i> Almacenamiento estático | 0.30 | 1.00 |
| <i>FC-2</i> Evaporación | 0.90 | 1.60 |
| <i>FC-3</i> Infiltración | 0.05 | 1.00 |
| <i>FC-4</i> Escorrentía directa | 0.90 | 1.50 |
| <i>FC-5</i> Percolación | 0.10 | 0.50 |
| <i>FC-6</i> Interflujo | 5.00 | 50.00 |
| <i>FC-8</i> Flujo base | 1.00 | 100.00 |
| <i>FC-9</i> Velocidad en los cauces | 0.05 | 0.50 |

Tabla 4.4. Factores Corrector resultantes del modulo de Calibración Automática (SCE-UA) del modelo TETIS.

| FACTORES CORRECTORES | CON CALIBRACIÓN |
|-------------------------------------|------------------------|
| <i>FC-1</i> Almacenamiento estático | 0.3883 |
| <i>FC-2</i> Evaporación | 1.1660 |
| <i>FC-3</i> Infiltración | 0.7105 |
| <i>FC-4</i> Escorrentía directa | 1.1000 |
| <i>FC-5</i> Percolación | 0.3757 |
| <i>FC-6</i> Interflujo | 29.5200 |
| <i>FC-8</i> Flujo base | 80.0000 |
| <i>FC-9</i> Velocidad en los cauces | 0.2777 |

4.2.2. Almacenamientos Iniciales

El estado inicial de los cuatro tanques que representan los distintos almacenamientos del suelo se resuelve utilizando la división en regiones geomorfológicamente homogéneas para asignar valores iniciales comunes para cada tanque dentro de una región, se asigna de la siguiente forma: el almacenamiento estático (H_1), que está dado como un porcentaje de su capacidad máxima; el almacenamiento superficial (H_2), como una cantidad de agua disponible, normalmente nula o muy baja, el almacenamiento gravitacional (H_3), está dado como una cantidad de agua disponible desde el inicio del episodio, estado inicial del acuífero (H_4), está dado como una cantidad de agua al inicio del evento (Francés, Vélez et al., 2007).

En el caso de estudio los valores de los almacenamientos iniciales no fueron obtenidos mediante calibración, se determinaron valores iniciales aproximados (Tabla 4.5) los cuales fueron sustituidos por los obtenidos mediante un periodo de calentamiento previo al periodo de calibración. Se selecciono como periodo de calentamiento a partir de Julio 2001 a Septiembre 2001.

Tabla 4.5. Valores de los almacenamientos iniciales

| HUMEDAD INICIAL | SIN CALIBRACIÓN |
|--|-----------------|
| <i>H-1</i> Almacenamiento estático (%) | 60.00 |
| <i>H-2</i> Agua en superficie (mm) | 0.00 |
| <i>H-3</i> Almacenamiento gravitacional (mm) | 0.00 |
| <i>H-4</i> Nivel del acuífero (mm) | 50.00 |
| <i>H-5</i> Cauce a sección llena (%) | 0.00 |

4.2.3. Resultados de Calibración

El modelo TETIS fue calibrado en la estación de aforo *USGS ELDO2*, reservando los puntos de simulación restantes para la validación.

En la simulación previa a la calibración automática, para el periodo de octubre 2001 a septiembre 2002 en la estación de aforo *USGS ELDO2*, con los FC_s estimados según experiencias en escenarios climatológicos similares (Tabla 4.1), se obtuvieron los siguientes resultados. (Figura 4.4)

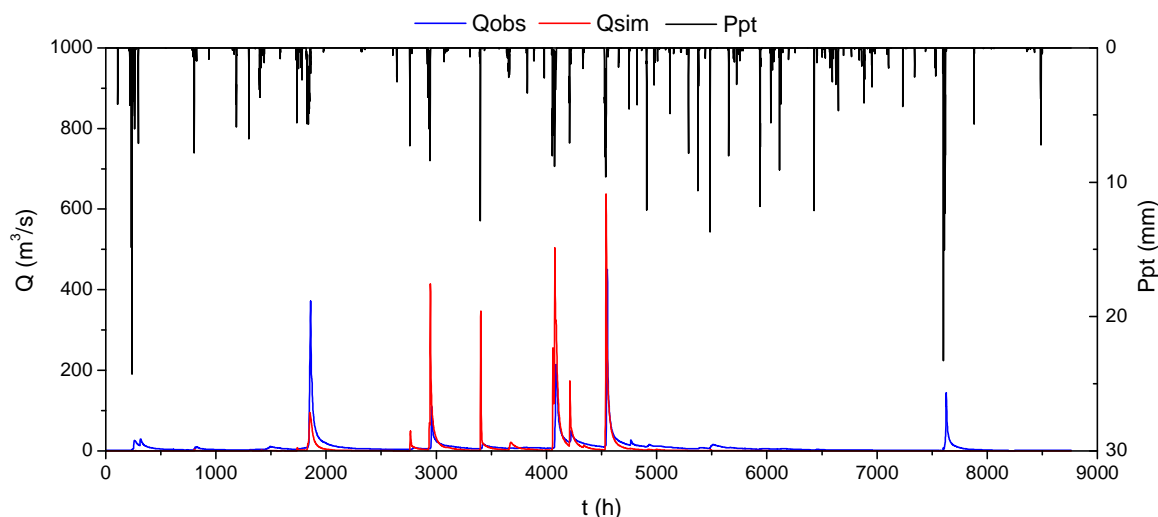


Figura 4.4. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de oct' 2001 a sept' 2002 en *ELDO2*, con FC_s estimados inicialmente.

En un análisis visual de los resultados presentados en la Figura 4.4, se puede observar que al inicio del episodio, el caudal base simulado frente al observado presentan diferencias significativas, siendo el simulado prácticamente que nulo, un razonamiento en este sentido podría ser, que el modelo TETIS en las condiciones impuestas, no es capaz de representar un almacenamiento y aportación subterránea. En el primer evento que se observa, tampoco se llega a reproducir similitud entre los picos, resultando una diferencia de $279,74 \text{ m}^3/\text{s}$ del $Q_{\text{máx}}$ (error =

75%), sin embargo la diferencia en el tiempo al pico presenta un desajuste de cuatro horas (error = 0.215%). Del mismo modo ocurre en la recesión del evento, existiendo gran diferencia entre el observado y simulado.

Para los siguientes eventos del episodio, se puede percibir la tendencia del modelo TETIS a sobreestimar los $Q_{m\acute{a}x}$ (Figura 4.4), con diferencias entre 190 y 300 m^3/s , no obstante los tiempos al pico mantienen una diferencia constante de aproximadamente once horas (error = 0.295%). En la Figura 4.5, se evidencia la sobreestimación de los $Q_{m\acute{a}x}$ comentada anteriormente, mediante la representación de los $Q_{m\acute{a}x}$ observados Vs. los $Q_{m\acute{a}x}$ simulados.

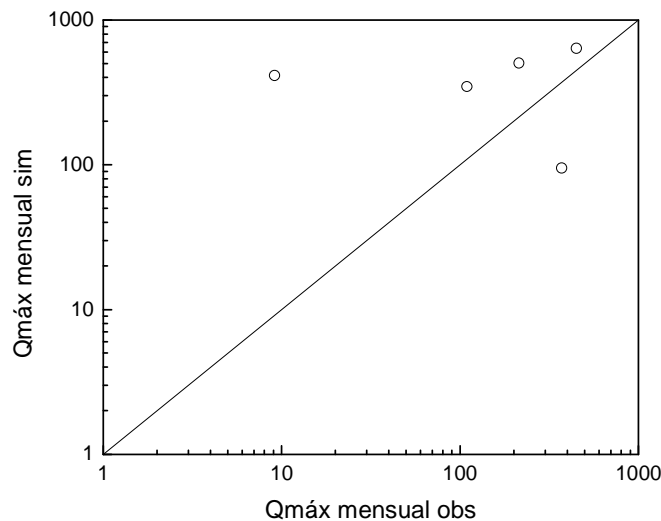


Figura 4.5. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores sin calibración.

En la Tabla 4.6, se presenta el resumen de los almacenamientos y flujos medios en la cuenca, se observa que en el balance hídrico, la mayor aportación a la escorrentía total es el flujo subsuperficial (77,87%), por lo que se deduce que estamos en presencia de una "Crecida Subsuperficial", considerado por muchos autores como un gran contribuyente a la generación del caudal pico (Whipkey, 1965; Jones, 1971; Weynman, 1973). Seguidamente la aportación a la escorrentía total viene dada por la

escorrentía directa (20,48%) y con muy poco aporte del flujo base (1,65%), como se había supuesto en el primer análisis visual del hidrograma (Figura 4.4). Lo anteriormente comentado, se demuestra con los estadísticos obtenidos (Tabla 4.7), lo que nos lleva a deducir, con un valor de *NSE* de -0,41, que el conjunto de factores correctores estimados inicialmente, no son los adecuados para que el modelo TETIS represente de forma favorable los diferentes procesos caracterizados.

Tabla 4.6. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca ELDO2, en el periodo de calibración, con factores correctores sin calibración.

| <i>Almacenamiento estático:</i> | |
|---|----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 360.1333 |
| Entrada por Lluvia [Hm3]: | 964.4328 |
| Flujo de salida ET [Hm3]: | 770.6580 |
| <i>Agua en superficie:</i> | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 0.0033 |
| Excedente de Ppt [Hm3]: | 213.2455 |
| Escorrentía directa [Hm3]: | 43.5427 |
| <i>Almacenamiento gravitacional:</i> | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 2.4098 |
| Cantidad de Infiltración [Hm3]: | 169.7035 |
| Flujo Subsuperficial [Hm3]: | 165.5848 |
| <i>Nivel del acuífero:</i> | |
| Nivel medio en la cuenca [mm] | 4.5599 |
| Entrada por Precolación [Hm3]: | 4.0800 |
| Flujo Base [Hm3]: | 3.5160 |

Tabla 4.7. Estadísticos obtenidos en la .simulación previa a la calibración automática.

| ESTADÍSTICOS | |
|------------------------------|--------------|
| Caudal máximo obs. (m3/s) | 449.80 |
| Caudal máximo sim (m3/s) | 636.79 |
| Tiempo al pico observado (h) | 4551 |
| Tiempo al pico simulado (h) | 4541 |
| Error en tiempo al pico (%) | 0.22 |
| Volumen observado (Hm3) | 308.20 |
| Volumen simulado (Hm3) | 212.64 |
| Error en volumen (%) | 31.00 |
| Área acumulada (km2) | 803.52 |
| <i>RMSE</i> | 28.33 |
| <i>NSE(Nash-S)</i> | -0.41 |

Posterior a la primera simulación con los FC_s sin calibrar, se continuó con la utilización del algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution-University of Arizona (SCE-UA)* que aplica el modelo TETIS. Como se comentó anteriormente, el número de iteraciones para el algoritmo de búsqueda para reducir al mínimo el índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe fue de 1721. Obteniendo el conjunto de factores correctores presentados en la **Tabla 4.4**, logrando los siguientes resultados, para el periodo comprendido entre octubre 2001 a septiembre 2002, en la estación de aforo *USGS ELDO2* (Figura 4.6).

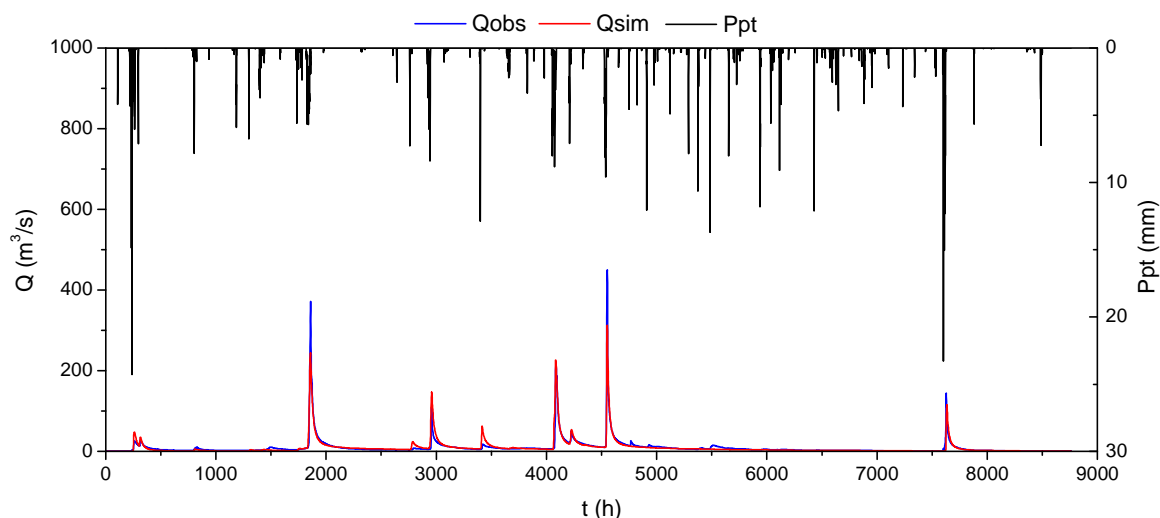


Figura 4.6. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de oct' 2001 a sept' 2002 en ELDO2, con FCs resultantes del proceso de calibración automática.

A priori se puede observar en la Figura 4.6, que los resultados obtenidos han mejorado significativamente respecto a la simulación con los FC_s sin calibrar. Sin embargo, se observa que el modelo TETIS no ha podido reproducir de forma exacta algunos de los caudales picos observados, específicamente en el primer y cuarto evento dentro de la serie, donde subestima los caudales (un error medio de 32%). Los tiempos al pico se ven drásticamente mejorados, pasando a valores como máximo de dos horas hasta la coincidencia, la distribución temporal de los caudales parece ser adecuada. En conclusión, los procesos que intervienen en el balance hídrico en general, han sido representados con el modelo TETIS satisfactoriamente, o excelentemente según la literatura, obteniendo mediante el empleo de la función objetivo coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) un valor de 0,89 (Tabla 4.8). Se demuestra lo anteriormente comentado en la Figura 4.7, observando un mejor ajuste entre los $Q_{m\acute{a}x}$ observados Vs. los $Q_{m\acute{a}x}$ simulados.

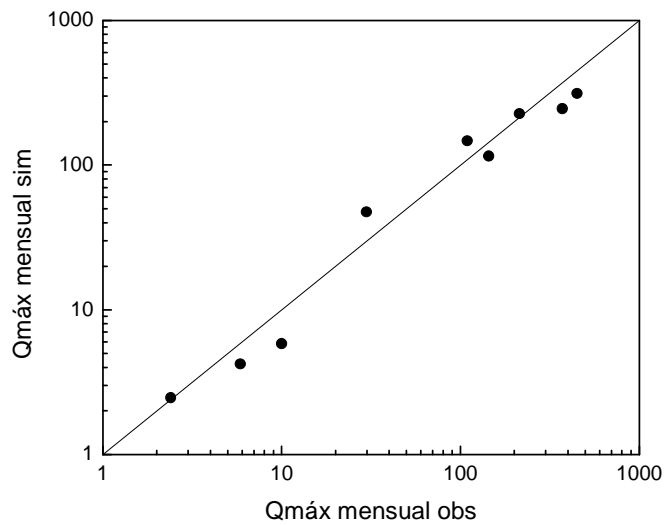


Figura 4.7. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores calibrados.

