

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Ingeniería Civil
Departamento de Ingeniería Hidrometeorológica

**Sensibilidad del modelo TOPFOR a variaciones en los
parámetros y a la resolución de
Modelos Digitales de Elevación (DEM)**

Autor

Marco Polo Rivero

Trabajo de Ascenso presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela como requisito
para ascender de la categoría de Profesor Asistente a
la categoría Profesor Agregado en el escalafón
universitario.

Caracas, Enero de 1998

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Ingeniería Civil
Departamento de Ingeniería Hidrometeorológica

**Sensibilidad del modelo TOPFOR a variaciones en los
parámetros y a la resolución de
Modelos Digitales de Elevación (DEM)**

Autor

Marco Polo Rivero

Trabajo de Ascenso presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela como requisito
para ascender de la categoría de Profesor Asistente a
la categoría Profesor Agregado en el escalafón
universitario.

Caracas, Enero de 1998

DEDICATORIA

- A mi familia
- Al clan Hidroson

CONTENIDO

1.	INTRODUCCION.....	6
2.	OBJECTIVOS ESPECIFICOS.....	11
3.	MARCO TEORICO	
3.1	Modelos Hidrológicos.....	12
3.2	Uso de SIG en el modelaje hidrológico.....	16
4.	DESCRIPCION DEL MODELO	
4.1	Vision General.....	19
4.2	Datos de entrada.....	20
4.3	Generación de escurrimiento.....	21
4.3.1	Ecuaciones básicas	21
4.3.2	Parámetros.....	32
4.3.3	Generación de los datos entrada	33
4.3.4	Salida del modelo.....	36
4.4	Modos de operación del modelo.....	37
5.	AREA DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS	
5.1	Area de estudio.....	39
5.2	Datos utilizados.....	42
6.	INVESTIGACION REALIZADA EN ESTE PROYECTO	
6.1	Visión General.....	43
6.2	Selección del conjunto inicial de parámetros	44
6.3	Estimación del valor umbral del área acumulada usando SIG.....	45
6.4	Proceso de calibración.....	46
6.5	Resultados de la validación	50
6.6	Análisis paramétrico de sensibilidad.....	57
6.6.1	Análisis de sensibilidad a un parámetro.....	57
6.6.2	Análisis de sensibilidad relativa	60
6.7	Análisis de sensibilidad a la resolución del DEM.....	61
7.	ANALISIS DE RESULTADOS	
7.1	Análisis paramétrico de sensibilidad.....	75
7.1.1	Análisis de sensibilidad a un parámetro.....	75
7.1.2	Análisis de sensibilidad relativa.....	77
7.2	Análisis de sensibilidad a la resolución del DEM.....	79
8.	CONCLUSIONES	
8.1	Análisis paramétrico de sensibilidad.....	82
8.2	Análisis de sensibilidad de la resolución del DEM.....	83
9.	REFERENCIAS	84

LISTA DE TABLAS

Tabla	Contenido	Página
4.3.1	Parámetros de modelaje de TOPFOR	33
6.4.1	Variaciones de los valores de los parámetros durante la calibración	51
6.4.2	Resultados de la simulación durante la calibración	52
6.5.1	Resultados obtenidos durante la validación	56
6.6.1	Resultados numéricos del análisis de sensibilidad a un parámetro	59
6.6.2	Resultados numéricos del análisis de sensibilidad relativa	62
6.7.1	Características de los DEM al cambiar el tamaño de las celdas	64
6.7.2	Características de la cuenca al cambiar el tamaño de las celdas	67
6.7.3	Estadísticos del índice topográfico para distintos tamaños de celda	68
6.7.4	Predicciones del modelo para distintas resoluciones del DEM	73

LISTA DE FIGURAS

Figura	Contenido	Página
4.3.1	Típica ladera antes de ocurrir una tormenta	24
5.5.1	Localización del área de estudio	40
5.5.2	Mapa difital del área de estudio	41
5.5.3	Representación tridimensional del la zona	41
6.3.1	Area acumulada sobre 30	47
6.3.2	Area acumulada sobre 50	47
6.3.3	Area acumulada sobre 80	47
6.3.4	Area acumulada sobre 100	47
6.3.5	Area acumulada sobre 125	47
6.3.6	Area acumulada sobre 140	47
6.4.1	Hidrograma total del evento del 24-04-70	48
6.4.2	Hidrograma directo del evento del 24-04-70	48
6.4.3	Distribución temporal de la tormenta del 24-04-70	49
6.4.4	Algunos corridos obtenidos durante la calibración	53
6.4.5	Corrido final de la calibración	53
6.5.1	Hidrograma total del evento del 04-05-72	54
6.5.2	Hidrograma directo del evento del 04-05-72	55
6.5.3	Distribución temporal de la tormenta del 04-05-72	55
6.5.4	Validación con el evento del 24-05-72	56
6.6.1	Sensibilidad del caudal pico	58
6.6.2	Sensibilidad del volúmen de la creciente	58
6.6.3	Sensibilidad relativa del caudal pico	63
6.6.4	Sensibilidad relativa del volúmen de la creciente	63
6.7.1	Variación del valor umbral del área acumulada para diferentes resoluciones del DEM	65
6.7.2	Área acumulada sobre 125 - Resolución 90 m	66

Figura	Contenido	Página
6.7.3	Area acumulada