Los estadísticos resultantes se muestran en la Tabla 4.8, así como el resumen de los almacenamientos y flujos medios en la cuenca (Tabla 4.9).

Tabla 4.8. Estadísticos obtenidos de la simulación con los factores correctores resultantes de la calibración automática en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2.

| ESTADÍSTICOS | |
|------------------------------|--------------------|
| Caudal máximo obs. (m3/s) | 449.80 |
| Caudal máximo sim (m3/s) | 313.27 |
| Tiempo al pico observado (h) | 4551 |
| Tiempo al pico simulado (h) | 4551 |
| Error en tiempo al pico (%) | 0.00 |
| Volumen observado (Hm3) | 308,20 |
| Volumen simulado (Hm3) | 306.90 |
| Error en volumen (%) | 0.42 |
| Área acumulada (km2) | 803.52 |
| <i>RMSE</i> | 8.08 |
| <i>NSE(Nash-S)</i> | <i>0.89</i> |

Tabla 4.9. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca obtenidos de la simulación en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2.

| Almacenamiento estático: | |
|--------------------------------------|----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 67.9262 |
| Entrada por Lluvia [Hm3]: | 964.4328 |
| Flujo de salida ET [Hm3]: | 666.7539 |
| Agua en superficie: | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 0.0001 |
| Excedente de Ppt [Hm3]: | 309.6481 |
| Escorrentía directa [Hm3]: | 2.0654 |
| Almacenamiento gravitacional: | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 1.9690 |
| Cantidad de Infiltración [Hm3]: | 307.5821 |
| Flujo Subsuperficial [Hm3]: | 171.7845 |
| Nivel del acuífero: | |
| Nivel medio en la cuenca [mm] | 24.1807 |
| Entrada por Precolación [Hm3]: | 135.6673 |
| Flujo Base [Hm3]: | 133.1116 |

En la Tabla 4.9, se observa que en el balance hídrico de la cuenca, la mayor aportación a la escorrentía total son el flujo subsuperficial (55,96%) y el flujo base (43,36%) y con muy poco aporte de la escorrentía directa (0,67%).

A continuación, con la intención de evaluar el modulo de *Calibración Automática (SCE-UA)* del modelo TETIS, se realiza un análisis comparativo de los resultados

obtenidos por las simulaciones anteriormente presentadas (FC_s sin calibrar y FC_s calibrados).

Se seleccionó un evento de aproximadamente $200 \text{ m}^3/\text{s}$, con la intención de observar puntualmente el comportamiento del modelo TETIS, para las dos simulaciones. (Figura 4.8).

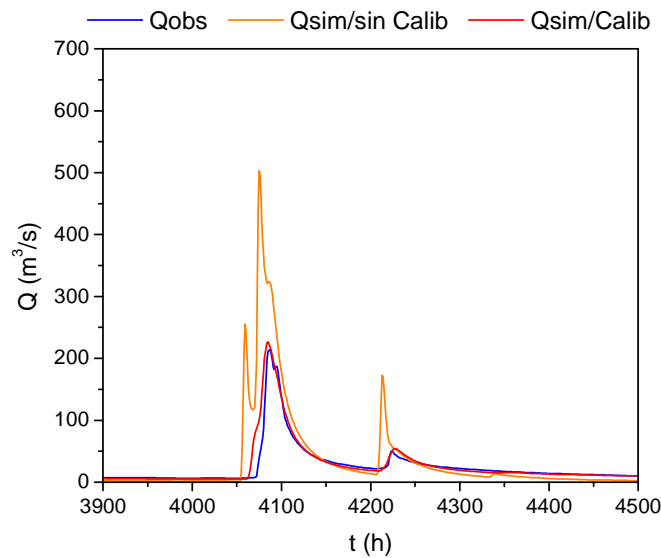


Figura 4.8. Simulaciones con los factores correctores sin calibrar y calibrados para el evento observado entre el 16/03/2002 a las 15:00 horas y el 29/03/2001 a las 3:00 horas, en la estación de aforo USGS ELDO2.

Como se puede observar en la Figura 4.8, la simulación con los FC_s sin calibrar, desvirtúa la realidad observada, sobreestimando significativamente el caudal pico (error $Q_{\text{máx.}} = 137\%$) y adelantando el tiempo al pico en doce horas, lo anterior se puede interpretar como una inadecuada estimación inicial del valor para el FC_9 , el cual multiplica directamente la velocidad de la onda cinemática, por el contrario, en la simulación con los FC_s calibrados, se observa una mejoría significativa en la reproducción del evento, las diferencias entre los caudales picos son pequeñas

(sobreestimando el caudal observado en un 6%), el adelanto de la onda cinemática es de dos horas y el comportamiento de la recesión del evento es coincidente.

En un evento del doble de caudal (aproximadamente $450 \text{ m}^3/\text{s}$) que el anteriormente seleccionado (Figura 4.9), se puede observar nuevamente en la simulación con los FC_s sin calibrar, la sobreestimación del caudal pico (error $Q_{\text{máx.}} = 42\%$) y un adelanto en el tiempo al pico de diez horas. En la simulación con los FC_s calibrados no se logra representar el caudal pico, subestimándolo al observado en un 30%, sin embargo, los tiempos al pico concuerdan y la recesión del evento tiende a coincidir.

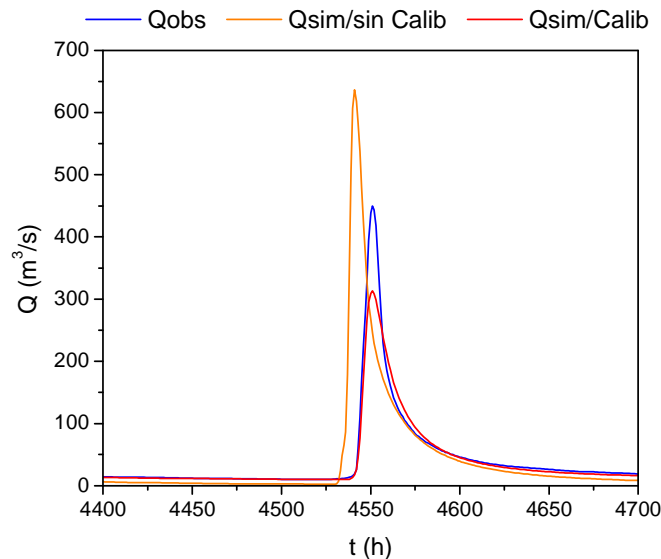


Figura 4.9. Simulaciones con los factores correctores sin calibrar y calibrados para el evento observado entre el 16/03/2002 a las 15:00 horas y el 29/03/2001 a las 3:00 horas, en la estación de aforo USGS ELDO2.

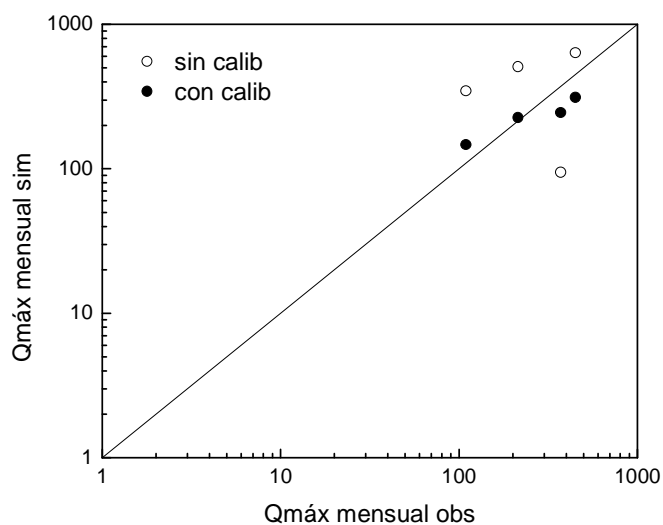


Figura 4.10. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados de los eventos seleccionados, en el punto de aforo ELDO2, con factores correctores sin calibrar y calibrados.

Como se ha comentado anteriormente, en la Figura 4.10 se puede notar evidentemente un mejor ajuste de los resultados obtenidos con los FC_s calibrados frente a los obtenidos sin calibrar.

En la Tabla 4.10 podemos observar los factores correctores sin calibración y resultantes del modulo de calibración automática (SCE-UA) del modelo TETIS, en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2.

Tabla 4.10. Factores Correctores sin calibración y resultantes del modulo de Calibración Automática (SCE-UA) del modelo TETIS, en el periodo de calibración en el punto de aforo ELDO2.

| FACTORES CORRECTORES | SIN CALIBRACIÓN | CON CALIBRACIÓN |
|-------------------------------------|-----------------|-----------------|
| FC-1 Almacenamiento estático | 1.50000 | 0.3883 |
| FC-2 Evaporación | 1.00000 | 1.1660 |
| FC-3 Infiltración | 0.20000 | 0.7105 |
| FC-4 Escorrentía directa | 1.00000 | 1.1000 |
| FC-5 Percolación | 0.01000 | 0.3757 |
| FC-6 Interflujo | 50.00000 | 29.5200 |
| FC-8 Flujo base | 10.00000 | 80.0000 |
| FC-9 Velocidad en los cauces | 1.00000 | 0.2777 |

Se puede apreciar la eficiencia del algoritmo automático de calibración del modelo en los estadísticos obtenidos (Tabla 4.11).

Tabla 4.11. Estadísticos obtenidos de la simulación con los factores correctores sin calibrar y los obtenidos de la calibración automática.

| ESTADÍSTICOS | Sin calibración | Con calibración |
|------------------------------|-----------------|-----------------|
| Caudal máximo obs. (m3/s) | 449.80 | 449.80 |
| Caudal máximo sim (m3/s) | 636.79 | 313.27 |
| Tiempo al pico observado (h) | 4551 | 4551 |
| Tiempo al pico simulado (h) | 4541 | 4551 |
| Error en tiempo al pico (%) | 0.22 | 0.00 |
| Volumen observado (Hm3) | 308.20 | 308,20 |
| Volumen simulado (Hm3) | 212.64 | 306.90 |
| Error en volumen (%) | 31.00 | 0.42 |
| Area acumulada (km2) | 803.52 | 803.52 |
| <i>RMSE</i> | 28.33 | 8.08 |
| <i>NSE(Nash-S)</i> | -0.41 | 0.89 |

4.3. Validación

La validación del modelo es el proceso de demostrar que se están simulando apropiadamente los procesos físicos dominantes en un sitio específico, siendo capaz de realizar predicciones que satisfagan los criterios de precisión previamente establecidos (Klemeš, 1988; Refsgaard and Knudsen, 1996; Senarath, Ogden et al., 2000; Andersen, Refsgaard et al., 2001).

La validación se realiza en escenarios distintos al de calibración. En el caso de un modelo hidrológico distribuido como TETIS, estos escenarios pueden ser:

- Validación temporal: en otro período de tiempo del mismo punto de calibración.
- Validación espacial: en otro punto de la cuenca y mismo período de tiempo de calibración.
- Validación espacio-temporal: en otro punto de la cuenca y período de tiempo distinto al de calibración.

Una limitación de los modelos de tipo conceptual es que no son extrapolables y no hay garantía que el modelo prediga exactamente un valor cuando se usa más allá del rango de calibración y de validación (Gan and Burges, 1990). Por lo que, el proceso de validación de un modelo tiene la función de demostrar que los componentes hidrológicos dominantes en una cuenca han sido adecuadamente simulados y que el rendimiento de predicción deseada puede ser alcanzado y fiable (Klemeš, 1988; Refsgaard and Knudsen, 1996; Senarath, Ogden et al., 2000; Andersen, Refsgaard et al., 2001).

Para la validación del modelo TETIS dentro del proyecto *DMIP2*, se seleccionó el periodo de episodios desde Octubre de 1996 a Septiembre de 2001. Se procedió a realizar validación temporal en la subcuenca Baron Fork en Eldon, OK (*ELDO2*), y para la validación espacio-temporal en las subcuencas Illinois River en Tahlequah, OK (*TALO2*), Illinois River South de Siloam Springs, AR (*SLOA4*) y Elk River en Tiff City, MO (*TIFM7*) [Figura 4.11]. Los almacenamientos iniciales para la validación, fueron el estado final en los tanques de los episodios previos de calibración.

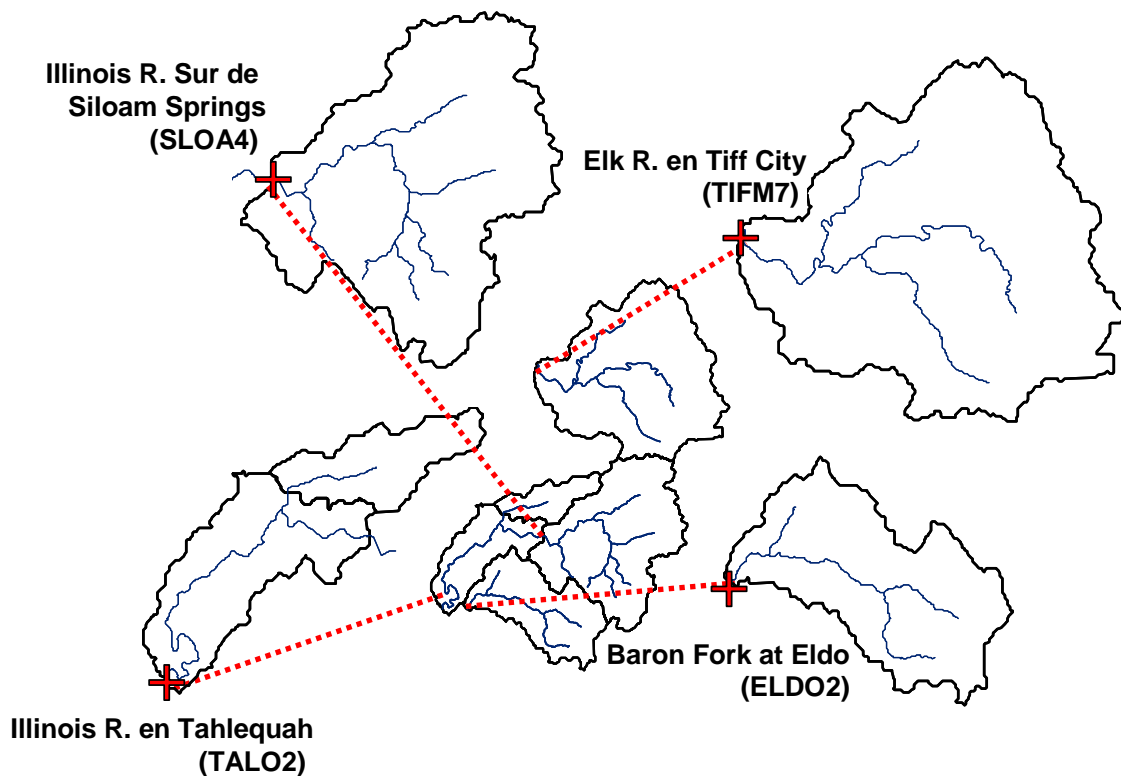


Figura 4.11. Estaciones de aforo *ELDO2*, *TALO2*, *SLOA4* y *TIFM7* utilizada para la validación del modelo TETIS.

4.3.1. Resultados de Validación

A continuación se presentan los resultados obtenidos para las validaciones en los dos escenarios, validación temporal y validación espacio-temporal.

- **Validación Temporal.**

En la Figura 4.12, se observa el hidrograma resultante de la simulación del periodo seleccionado para la validación temporal (Octubre de 1996 a Septiembre de 2001), en la subcuenca Baron Fork en Eldon, OK (*ELDO2*).

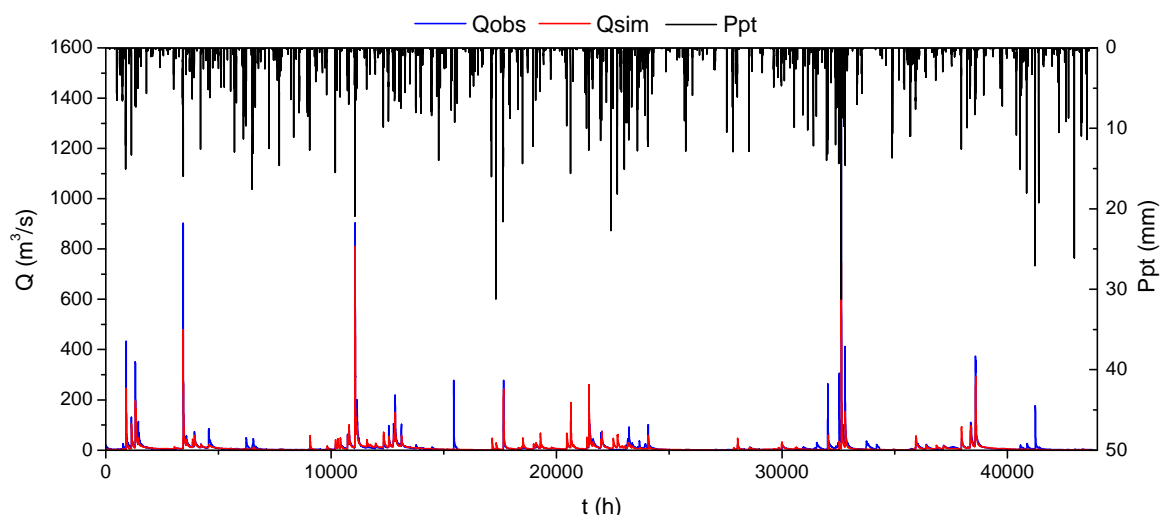


Figura 4.12. Hidrograma resultante de simulación en el periodo de Oct' 1996 a Sep' 2001 en el punto de aforo *ELDO2*.

En los resultados de la Figura 4.12, se puede observar como el modelo TETIS reproduce casi todos los eventos presentes en el periodo simulado, presentando una adecuada distribución temporal de los caudales picos, sin embargo no llega a reproducir los picos de los eventos subestimandolos en la mayoría de ellos, algunos

no se llegan a representar. En la Figura 4.13, se observan los eventos en detalle para su mejor interpretación.

La Figura 4.13 muestra la validación temporal del modelo TETIS en varios hidrogramas, en donde se puede observar con mayor detalle el comportamiento del modelo. Se observa que la tendencia en los caudales máximos observados frente a los caudales máximos simulados tiende a subestimar los caudales picos, sin embargo la diferencia entre los tiempos al pico tienden a la coincidencia. La recesión del evento así como el caudal base simulado concuerdan en la mayor parte de los eventos representados, no obstante al presentarse un segundo evento de menor magnitud tras un evento significativo, el modelo TETIS no es capaz de representar este segundo pico, esto puede justificarse debido a que los factores correctores que rigen estos parámetros no serían los adecuados para series temporales de gran longitud. En la Figura 4.14, se observa el ajuste de caudales observados Vs. caudales simulados, reafirmando lo comentado anteriormente sobre la tendencia a subestimar los caudales picos.

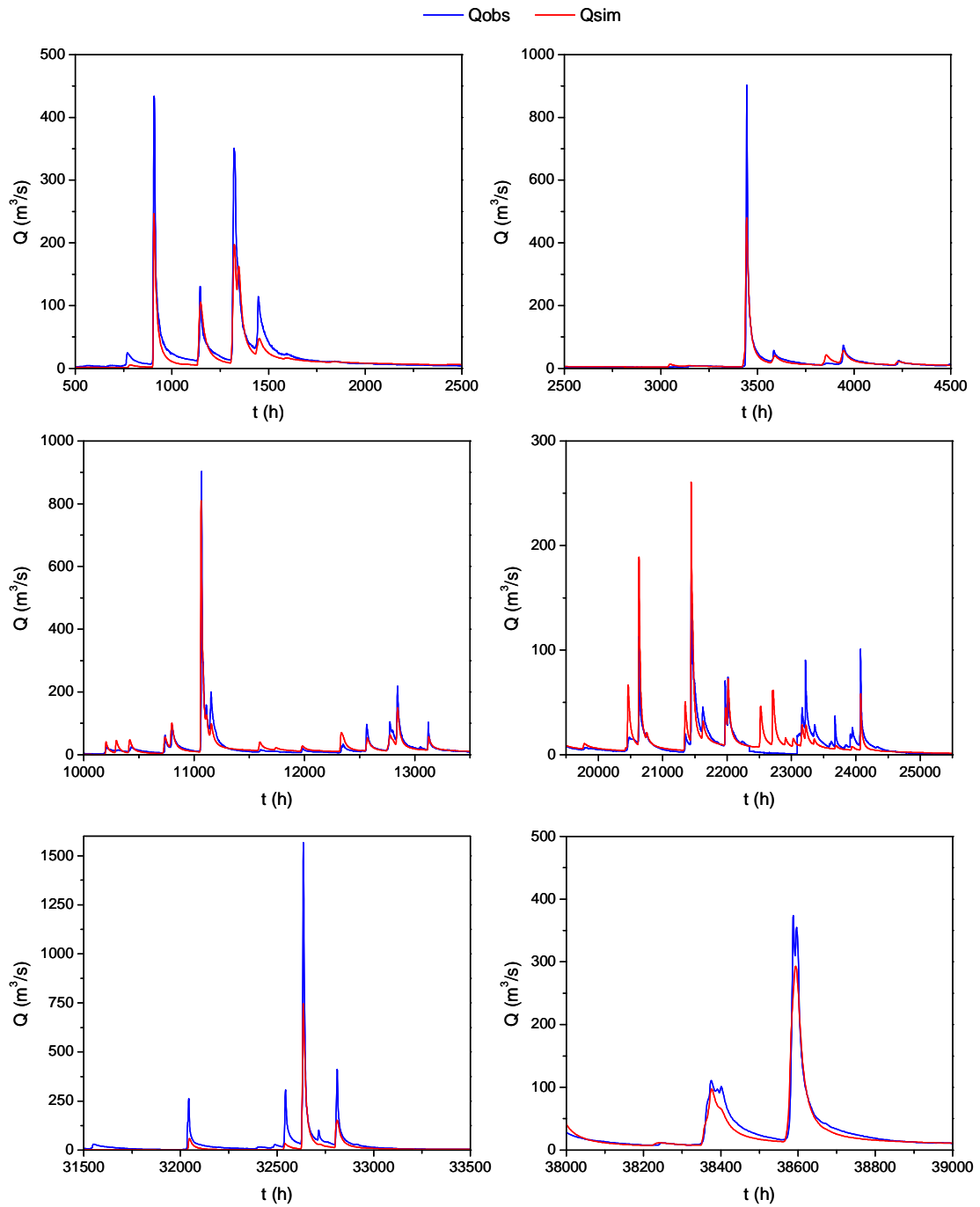


Figura 4.13. Hidrogramas discretizado de simulación en el periodo de Oct' 1996 a Sep' 2001 en el punto de aforo ELDO2.

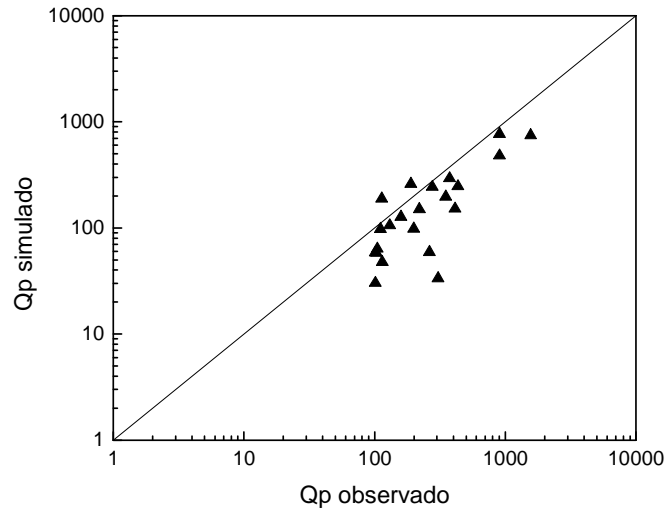


Figura 4.14. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados de los eventos del periodo de validación, en el punto de aforo ELDO2.

La Tabla 4.12 muestra el resumen de los almacenamientos y flujos medios en la cuenca de la simulación, se observa que en el balance hídrico de la cuenca, la mayor aportación a la escorrentía total es el flujo subsuperficial con 52,7%, seguido por la aportación del flujo base en un 44,7% y con un aporte de 2,6% de escorrentía directa. Según los estadísticos obtenidos (Tabla 4.13), los procesos que intervienen en el balance hídrico en general, han sido representados con el modelo TETIS en la validación temporal de forma aceptable obteniendo un valor del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) de 0,75 (Tabla 4.13).

Tabla 4.12. Resumen de almacenamientos y flujos medios en la cuenca ELDO2, en el periodo de validación, con factores correctores obtenidos en la calibración.

Almacenamiento estático:

| | |
|--------------------------------|-----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 67.2103 |
| Entrada por Lluvia [Hm3]: | 4893.7044 |
| Flujo de salida ET [Hm3]: | 3433.7328 |

Agua en superficie:

| | |
|--------------------------------|-----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 0.0006 |
| Excedente de Ppt [Hm3]: | 1495.0716 |
| Escorrentía directa [Hm3]: | 39.7430 |

Almacenamiento gravitacional:

| | |
|---------------------------------|-----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 1.9517 |
| Cantidad de Infiltración [Hm3]: | 1455.3293 |
| Flujo Subsuperficial [Hm3]: | 793.0359 |

Nivel del acuífero:

| | |
|--------------------------------|----------|
| Nivel medio en la cuenca [mm] | 24.4775 |
| Entrada por Precolación [Hm3]: | 662.1041 |
| Flujo Base [Hm3]: | 672.1929 |

Tabla 4.13. Estadísticos obtenidos de la simulación en la cuenca ELDO2, en el periodo de validación, con factores correctores obtenidos en la calibración.

| ESTADÍSTICOS | |
|------------------------------|-------------|
| Caudal máximo obs. (m3/s) | 1566.40 |
| Caudal máximo sim (m3/s) | 811.05 |
| Tiempo al pico observado (h) | 32636 |
| Tiempo al pico simulado (h) | 11063 |
| Error en tiempo al pico (%) | 66.102 |
| Volumen observado (Hm3) | 1701.63 |
| Volumen simulado (Hm3) | 1504.86 |
| Error en volumen (%) | 11.56 |
| Area acumulada (km2) | 803.52 |
| <i>RMSE</i> | 16.74 |
| <i>NSE(Nash-S)</i> | 0.75 |

- ***Validación Espacio-Temporal.***

Como se comento anteriormente para la validación espacio-temporal, se utilizo el periodo de de episodios desde Octubre de 1996 a Septiembre de 2001, en las subcuencas Illinois River en Tahlequah, OK (*TALO2*), Illinois River South de Siloam Springs, AR (*SLOA4*) y Elk River en Tiff City, MO (*TIFM7*) [Figura 4.11].

Las Figuras 4.15, 4.16, 4.17, reproducen los hidrogramas resultante de la simulación del periodo seleccionado para la validación espacio-temporal (Octubre de 1996 a Septiembre de 2001), en las subcuencas *TALO2*, *SLOA4* y *TIFM7*.

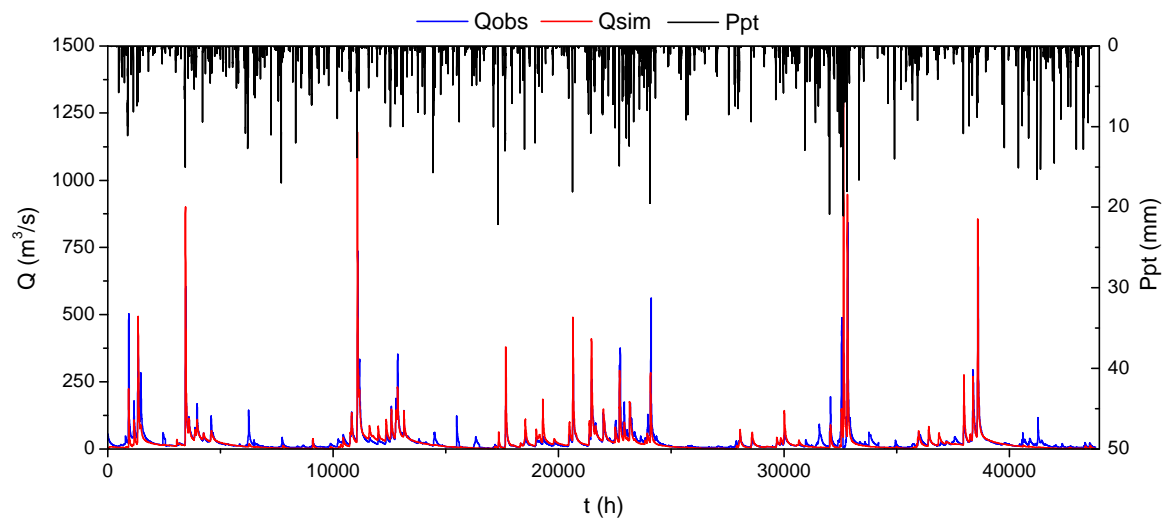


Figura 4.15. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, en el punto de aforo TALO2.

En la Figuras 4.15, podemos observar visualmente, como el modelo intenta reproducir los caudales picos observados, sin embargo, el caudal máximo simulado frente al caudal máximo observado es sobreestimado en un 56,83%, a pesar de que el error en tiempo al pico es relativamente bajo (0,6%). La recesión del evento, así como el caudal base simulado, concuerdan en la mayor parte de los eventos, no obstante el modelo TETIS no es capaz de reproducir algunos eventos de menor magnitud.

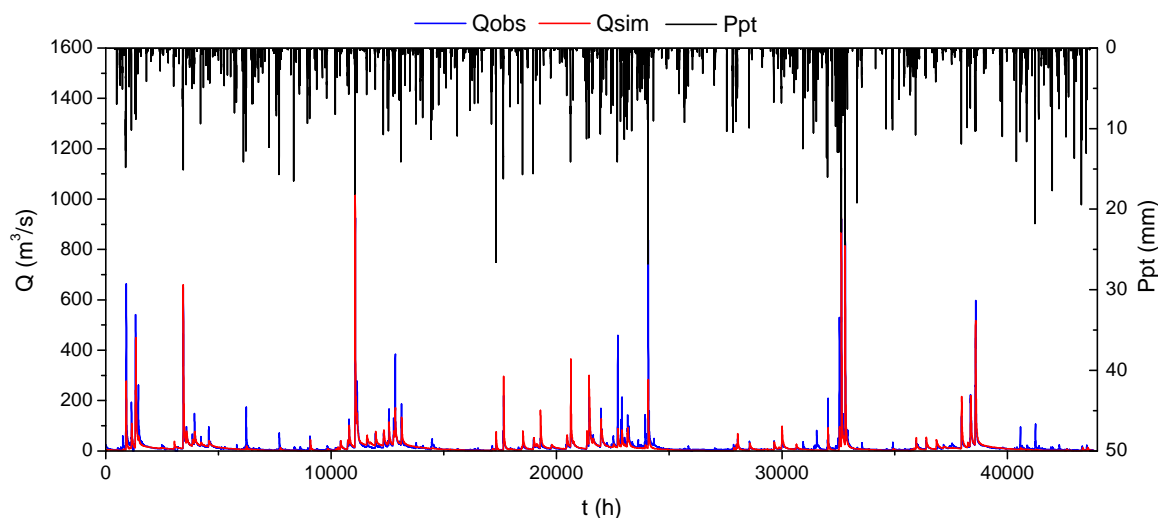


Figura 4.16. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, en el punto de aforo SLOA4.

En los hidrógramas de las Figuras 4.16, se observa una mejor representación del modelo TETIS: en todos los eventos se puede observar un buen ajuste entre los hidrógramas observados y los hidrógramas simulados, en cuanto a su magnitud, cubre un rango bastante amplio, el ajuste es satisfactorio. El caudal máximo simulado frente al caudal máximo observado, es sobreestimado en un 18,20%, el error en tiempo al pico es relativamente despreciable (0,05%). El caudal base y la recesión de los eventos simulados concuerdan en el conjunto de eventos. Lo anterior demuestra el buen desempeño del modelo ante eventos de distintos órdenes de magnitud, manteniendo coherencia y robustez.

En las Figuras 4.17, la comparación visual del hidrógrama obtenido por el modelo TETIS y el hidrógrama observado permite considerar que, en términos generales, se llegan a reproducir de forma aceptable los distintos eventos de la serie. Sin embargo, el caudal máximo simulado frente al caudal máximo observado es sobreestimado en un 11,39%, en este caso el error en tiempo al pico es significativamente alto (71,31%) frente a los casos anteriores.

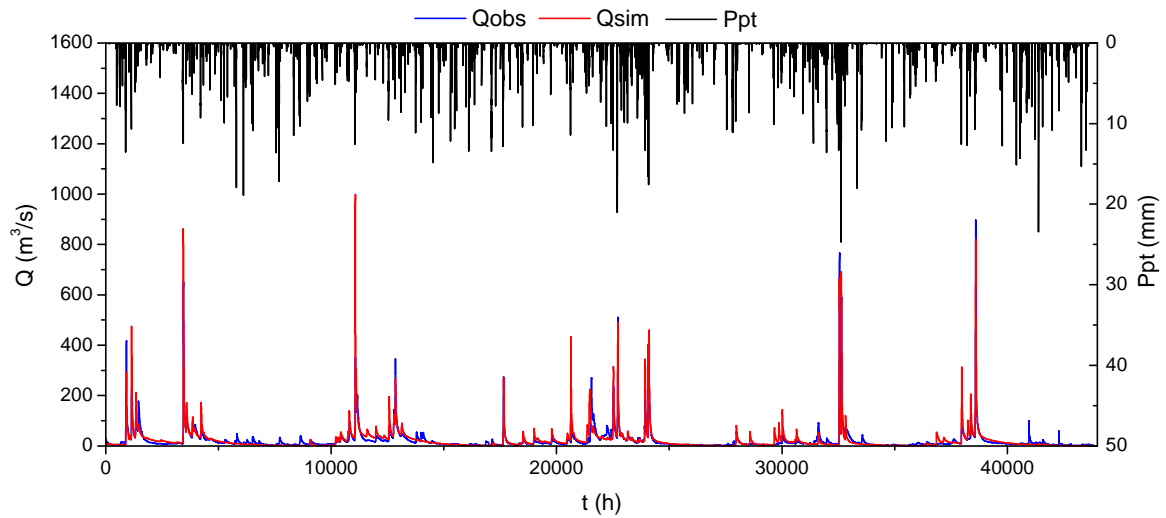


Figura 4.17. Hidrograma resultante de simulación de validación espacio-temporal, en el punto de aforo TIFM7.

Para observar los ajustes de caudales picos observados frente a los simulados, se seleccionaron distintos eventos para cada subcuenca. Cabe destacar que las crecidas seleccionadas en general no coinciden en tiempo de ocurrencia o en el espacio. Para la subcuenca *TALO2*, se seleccionaron los eventos que figuran en la Tabla 4.14. En la Tabla 4.15 y 4.16, se muestran los eventos seleccionados para las subcuencas *SLOA4* y *TIFM7*.

Tabla 4.14. Eventos seleccionados para la subcuenca TALO2.

| <i>Evento</i> | <i>Tiempo del Qp (h)</i> | <i>Caudal pico Observado (m³/s)</i> |
|---------------|------------------------------|--|
| 1 | 941 | 503.17 |
| 2 | 1170 | 177.70 |
| 3 | 1355 | 488.51 |
| 4 | 1473 | 282.59 |
| 5 | 3465 | 603.33 |
| 6 | 3608 | 120.01 |
| 7 | 3966 | 168.11 |
| 8 | 4594 | 122.12 |
| 9 | 10824 | 136.02 |
| 10 | 11101 | 736.81 |
| 11 | 11178 | 333.30 |
| 12 | 12588 | 157.35 |
| 13 | 12871 | 352.60 |
| 14 | 13144 | 142.35 |
| 15 | 17674 | 208.08 |
| 16 | 20657 | 278.72 |
| 17 | 21470 | 259.77 |
| 18 | 21992 | 133.80 |
| 19 | 22743 | 374.68 |
| 20 | 22918 | 174.64 |
| 21 | 23181 | 170.61 |
| 22 | 23962 | 128.54 |
| 23 | 24105 | 562.16 |
| 24 | 32068 | 193.38 |
| 25 | 32577 | 488.51 |
| 26 | 32842 | 840.89 |
| 27 | 37994 | 158.87 |
| 28 | 38392 | 294.19 |
| 29 | 38615 | 726.59 |

Tabla 4.15. Eventos seleccionados para la subcuenca SLOA4.

| <i>Evento</i> | <i>Tiempo del Qp (h)</i> | <i>Caudal pico Observado (m³/s)</i> |
|---------------|------------------------------|--|
| 1 | 913 | 664.01 |
| 2 | 1149 | 192.43 |
| 3 | 1329 | 540.53 |
| 4 | 1450 | 261.65 |
| 5 | 3451 | 649.47 |
| 6 | 3944 | 148.24 |
| 7 | 10801 | 125.58 |
| 8 | 11073 | 925.36 |
| 9 | 11158 | 277.58 |
| 10 | 12566 | 166.47 |
| 11 | 12848 | 384.41 |
| 12 | 13123 | 186.24 |
| 13 | 17652 | 220.29 |
| 14 | 20635 | 286.89 |
| 15 | 21448 | 247.83 |
| 16 | 21971 | 167.82 |
| 17 | 22719 | 457.79 |
| 18 | 22898 | 214.66 |
| 19 | 23161 | 142.39 |
| 20 | 24076 | 837.19 |
| 21 | 32047 | 209.12 |
| 22 | 32551 | 530.34 |
| 23 | 32645 | 920.33 |
| 24 | 32718 | 147.40 |
| 25 | 32817 | 843.16 |
| 26 | 37972 | 139.11 |
| 27 | 38366 | 223.90 |
| 28 | 38591 | 597.04 |

Tabla 4.16. Eventos seleccionados para la subcuenca TIFM7.

| <i>Evento</i> | <i>Tiempo del Qp (h)</i> | <i>Caudal pico Observado (m³/s)</i> |
|---------------|------------------------------|--|
| 1 | 918 | 417.15 |
| 2 | 1156 | 231.51 |
| 3 | 1347 | 105.09 |
| 4 | 3455 | 650.51 |
| 5 | 3598 | 116.84 |
| 6 | 11080 | 349.05 |
| 7 | 11169 | 204.09 |
| 8 | 12856 | 345.24 |
| 9 | 17650 | 274 |
| 10 | 20633 | 38.01 |
| 11 | 21549 | 271.01 |
| 12 | 22531 | 234.8 |
| 13 | 22724 | 510.78 |
| 14 | 23943 | 219.93 |
| 15 | 24111 | 404.44 |
| 16 | 32555 | 766.06 |
| 17 | 32646 | 589.44 |
| 18 | 38599 | 896.33 |

En las Figuras 4.18 - 4.20, se representan los ajustes de caudales observados Vs. caudales simulados seleccionados, de las simulaciones de validación espacio-temporal, en *TALO2*, *SLOA4* y *TIFM7*.

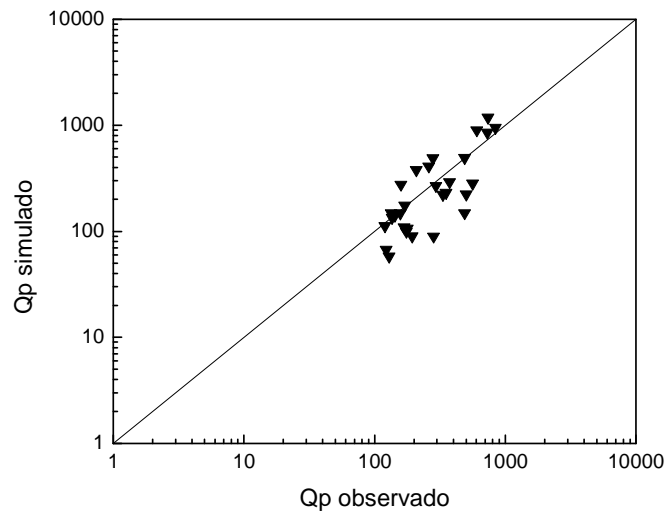


Figura 4.18. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en TALO2.

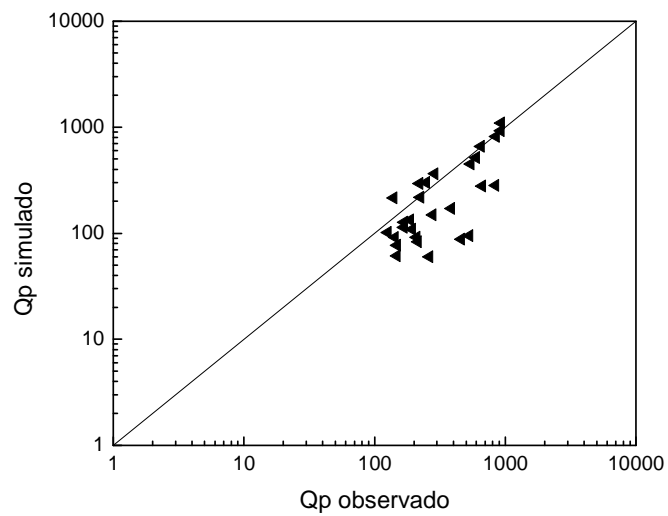


Figura 4.19. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en SLOA4.

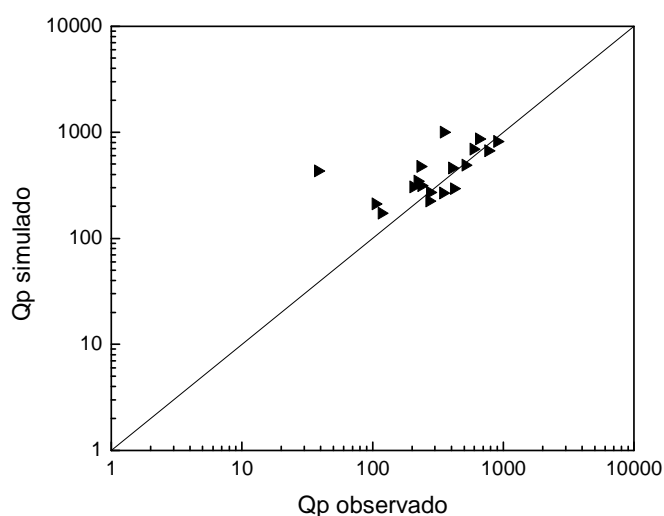


Figura 4.20. Caudales picos observados frente a caudales picos simulados seleccionados de los eventos del periodo de validación espacio-temporal en TIFM7.

Las Figuras 4.18, 4.19 y 4.20, presentan gráficamente un buen ajuste entre los caudales picos observados frente a los simulados en los tres casos.

La Tabla 4.17 muestra el resumen de los almacenamientos y flujos medios en las cuencas en la validación espacio-temporal. En el balance hídrico de las cuencas, la mayor aportación a la escorrentía total es el flujo subsuperficial con 50,02% en TALO2, 51,7% SLOA4 y 49,5% TIFM7, seguido por la aportación del flujo base en 46,95% TALO2, 42,26% SLOA4 y 48,75% TIFM7 y con muy poco aporte de la escorrentía directa 3,03% en TALO2, 3,05% SLOA4 y 1,78% TIFM7 (Figura 4.21).

Según los estadísticos obtenidos (Tabla 4.18), los procesos que intervienen en el balance hídrico en general de las subcuencas, han sido representados con el modelo TETIS en la validación espacio-temporal de forma aceptable para TALO2 obteniendo un valor del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) de 0,62 y SLOA4 NSE = 0,74, sin embargo, en TIFM7 se obtuvo un valor del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE) de 0,50. (Tabla 4.18).

Tabla 4.17. Resumen de almacenamientos y flujos medios en TALO2, SLOA4 y TIFM7, en el periodo de validación espacio-temporal, con factores correctores obtenidos en la calibración.

| Almacenamiento estático: | TALO2 | SLOA4 | TIFM7 |
|--------------------------------------|--------------|--------------|--------------|
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 77.3568 | 73.7291 | 83.4773 |
| Entrada por Lluvia [Hm3]: | 14963.6483 | 9030.2876 | 14025.1793 |
| Flujo de salida ET [Hm3]: | 10717.5062 | 6364.3520 | 10295.3792 |
| Agua en superficie: | | | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 0.0007 | 0.0007 | 0.0004 |
| Excedente de Ppt [Hm3]: | 4207.6439 | 2627.1646 | 3716.5744 |
| Escorrentía directa [Hm3]: | 128.3699 | 80.7429 | 66.6394 |
| Almacenamiento gravitacional: | | | |
| Nivel medio en la cuenca [mm]: | 1.8557 | 1.9280 | 1.8516 |
| Cantidad de Infiltración [Hm3]: | 4079.2569 | 2546.4129 | 3649.9218 |
| Flujo Subsuperficial [Hm3]: | 2119.4758 | 1366.3467 | 1854.1496 |
| Nivel del acuífero: | | | |
| Nivel medio en la cuenca [mm] | 22.2738 | 24.2653 | 20.9617 |
| Entrada por Precolación [Hm3]: | 1959.1812 | 1179.4989 | 1795.5696 |
| Flujo Base [Hm3]: | 1989.6566 | 1196.5335 | 1826.9591 |

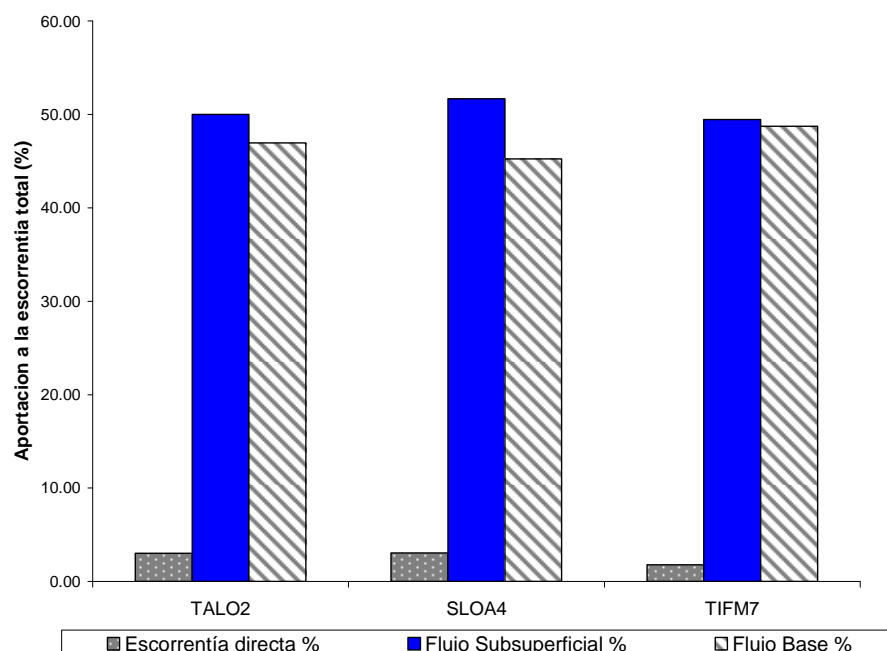


Figura 4.21. Balance hídrico porcentual en TALO2, SLOA4 y TIFM.

Tabla 4.18. Estadísticos obtenidos de la simulación en TALO2, SLOA4 y TIFM7, en el periodo de validación espacio-temporal, con factores correctores obtenidos en la calibración.

| ESTADÍSTICOS | TALO2 | SLOA4 | TIFM7 |
|------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| Caudal máximo obs. (m3/s) | 840.89 | 925.36 | 896.33 |
| Caudal máximo sim (m3/s) | 1318.76 | 1093.75 | 998.40 |
| Tiempo al pico observado (h) | 32842 | 11073 | 38599 |
| Tiempo al pico simulado (h) | 32645 | 11068 | 11073 |
| Error en tiempo al pico (%) | 0.600 | 0.05 | 71.313 |
| Volumen observado (Hm3) | 4687.51 | 2920.38 | 3404.03 |
| Volumen simulado (Hm3) | 4236.74 | 2643.29 | 3747.46 |
| Error en volumen (%) | 9.62 | 9.49 | -10.09 |
| Área acumulada (km2) | 2412.67 | 1451.73 | 2229.44 |
| RMSE | 42.31 | 23.05 | 25.18 |
| NSE(Nash-S) | 0.62 | 0.74 | 0.50 |

El resumen de los estadísticos obtenidos en la validación se presentan en la Tabla 4.19. Y en la Figura 4.22 los valores del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (*NSE*) de *ELDO2*, *SLOA4*, *TIFM7* y *TALO2*.

Tabla 4.19. Estadísticos obtenidos en la validación de los FCs calibrados.

| ESTADÍSTICOS | <i>ELDO2</i> | <i>SLOA4</i> | <i>TIFM7</i> | <i>TALO2</i> |
|-----------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Área acumulada (km ²) | 803.52 | 1451.73 | 2229.44 | 2412.67 |
| Error en volumen (%) | 11.56 | 9.49 | -10.09 | 9.62 |
| <i>NSE(Nash-S)</i> | 0.75 | 0.74 | 0.50 | 0.62 |

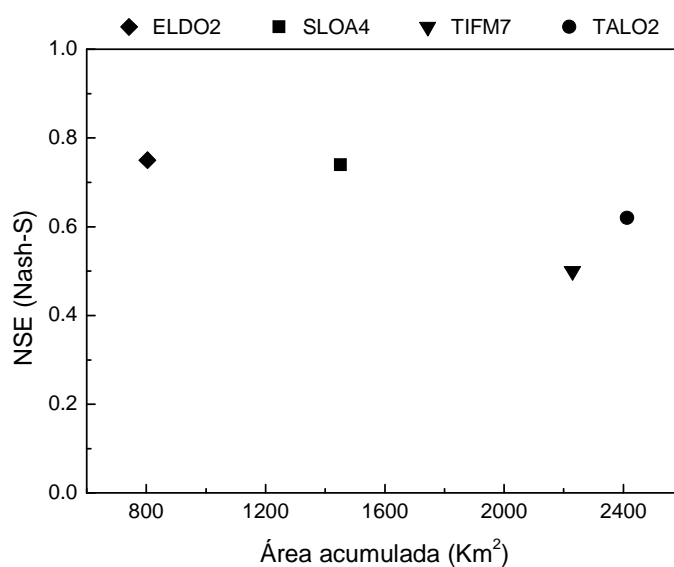


Figura 4.22. Valores del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (*NSE*) de *ELDO2*, *SLOA4*, *TIFM7* y *TALO2* en el periodo de validación.

CAPITULO V COMPARACIÓN CON OTROS MODELOS

5.1. Modelos participantes en el DMIP2.

Se seleccionaron aleatoriamente algunos de los modelos participantes del DMIP2 para la comparación con el modelo TETIS. Una resumida descripción de las características generales de los modelos se presentan en la Tabla 5.1, 5.2 y 5.3 (Reed, Koren et al., 2004). En el presente capítulo se muestra una breve reseña de cada uno de los modelos seleccionados.

Tabla 5.1. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 (Reed, Koren et al., 2004).

| <i>Participante</i> | <i>Modelo</i> | <i>Referencia Primaria</i> | <i>Aplicación Primaria</i> | <i>Unidad espacial de la precipitación - cálculos escorrentía//Precipitación-escorrentía - modelo de flujo vertical//Método de propagación del flujo en el cauce</i> |
|--|---------------|---|----------------------------|--|
| Office of Hydrologic Development Modelo agregado | HL-RMS | Smith et al. (2003) and Anderson (2003) | Predicción de crecidas | //SAC-SMA// |

Tabla 5.2. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 (Reed, Koren et al., 2004).

| <i>Participante</i> | <i>Modelo</i> | <i>Referencia Primaria</i> | <i>Aplicación Primaria</i> | <i>Unidad espacial de la precipitación - cálculos escorrentía//Precipitación-escorrentía - modelo de flujo vertical//Método de propagación del flujo en el cauce</i> |
|---------------------------------------|---------------|--|--|--|
| Agricultural Research Service | SWAT | Neitsch et al. (2002) y Di Luzio y Arnold (2004) | Gestión de tierras agrícolas | Unidad de respuesta hidrológica (HRU) (6-7 km ²)/Balance en multi-capa de agua en el suelo//Muskingum |
| University of Waterloo, Ontario | WATFLOOD | Kouwen et al. (1993) | Predicción de crecidas | Celdas 1 Km//WATFLOOD//Rutas de almacenamiento lineales |
| Massachusetts Institute of Technology | tRIBS | Ivanov et al. (2004) | Predicción de crecidas, predicción de la humedad del suelo, estabilidad de laderas | TIN (~0.02 Km ²)/Simulación continua del perfil de humedad del suelo con impulsada topográfica, laterales e interacción elemento a elemento//Onda cinemática |
| Utah State University | TOPNET | Bandaragoda et al. (2004) | Predicción de crecidas | Sub-cuencas (~90 Km ²)/TOPMODEL//Onda cinemática |

Tabla 5.3. Descripción de las características generales de los modelos participantes en DMIP2 (Reed, Koren et al., 2004).

| <i>Participante</i> | <i>Modelo</i> | <i>Referencia Primaria</i> | <i>Aplicación Primaria</i> | <i>Unidad espacial de la precipitación - cálculos escorrentía//Precipitación-escorrentía - modelo de flujo vertical//Método de propagación del flujo en el cauce</i> |
|--|---------------|------------------------------|----------------------------|--|
| Hidrologic Research Center | HRCDHM | Carpenter y Georkakos (2003) | Predicción de crecidas | Sub -cuencas (59 - 85 Km2)//SAC-SMA//Onda cinemática |
| Office of Hydrologic Development | HL-RMS | Koren et al. (2004, 2003) | Predicción de crecidas | 16 km2 tamaño de celda//SAC-SMA//Onda cinemática |
| GIHH/IIAMA de la Universidad Politécnica de Valencia | TETIS | Francés et al. (2007) | Predicción de crecidas | Unidad de respuesta hidrológica (HRU) (Tamaño de la ladera) // TETIS / /Onda cinemática |

5.1.1. HL-RMS

Como indica el Manual de Usuario del HL-RMS, la primera versión del *Hydrology Lab's Research Modeling System (HLRMS)*, fue fomentado como una iniciativa del DMIP, combina en un modelo características agregadas y distribuidos. Aunque el sistema tiene una estructura basada en la red, se puede ejecutar en los modos de agregado o semi-distribuido. El objetivo principal de la HLRMS fue generar un sistema flexible que puede incorporar fácilmente diferentes parametrizaciones de lluvia-escorrentía y los procesos de la producción de la escorrentía. Todas las

parametrizaciones deben ser identificables sobre la base de los SIG y los datos.(webmaster)

El *HL-RMS (Hydrology Lab's Research Modeling System)*, fue desarrollado por *US National Weather Service*, es un modelo para la predicción de crecidas, la unidad espacial de la precipitación, para el cálculo de la escorrentía es de una cuadrícula de 16 Km² aproximadamente. Para el cálculo de los componentes del balance hídrico (precipitación-escorrentía y modelo de flujo vertical) el *HL-RMS* utiliza el *Sacramento Soil Moisture Accounting Model (SAC-SMA)*, y emplea el modelo de onda cinemática para la propagación de flujo en el cauce (Smith, Laurine et al., 2003).

Básicamente, el SAC-SMA es un modelo de dos capas conceptual de una columna de suelo, con varias modificaciones para tener en cuenta la variabilidad espacial de ciertos procesos. Seis tipos de escorrentía se pueden generar para formar un hidrograma de escorrentía total(Smith, Laurine et al., 2003). Para para una descripción más completa y aplicaciones del modelo SAC-SMA, consultar (Burnash, Ferral et al., 1973; Burnash, 1995; Finnerty, Smith et al., 1997). Una representación esquemática del SAC-SMA se muestra en la Figura 5.1

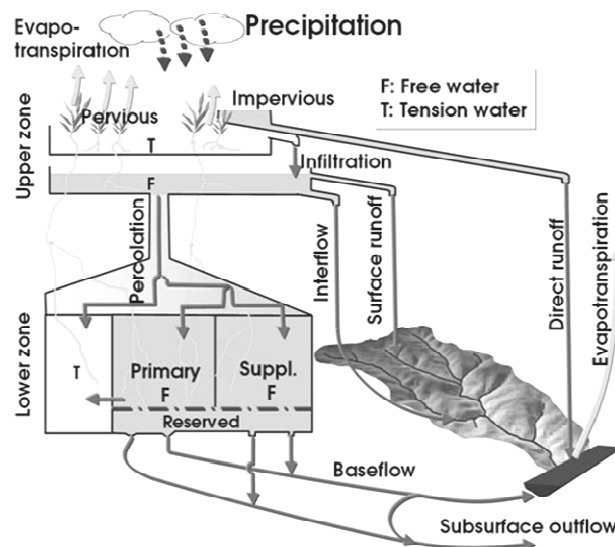


Figura 5.1. Representación esquemática del SAC-SMA.(California, 2004)

5.1.2. SWAT

Pisani, 2008. Jeff Arnold desarrolló el modelo hidrológico SWAT (Soil and Water sssessment Tool (Neitsch, Arnold et al., 2002)) para el Departamento de Agricultura y el Servicio de Investigaciones Agrícolas de los EEUU. Es un modelo de base física desarrollado para servir de herramienta en estudios de impactos del clima y la gestión de los recursos hídricos. Contempla la posibilidad de dividir una cuenca en subcuencas, y éstas a su vez en Unidades de Respuesta Hidrológicas (URH), que son zonas de parámetros constantes. Como principio de cálculo considera la conservación de la masa (balance de agua, sedimentos y contaminantes) y trabaja a escala diaria. Se han desarrollado interfaces de acoplamiento de SWAT a ArcGIS (ESRI, 2006) y a GRASS (Lennert, 2003) para manejar de forma más eficiente y rápida variables distribuidas en el espacio (Srinivasan and Arnold, 1994; Di Luzio, Srinivasan et al., 2002). La Figura 5.2 muestra un esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView. El preprocesamiento de los datos que usa el módulo de cálculo se hace en la interfaz de acoplamiento.

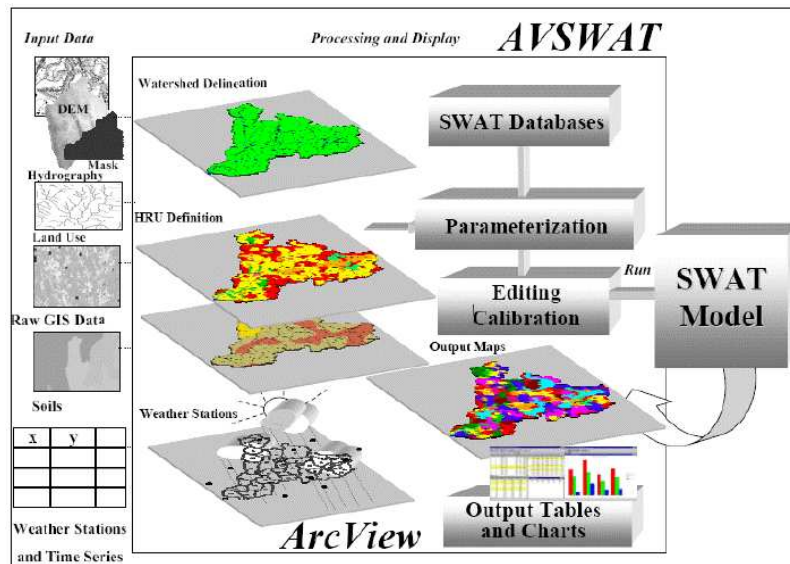


Figura 5.2. Esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView (adaptada de Di Luzio et al., 2002).

La variabilidad espacial de los parámetros (parámetros distribuidos) dentro de una subcuenca se puede tener en cuenta definiendo varias URH. Una URH es una porción de la subcuenca en la que el tipo, uso y manejo del suelo es similar. Las URH simplifican el proceso de cálculo ya que se consideran unidades homogéneas. Cuando la interacción entre las URH es importante conviene tratarlas como subcuencas (Neitsch, Arnold et al., 2002; Di Luzio and Arnoldb, 2004).

En cada URH se consideran 4 volúmenes de almacenamiento: la nieve, el agua retenida en el suelo (entre 0 y 2 m de profundidad), el acuífero somero (2-20 m), y el acuífero profundo (>20 m). SWAT considera la precipitación nival, la escorrentía superficial, la evapotranspiración, la recarga a los acuíferos, el flujo subsuperficial o hipodérmico y el flujo de descarga subterránea. Si la temperatura media diaria es inferior a 0° C se supone que la precipitación cae en forma de nieve.

El modelo permite calcular el tránsito de la escorrentía superficial y el transporte de sedimentos y contaminantes a través de canales, estanques y reservorios hasta la salida de la cuenca. Para esto considera los totales de escorrentía, sedimentos, nutrientes y contaminantes de cada subcuenca (no se tiene en cuenta la variabilidad dentro de las subcuencas). La distribución de la precipitación entre la escorrentía superficial y la infiltración se obtiene mediante el método del Número de Curva (CN, por sus siglas en inglés) del NRCS de EEUU (anteriormente conocido como Soil Conservation Service). El reparto de la nieve fundida entre escorrentía e infiltración se trata de la misma forma que la precipitación con el método del CN. También es posible usar el método de Green-Ampt para estimar la escorrentía superficial si hay datos de precipitación para intervalos de tiempo menores de un día (Neitsch, Arnold et al., 2002; Di Luzio and Arnoldb, 2004).

5.1.3. HRCDHM

El HRCDHM (Hydrologic Research Center Distributed Hydrologic Model) fue desarrollado por el Hydrology Research Center, de San Diego (USA). Es un modelo para la predicción de crecidas, con parámetros y datos de entrada distribuidos espacialmente. Las unidades que componen los elementos espaciales modelo son subcuencas (irregulares), en lugar de mallas regulares o TINs. Los procesos hidrológicos de infiltración / percolación, evapotranspiración, flujo superficial y subsuperficial (incluye salida a las aguas subterráneas) toman como modelo a lo largo de la dirección vertical sobre una base de cuenca de manera similar a la del SAC-SMA (Georgakakos, 1986), emplea el modelo de onda cinemática para la propagación de flujo en el cauce, a través de la red de subcuencas hasta la salida de la cuenca, proporcionando la capacidad para la simulación del flujo espacialmente distribuida. La unidad espacial de cálculo y sus propiedades físicas se derivan del procesamiento del modelo digital del terreno (MDT) y los datos de segmentos del cauce, mediante SIG, para obtener los valores de los parámetros del modelo espacialmente distribuidos (Carpenter and Georgakakos, 2004a; Carpenter and Georgakakos, 2004b). Otros procesos hidrológicos, tales como la acumulación de nieve y la ablación, se incluyen en HRCDHM pero no se entra en detalle en la presente descripción, para mayor información consultar Carpenter, et al. (2001).

5.1.4. TOPNET

El modelo TopNet (Bandaragoda, Tarboton et al., 2004; Clark, Rupp et al., 2008) es un modelo distribuido, de base física, desarrollado por el National Institute of Water and Atmospheric Research (NIWA) de Nueva Zelanda. De acuerdo a Bandaragoda et al. (2004)(Bandaragoda, Tarboton et al., 2004), los dos pilares conceptuales del modelo TopNet son: (i) simulación del balance hidrológico en cada subcuenca de la

cuenca hidrográfica en estudio, y (ii) rastreo de caudales desde cada subcuenca hasta el punto de salida.

TopNET fue desarrollado mediante la combinación de TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979.; Beven, Lamb et al., 1995), que es el más adecuado para pequeñas cuencas hidrográficas, con el algoritmo de onda cinemática para la propagación del flujo en el cauce (Goring, 1994), a fin de contar con un sistema de modelado que se puede aplicar sobre las cuencas hidrográficas de gran tamaño, utilizando pequeñas subcuencas como elementos del modelo dentro de la cuenca.

Beven et al. (1995) indican que "TOPMODEL no es un paquete de modelado hidrológico. Es más bien un conjunto de herramientas conceptuales que se pueden utilizar para reproducir el comportamiento hidrológico de las cuencas de forma distribuida o semi-distribuido, en particular, la dinámica de las áreas superficiales o del subsuelo que aportan".

La unidad elemental de modelación en TopNet es la subcuenca. En cada una, existen cinco variables de estado que representan el almacenamiento del agua: el almacenamiento en el follaje; el almacenamiento en el manto de nieve; almacenamiento en la zona de raíces del suelo; almacenamiento en el acuífero y el almacenamiento superficial (Beven, Lamb et al., 1995).

En la Figura 5.3 se presenta un esquema conceptual de los procesos hidrológicos simulados por TopNet. Dicho esquema permite visualizar las cinco variables de estado del modelo, así como las variables de flujo y la forma en que interactúan entre sí. Por último, en la figura mencionada se han identificado 3 zonas de acuerdo a la ubicación del nivel freático con respecto a la zona de raíces del suelo: saturada, influenciada y no influenciada (Bandaragoda, Tarboton et al., 2004).

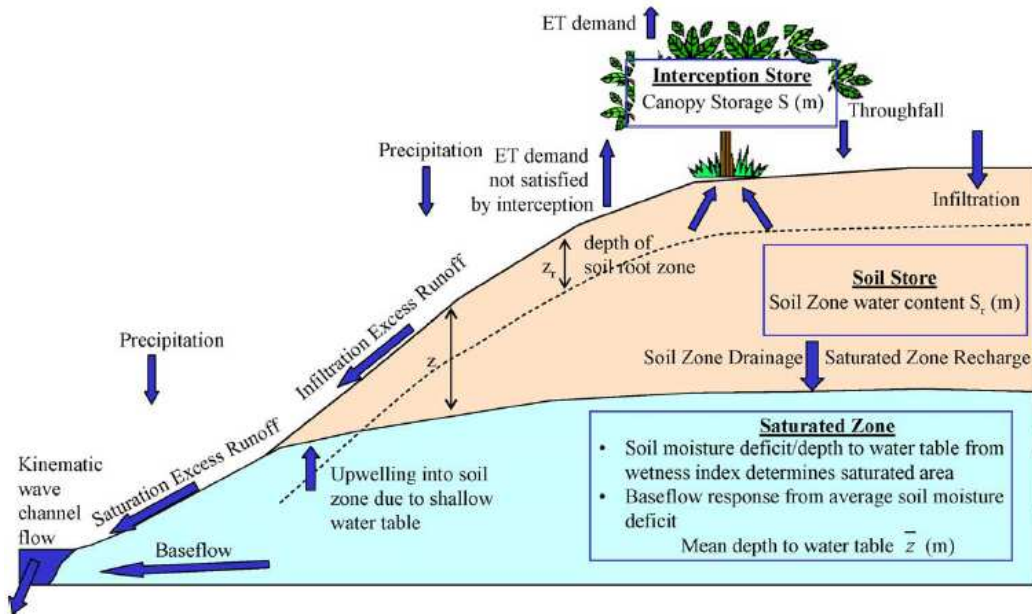


Figura 5.3. Esquema de los procesos físicos representados por el modelado TopNET (Bandaragoda, Tarboton et al., 2004).

5.1.5. WATFLOOD

El WATFLOOD fue desarrollado por Nicholas Kouwen, PhD., F.ASCE. Department of Civil & Environmental Engineering. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada. Es un modelo de predicción de crecidas para cuencas hidrográficas, que contempla tiempos de respuesta que van desde una hora hasta varias semanas. Un modelo de simulación continua puede ser llevado a cabo por el encadenamiento de hasta 36 eventos. El WATFLOOD es un sistema hidrológico de gestión de base de datos, que fue diseñado para incorporar el concepto de unidades de respuesta agrupados "GRU" (Grouped Response Units). El sistema tiene énfasis en el uso óptimo de los datos obtenidos por teledetección, datos de precipitación derivados de Radar, el uso LANDSAT o SPOT de la tierra y / o los datos de cobertura del suelo, aunque puede ser utilizado con los sistemas convencionales de datos meteorológicos e hidrométricos (Kouwen, 1988; Kouwen, 1993).

El GRU es una técnica que está diseñado para mejorar la eficiencia computacional para el modelado de las cuencas hidrográficas de gran tamaño. En el método de GRU, todas las áreas con vegetación similar (no necesariamente contiguos) dentro de una cuenca o sub-elemento se agrupan como una unidad de respuesta. El GRU es la unidad básica de cálculo en el modelo. Un elemento tiene un GRU para cada tipo de cobertura vegetal o uso del suelo, hidrológicamente significativo. La respuesta hidrológica de todos los GRUs en un elemento se suman para dar su respuesta total (Kouwen, 1988).

El tamaño de cada GRU (o área de cada tipo de cobertura de uso del suelo) en cada elemento se determina a partir de imágenes LANDSAT o NOAA. Cada píxel de la imagen está georreferenciada y clasificados en uno de los grupos de respuesta hidrológica pertinentes, por ejemplo: bosque denso, las cosechas, las tierras áridas, las zonas urbanas, humedales y glaciares. Tiene la capacidad de combinar una GRU y una cuadrícula o celda (< 1 Km). El WATFLOOD se ha usado con cuadrícula de tamaños de 1 a 25 km y a nivel de cuencas desde 15 a 1.700.000 km² (Kouwen, 1993).

Las características hidrológicas están compuestas por: cuatro zonas diferenciadas: una zona superficial, zona superior (saturadas, variando con la profundidad) (UZS), zona no saturada (que depende de la humedad del suelo - no forman parte del balance de agua) y una zona saturada inferior (LZS). Utiliza un modelo de flujo vertical hortoniano y el un método de propagación de flujo en cauce se basa en rutas de almacenamiento lineal (Kouwen, 1988). La Figura 5.4 muestran la unidad de respuesta agrupada (GRU) y el concepto de propagación de flujo en cauce (Donald, 1992), y la Figura 5.5 el esquema de los procesos físicos representados en el modelo hidrológico.

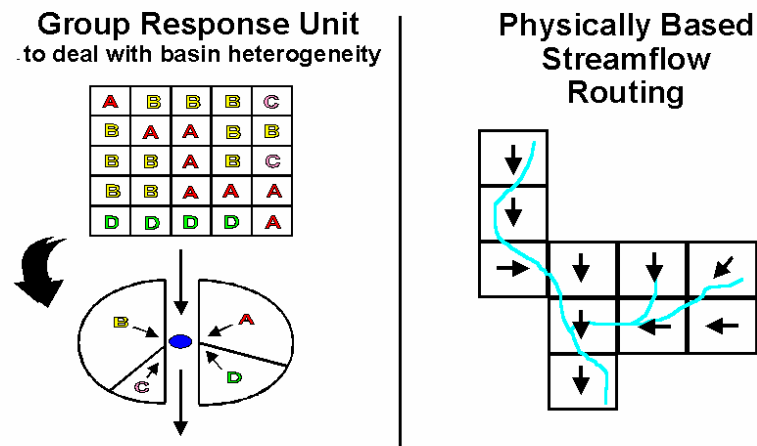


Figura 5.4. Unidad de respuesta agrupada (GRU) y el concepto de propagación de flujo en cauce. (Donald, 1992)

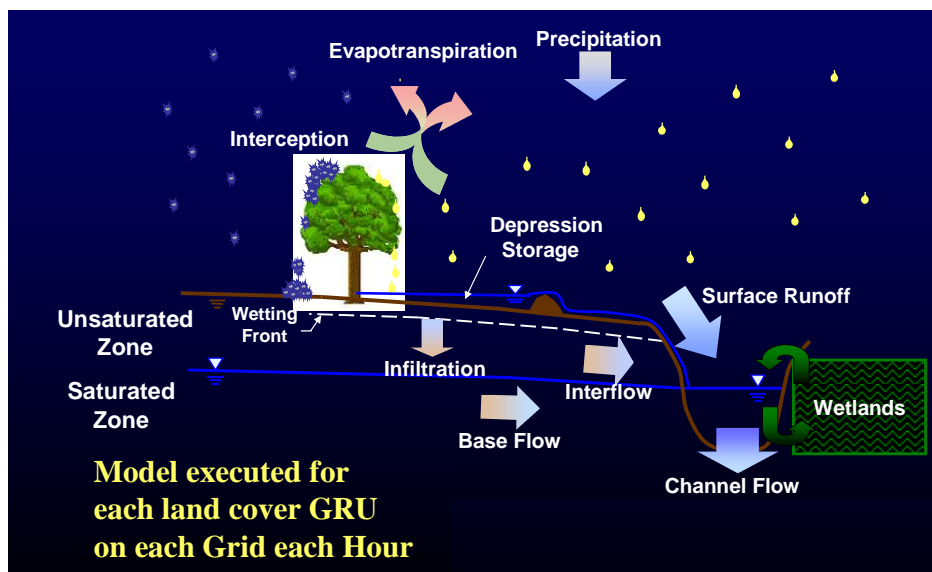


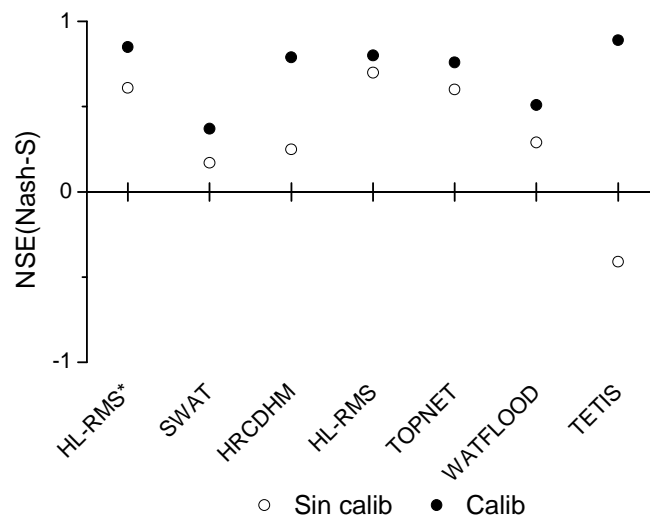
Figura 5.5. Esquema de los procesos físicos representados en el modelo hidrológico. (Kouwen, 2004)

5.2. Resultados de la comparación de modelos

Se compararon los resultados obtenidos con el modelo TETIS, con modelos participantes en DMIP (Reed, Koren et al., 2004). Las tablas 5.4 y 5.5 y Figuras 5.6 y 5.7, muestran los valores de índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (1970), obtenidos por los modelos participantes en el punto de calibración (ELDO2) para el periodo de calibración (Octubre 2001 a Septiembre 2002) [Figura 4.2], y en los puntos de aforo de validación (ELDO2, TALO2 y TIFM7) para el periodo de validación (Octubre 1996 a Septiembre 2001) [Figura 4.11].

Tabla 5.4. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, sin calibrar los modelos y con calibración, en el periodo de calibración.

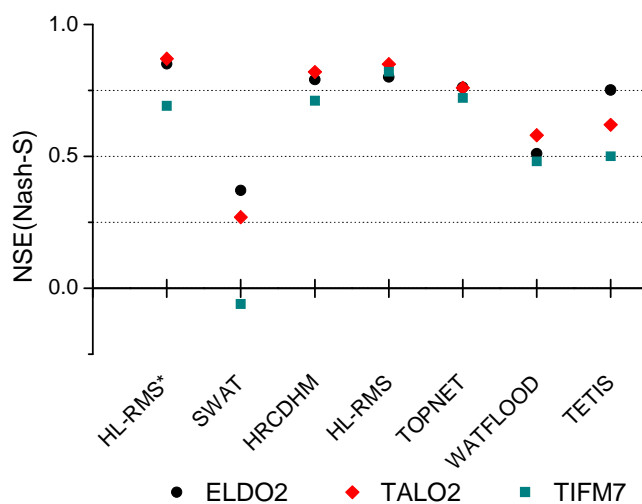
| MODELOS | Agregado | | | Distribuidos | | | |
|--------------|----------|------|--------|--------------|--------|----------|-------|
| | HL-RMS* | SWAT | HRCDHM | HL-RMS | TOPNET | WATFLOOD | TETIS |
| Sin Calibrar | 0.61 | 0.17 | 0.25 | 0.70 | 0.60 | 0.29 | -0.41 |
| Calibrado | 0.85 | 0.37 | 0.79 | 0.80 | 0.76 | 0.51 | 0.89 |



Figuras 5.6. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, sin calibrar los modelos y con calibración, en el periodo de calibración.

Tabla 5.5. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, TALO2 y TIFM7, en el periodo de validación.

| MODELOS | Agregado | | | Distribuidos | | | |
|---------|----------|-------|--------|--------------|--------|----------|-------|
| | HL-RMS* | SWAT | HRCDHM | HL-RMS | TOPNET | WATFLOOD | TETIS |
| ELDO2 | 0.85 | 0.37 | 0.79 | 0.80 | 0.76 | 0.51 | 0.75 |
| TALO2 | 0.87 | 0.27 | 0.82 | 0.85 | 0.76 | 0.58 | 0.62 |
| TIFM7 | 0.69 | -0.06 | 0.71 | 0.82 | 0.72 | 0.48 | 0.50 |



Figuras 5.7. Índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de los modelos participantes en DMIP en ELDO2, TALO2 y TIFM7, en el periodo de validación.

CAPITULO VI CONCLUSIONES

6.1. Conclusiones.

El presente Trabajo Fin de Master, hace referencia a la modelación hidrológica con TETIS dentro del Proyecto de comparación de modelos distribuidos (DMIP2), en los casos de estudio propuestos por la *NOAA/NWS*. Proyecto que surge, por la necesidad de conseguir una forma de predecir las crecidas para incorporarlo dentro de la gestión de los ríos en EEUU. Concretando para ello, una herramienta adecuada como puede ser la modelación hidrológica distribuida. Sin embargo, los métodos distribuidos no han sido ampliamente acogidos en la práctica de la Hidrología, por lo que plantearon, evaluar la fiabilidad, las diferencias, problemas y metodologías de la modelación distribuida. Disponiendo de los datos con un alto detalle y gran resolución, con la participación de la comunidad académica, agencias federales e instituciones internacionales que cuentan con un modelo.

Es sabido que los resultados obtenidos por los modelos distribuidos son superiores a los derivados por modelos hidrológicos agregados. Esto es debido principalmente, a que los modelos distribuidos consideran la variabilidad espacio temporal de la información, permitiendo conocer el estado del sistema en cada punto de la cuenca y el caudal en cada uno de los distintos elementos de la red de drenaje.

Presentados los resultados obtenidos con el modelo TETIS dentro del Proyecto de comparación de modelos distribuidos (DMIP2), hay que destacar las siguientes conclusiones.

La implementación y desempeño del modelo TETIS para la modelación en las cuencas de Oklahoma es satisfactorio. El conjunto de factores correctores óptimos

derivados de la calibración automática, mediante el medidor de bondad de ajuste empleado como función objetivo, coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe, resultó excelente según la literatura, ya que en la misma se considera excelente un valor superior a 0.8.

Los valores estadísticos obtenidos en las simulaciones con factores correctores estimados inicialmente nos indican, que estos no son completamente adecuados, sugiriendo su respectiva calibración en cuencas donde sus condiciones varían significativamente a las experimentadas anteriormente con el modelo TETIS.

Considerando el periodo de calibración, la correlación entre las series de datos en la simulación con calibración mejoran significativamente frente a sin calibración. Esta última presenta una sobreestimación en la mayoría de los casos de los valores de caudales obtenidos.

En la validación temporal, se observa que el modelo TETIS reproduce casi todos los eventos presentes en el periodo simulado, presentando una adecuada distribución temporal de los caudales picos. Sin embargo, al comparar los caudales máximos observados frente a los caudales máximos simulados, el modelo presenta tendencia a subestimar los caudales picos, por otro lado, la diferencia entre los tiempos al pico tienden a la coincidencia. La recesión de los eventos, así como el caudal base simulado concuerdan en la mayor parte de los eventos representados, no obstante al presentarse un segundo evento de menor magnitud tras un evento significativo, el modelo TETIS no es capaz de representar este segundo pico. Esto puede justificarse debido a que los factores correctores que rigen estos parámetros no serian los adecuados para series temporales de gran longitud o se subestima la capacidad máxima del tanque estático. Los resultados obtenidos con base en la escala del índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (0,75), son excelentes, según la literatura.

Debido a la calibración en la cuenca de menor tamaño, los estadísticos obtenidos en la validación espacio temporal del modelo, indican que existe una tendencia a

disminuir el coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe, al aumento del área de la cuenca. En particular en TIFM7 se observa una disminución significativa del coeficiente de Nash y Sutcliffe, pudiendo ser la razón el encontrarse a mayor distancia de la cuenca calibrada, entendiéndose que presenta una mayor variabilidad en sus condiciones propias de respuesta, las cuales no son propiamente reproducidas con los factores correctores obtenidos en ELDO2. TIFM7 con un error en volumen de -10,09%, indica una sobreestimación de los valores de caudales observados, lo que corrobora lo comentado anteriormente.

En la validación, según la literatura se consideran aceptables un índice de Nash superior a 0,5, y excelente las validaciones por encima de 0,7. En cuencas de área < de 2.000 Km², los índices de Nash son excelentes y en cuencas de área > 2.000 Km² los índices de Nash son aceptables, lo que demuestra el rendimiento satisfactorio del modelo.

En los balances hídricos de las cuencas modeladas, se observó una gran similitud en el comportamiento de las mismas, resultando la mayor aportación a la escorrentía total, el flujo subsuperficial, seguido por la aportación del flujo base y finalmente el aporte de la escorrentía directa.

La comparación entre los modelos participantes en DMIP2, indican que en la calibración el resultado más favorable es el obtenido por el modelo TETIS, seguido por el modelo agregado HL-RMS*, no obstante, el modelo TETIS en la simulación previa a la calibración demuestra el resultado más deficiente, debido a la estimación de dichos factores basados en experiencias en cuencas de comportamiento no semejante.

En la validación los resultados no son los más favorables, sin embargo, son considerados hidrológicamente aceptables. Los resultados tanto en calibración como validación son comparables a los de los mejores modelos. Es importante tener en

cuenta la presencia de datos faltantes en las series de caudales horaria, siendo un factor influyente en los resultados obtenidos por el modelo TETIS.

6.1. Futuras líneas de investigación.

En este Trabajo Fin de Master se ha planteado un modelo hidrológico distribuido que ofrece una perspectiva para afrontar el estudio hidrológico de eventos en cuencas a partir de sus propiedades físicas y geomorfológicas. Con los buenos resultados obtenidos y la potencialidad de recursos ofrecidos, resulta inmediata la propuesta de nuevas líneas de investigación complementarias. Entre ellas se pueden destacar las siguientes:

- De especial interés resulta contrastar el modelo estudiado con eventos de mayor magnitud, en cuencas de distintos tamaños a las actualmente disponibles y en otras localizaciones.
- Evaluar la posibilidad de integrar en el modelo herramientas que permitan incorporar directamente información proveniente de técnicas de fotointerpretación y teledetección de imágenes obtenidas mediante sensores remotos, para suministrar la información requerida por el modelo.
- La segunda fase del Proyecto de comparación de modelos (DMIP2), la cual se encuentra actualmente activa, proporciona una gran oportunidad al mundo de la investigación científica, para la mejora de los modelos distribuidos en la preedición de crecidas, mediante la comprensión y entendimiento de las causas, comportamiento y efectos, de los procesos hidrológicos más relevantes de la naturaleza. Por ello, se continúa la investigación en el DMIP2, incorporando cuencas complejas de alta montaña (cuencas de los ríos American en California y Carson en Nevada).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, C. (2006). "Efectos De Escala En Procesos Hidrológicos. Aplicación A La Cuenca Del Río Guadalfeo (Granada)". Cordoba, Universidad de Cordoba: 110.
- Andersen, J., J. C. Refsgaard, et al. (2001). "Distributed hydrological modelling of the Senegal river basin - model construction and validation." *Journal of Hydrology* 247: 200-214.
- Bandaragoda, C., D. Tarboton, et al. (2004). "Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project." *Journal of Hydrology* 298: 178-201.
- Beven, K. (2000). "Parameter Estimation and Predictive Uncertainty.". *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer.*, John Wiley & Sons Ltd. Chichester. U.K.
- Beven, K., R. Lamb, et al. (1995). "Topmodel". *Computer Models of Watershed Hydrology*. V. P. Singh. Highlands Ranch, CO, Water Resources Publications. 18: 627 – 668.
- Beven, K. J., P. Carling, et al. (1989). "Floods : hydrological, sedimentological, and geomorphological implications". Chichester England ; New York, J. Wiley.
- Beven, K. J. and M. J. Kirkby (1979.). "A physically based variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrological Sciences Bulletin* 24: 43 – 69.
- Boyle, D. P., H. V. Gupta, et al. (2000). "Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strenghts of manual and automatic calibration. ." *Water Resources Research* 36(12): 3663 - 3674.
- Brazil, L. and W. Krajewski (1987). "Optimization of Complex Hydrologic Models Using Random Search Methods.". Conference on Engineering Hydrology, Hydraulics Division. Williamsburg.

- Burnash, R. J. C. (1995). "Chapter 10, The NWS River Forecast System - Catchment Model". *Computer Models of Watershed Hydrology*. V. P. Singh, Water Resources Publications.
- Burnash, R. J. C., R. L. Ferral, et al. (1973). "A generalized streamflow simulation system - Conceptual modeling for digital computers". Technical Report, Joint Federal and State River Forecast Center. Sacramento, California., U.S. National Weather Service and California Department of Water Resources: 204.
- California, e. f. H. a. R. S. U. o. (2004). "http://chrs.web.uci.edu/research/hydrologic_predictions/activities07.html."
- Carpenter, T. M. and K. P. Georgakakos (2004a). "Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model." *Journal of Hydrology* 298: 202 - 221.
- Carpenter, T. M. and K. P. Georgakakos (2004b). "Continuous streamflow simulation with the HRCDHM distributed hydrologic model." *Journal of Hydrology* 298: 61 - 79.
- Carpenter, T. M., K. P. Georgakakos, et al. (2001). "On the parametric and NEXRAD-radar sensitivities of a distributed hydrologic model suitable for operational use. ." *Journal of Hydrology* 253: 169 - 193.
- Chapman, T. (1970). "Optimization of a rainfall-runoff model for an arid zone catchment. ." *UNESCO Publ.* 96: 126 - 143.
- Chow, V. T., D. R. Maidment, et al. (1994). "Hidrología Aplicada". Sta. Fe de Bogotá, Colombia., McGraw-Hill.
- Clark, M. P., D. E. Rupp, et al. (2008). "Hydrological data assimilation with the ensemble Kalman filter: Use of streamflow observations to update states in a distributed hydrological model." *Advances in Water Resources* 31: 1309-1324.
- Dawdy, D. R. and T. O'Donnell (1965). "Mathematical models of catchment behavior. ." *Journal Hydraul. Div., Amer. Soc. Civ. Eng.* 91: 113 - 137.
- Di Luzio, M. and J. Arnoldb (2004). "Formulation of a hybrid calibration approach for a physically based distributed model with NEXRAD data input." *Journal of Hydrology* 298: 136 - 154.

- Di Luzio, M., R. Srinivasan, et al. (2002). "Arcview Interface For Swat2000. User's Guide". Texas, Soil And Water Research Laboratory, USDA Agricultural Research Service.
- DIHMA-UPV (2001). "PROYECTO I+D: Un modelo de predicción de crecidas para el S.A.I.H. de la Confederación Hidrográfica del Tajo.". Valencia, Universidad Politécnica de Valencia.
- DIHMA-UPV (2004). "PROYECTO I+D+I: Implementación del modelo distribuido de simulación hidrológica Tetis v. 6 en la cuenca del Barranco de Torrent (Valencia)". Valencia, Universidad Politécnica de Valencia.
- DIHMA-UPV (2008). "Estudio, análisis y evaluación del esquema actual de saneamiento de la cuenca baja del sistema fluvial Saja-Besaya y desarrollo conceptual de una nueva alternativa. Anejo 3: Modelación Hidrológica de la Cuenca Saja – Besaya (Cantabria) con el modelo Tetis V.7.2.". Oviedo, Universidad Politécnica de Valencia con convenio con la Confederación Hidrográfica del Norte.
- Donald, J. R. (1992). "Snowcover depletion curves and satellite snowcover estimates for snowmelt runoff modelling". Waterloo, ON, Canada, University of Waterloo, ON, Canada. Doctorado: 232
- Duan, Q., S. Sorooshian, et al. (1992). " Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models " *Water Resources Research* 28(4): 1015 - 1031.
- Duan, Q., S. Sorooshian, et al. (1994). "Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. ." *Journal of Hydrology* 158: 265 - 284.
- Eckhardt, K. and J. G. Arnold (2001). "Automatic calibration of a distributed catchment model. ." *Journal of Hydrology* 251: 103 - 109.
- Eckhardt, K., S. Haverkamp, et al. (2002). "SWAT-G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments." *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 641 - 644.

- Eidenshink, J. C. and J. L. Faundeen (1994). "The 1-km AVHRR global land data set: first stages in implementation." *International Journal of Remote Sensing* 15: 3443 – 3462.
- ESRI (2006). "ArcGIS 9: Using ArcGIS Desktop". Redlands, CA, ESRI Press.
- Farnsworth, R. K. and E. S. Thompson (1982). "Mean Monthly, Seasonal, and Annual Pan Evaporation for the United States". NOAA Technical Report NWS Washington, D.C., NOAA: 82.
- Farnsworth, R. K., E. S. Thompson, et al. (1982). "Evaporation Atlas for the Contiguous 48 United States". NOAA Technical Report NWS. Washington, D.C.
- Finnerty, B. D., M. B. Smith, et al. (1997). "Space-Time Scale Sensitivity of the Sacramento Model to Radar-Gage Precipitation Inputs." *Journal of Hydrology* 203: 21 - 38.
- Francés, F., V. J. J., et al. (2002). "Distributed modelling of large basins for a real time flood forecasting system in Spain.". Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference. Las Vegas, USA.
- Francés, F. and C. Múnera (2008). "Modelación hidrológica distribuida de la cuenca de los ríos saja-besaya con el modelo tetis v.7.2, para estimación probabilística de avenidas en los períodos de estiaje.". XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Cartagena de Indias, Colombia.
- Francés, F., J. I. Vélez, et al. (2007). "Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. ." *Journal of Hydrology* 332: 226 - 240.
- Gan, T. Y. and G. F. Biftu (1996). "Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure." *Water Resources Research* 32(12): 3513 - 3524.
- Gan, T. Y. and S. J. Burges (1990). "An assessment of a conceptual rainfall-runoff model's ability to represent the dynamics of small hypothetical catchments 1. Models, model properties, and experimental design." *Water Resources Research* 26(7): 1595 - 1604.

- Georgakakos, K. P. (1986). "A generalized stochastic hydrometeorological model for flood and flash-flood forecasting: 1. Formulation." *Water Resources Research* 22(13): 2083 – 2095.
- Goring, D. G. (1994). "Kinematic shocks and monoclinal waves in the Waimakariri, a steep, braided, gravel-bed river". International Symposium on Waves: Physical and Numerical Modelling, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Guo, J., X. Liang, et al. (2004). "Impact of different precipitation data sources on water budget simulated by the VIC-3L hydrologically-based land surface model. ." *Journal of Hydrology* 298(1–4): 311 – 344.
- Gupta, V. K. and S. Sorooshian (1985). "The Automatic Calibration of Conceptual Catchment Models Using Derivative-Based Optimization Algorithms." *Water Resources Research* 21: 473 – 485.
- Hendrickson, J. D., S. Sorooshian, et al. (1988). "Comparison of Newton-Type and Direct Search Algorithms for Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models." *Water Resources Research* 24: 691 – 700.
- IIAMA-UPV (2009). "PROYECTO I+D+I: Calibración del modelo hidrológico distribuido TETIS v 7.3 para las cuencas "Rambla del Poyo" y "Río Albaida" de la Confederación Hidrográfica del Júcar.". Valencia, Universidad Politécnica de Valencia.
- Johnston, P. R. and D. H. Pilgrim (1976). "Parameter Optimization for Watershed Models." *Water Resources Research* 12: 477 – 486.
- Jones, L. E. (1971). "Linearizing weigh factors for least squares fitting." *Journal of the Hydraulics Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 97 (HY5): 665-675.
- Kavvas, M. L. (1989). "Real-time Intercomparison of Hydrological Models". New Directions for Surface Water Modeling, World Meteorological Organization: IAHS.
- Klemeš, V. (1988). "A hydrological perspective." *Journal of Hydrology* 100: 3 - 28.
- Koren, V., J. Schaake, et al. (1998). "Unpublished Report: PET Upgrades to NWSRFS, Project Plan".

- Kouwen, N. (1988). "WATFLOOD: A Micro-Computer based Flood Forecasting System based on Real-Time Weather Radar." *Canadian Water Resources Journal* 13: 62 - 77.
- Kouwen, N. (1993). "Grouped Response Units for Distributed Hydrologic Modeling." *Journal of Water Resources Planning and Management* 119(3): 289 - 305.
- Kouwen, N. (2004). "Modelling the Entire Great Lakes and the Ottawa River Watershed". ACTIF 2nd Workshop Quantification, reduction and dissemination of uncertainty in flood forecasting Delft, Países Bajos.
- Lennert, M. (2003). "Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Tutorial", Free Software Foundation.
- Leopold, L. B. and T. Maddock (1953). "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications." *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 252.
- Lidén, R. and J. Harlin (2000). "Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance in different climates. ." *Journal of Hydrology* 238: 231 - 247.
- Madsen, H. (2000). "Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives." *Journal of Hydrology* 235: 276 - 288.
- Meijerink, A. M. J., H. A. M. Brouwer, et al. (1994). "Introduction to the use of geographic information systems for practical hydrology". Enschede, The Netherlands.
- Mendoza, M., G. BOCCO, et al. (2002). "Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas.". Investigaciones Geográficas. Mexico, Instituto de Geografía, UNAM: 36 - 58.
- Meo, M., W. Focht, et al. (2002). "Negotiating science and values with stakeholders in the Illinois River basin." *Journal of the American Water Resources Association* 38 (2): 541 – 554.
- Miller, D. A. and R. A. White (1998). "A Conterminous United States Multilayer Soil Characteristics Dataset for Regional Climate and Hydrology Modeling." *Earth Interactions* 2: 1 - 26.

- Monro, J. C. (1971). "Direct Search Optimisation in Mathematical Modelling and a Watershed Model Application". Tech.Memo., NWS HYDRO. Silver Spring, MD, National Oceanic Atmospheric Administration, National Weather Service, U.S. Dept. of Commerce.
- Montoya, J. J. (2008). "Desarrollo de un modelo conceptual de producción, transporte y depósito de sedimentos". Departamento de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente. Valencia, Universidad Politécnica de Valencia. Doctorado.
- Morales, M. (2010). "Modelación matemática de la interacción entre la vegetación de ribera y el régimen hídrico del Río en condiciones semiáridas. ". Departamento de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente. Valencia, Universidad Politécnica de Valencia. Doctorado.
- Múnera, J. C. and F. Francés (2009). " Integración del modelo TETIS en el sistema de alarma temprana DELFT FEWS para predicción de avenidas en tiempo real en algunas cuencas de la C.H. del Júcar.". Jornadas de Ingeniería de Agua 2009. Madrid
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970). "River flow forecasting through conceptual models. I. A discussion of principles." *Journal of Hydrology* 10: 282 -290.
- Neitsch, S. L., J. G. Arnold, et al. (2002). "User's manual: Soil and Water Assessment Tool". Texas, Blackland Research & Extension Center. US Department of Agriculture (USDA), Agricultural Research Service.
- Orozco, I. (2010). "Evaluación del submodelo de fusión de nieve del Modelo TETIS en las cuencas de alta montaña del río American y Carson dentro del proyecto DMIP2. ". Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Valencia, Universidad Politécnica De Valencia. Master.
- Palacios V., O. L. (1986). "El uso de modelos en irrigación y áreas a fines." *Terra* 4: 41-49.
- Peterson, J. R. and J. M. Hamlett (1998). "Hydrologic Calibration Of The Swat Model In A Watershed Containing Fragipan Soils." *Journal of the American Water Resources Association* 34: 531 - 544.

- Pickup, G. (1977). "Testing of efficiencies of algorithms and strategies for automatic calibración of rainfall-runoff models." *Hydrogeol. Sci. Bull.* 22: 257 - 274.
- Pisani V, B. (2008). "Acoplamiento de Modelos Hidrológicos Semidistribuidos y Sistemas de Información Geográfica". Departamento de Tecnología de la Construcción. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Barcelona, Universidad de Cataluña. Doctorado.
- Ponce, V. M. (1989). "Engineering Hydrology. Principles and Practices", Prentice Hall.
- Puricelli, M. M. (2003). "Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica. ". Valencia, Universidad Politécnica de Valencia.
- Rabus, B., M. Eineder, et al. (2003). "The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57: 241 - 262.
- Reed, S., V. Koren, et al. (2004). "Overall distributed model intercomparison project results. The distributed model intercomparison project (DMIP). ." *Journal of Hydrology* 298: 27 - 60.
- Refsgaard, J. C. and J. Knudsen (1996). "Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models." *Water Resources Research* 32: 2189 – 2202.
- Ruiz, J. M. (1999). " Modelo distribuido para la evaluación de recursos hídricos (modelo SIMPA). ". Madrid, CEDEX, Ministerio de Fomento. Doctorado: 180.
- Saravia A., R. G. (2002). "Método Directo Para El Transito De Avenidas En Embalses". Departamento de Ingeniería Civil. Cochabamba - Bolivia, Universidad Privada Boliviana: 241.
- Saxton, K. E. (1993). "Soil water hydrology and chemical budgets with the enhanced SPAW model". Proc. Federal Interagency Workshop Hydrologic Modeling Demands for the 90's. Ft. Collins, CO.: 9.
- Saxton, K. E. and W. J. Rawls (2006). "Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. ." *Soil Science Society of America* 70: 1569 - 1578.

- Senarath, S., F. L. Ogden, et al. (2000). "On the calibration and verification of two-dimensional distributed, Hortonian, continuous watershed models." *Water Resources Research* 36(6): 1495-1510.
- Smith, M. B., K. P. Georgakakos, et al. (2004a). "The distributed model intercomparison project (DMIP). ." *Journal of Hydrology* 298: 1-3.
- Smith, M. B., V. Koren, et al. (2006). "The Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project Phase 2 (DMIP 2): Overview and Initial NWS Results". AGU Spring Meeting. Baltimore, Maryland.
- Smith, M. B., D. P. Laurine, et al. (2003). "Hydrologic model calibration in the National Weather Service (Water Science and Application)". *Calibration of Watershed Models*. Q. Duan, H. Gupta, S. Sorooshian, A. Rousseau and R. Turcotte, American Geophysical Union. 6: 133 – 152.
- Smith, M. B., D. Seo, et al. (2004b). "The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design." *Journal of Hydrology* 298: 4 - 26.
- Sorooshian, S. (1981). "Parameter estimation of rainfall-runoff models with heteroscedastic streamflow errors - The noninformative data case." *Journal of Hydrology* 52: 127 - 138.
- Sorooshian, S., Q. Duan, et al. (1993a). "Calibration of Rainfall-Runoff Models: Application of Global Optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model." *Water Resources Research* 29: 1185 – 1194.
- Sorooshian, S., V. K. Gupta, et al. (1983). "Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall-Runoff Models : Influence of Calibration Data Variability and Length on Model Credibility." *Water Resources Research* 19: 251 – 259.
- Srinivasan, R. and J. G. Arnold (1994). "Integration of a basin-scale water quality model with GIS." *Water Resources Bulletin* 30(3): 453-462.
- Tabios, G. Q. and J. D. Salas (1985). "A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. ." *Water Resources Research* 21 (3): 365 - 380.

- Thyer, M., G. Kuczera, et al. (1999). "Probabilistic optimization for conceptual rainfall-runoff models: A comparison of the Shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. ." *Water Resources Research* 35(3): 767 -773.
- Vélez, J. I. (2001). "Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas.". U. P. d. Valencia.
- Vélez, J. I. and F. Francés (2004a). "La calibración automática en la modelación hidrológica distribuida de tipo conceptual.". Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Memorias. Figueira da Foz, Portugal.
- Vélez, J. I., J. J. Vélez, et al. (2002). "Modelo distribuido para la simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas. ". XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba.
- Vélez, J. J. (2003). "Desarrollo de un modelo distribuido de predicción en tiempo real para eventos de crecidas.". Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Valencia, Universidad Politécnica De Valencia. Doctorado.
- Velez, J. J. and F. Francés (2005). "Automatic calibration of initial state variables for flood forecasting using a distributed model. ". International conference on innovation advances and implementation of flood forecasting technology. Tromso, Norway.
- Vélez, J. J., M. Puricelli¹, et al. (2009). "Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework." *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 229-246.
- Vélez, J. J., M. Puricelli, et al. (2009). "Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. ." *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 229 - 246.
- Vélez U., J. J. and F. Francés (2004b). "Empleo de la modelación distribuída en el estudio de recursos hídricos del país Vasco". 4^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Portugal.
- Vieux, B. E. (2001). "Distributed Hydrologic Modeling Using GIS", Kluwer Academic Publishers, USA.

- Vieux, B. E. and F. G. Moreda (2003a). "Nutrient loading assessment in the Illinois River using a synthetic approach." *Journal of the American Water Resources Association* 39 (4): 757 – 769.
- Villwock, A. (2003, 24 de Marzo de 2003). "Catalogue of Model Intercomparison Projects." from <http://www.clivar.org/organization/aamp/publications/mips.htm>.
- Wang, D., M. Smith, et al. (2000). "Statistical comparison of mean areal precipitation estimates from WSR-88D, operational and historical gage networks". 15th Conference on Hydrology, AMS. Long Beach, CA, USA.
- webmaster, O. (August 24, 2006). "NOAA's National Weather Service. Office of Hydrologic Development, http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/htm/formats.php." 2008.
- Weynman, D. R. (1973). "Measurement of downslope flow of water in a soil." *Journal of Hydrology* 20: 267-268.
- Whipkey, R. Z. (1965). "Subsurface stormflow from forested slopes." *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 10: 74-85.
- WMO (1975). "Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting". Operational Hydrology. Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization: 172.
- Yapo, P. O., H. V. Gupta, et al. (1998). "Multi-objective global optimization for hydrologic models." *Journal of Hydrology* 204: 83 - 97.
- Young, C., B., A. A. Bradley, et al. (2000). "Evaluating NEXRAD Multisensor Precipitation Estimates for Operational Hydrologic Forecasting." *Journal of Hydrometeorology* 1: 241 - 254.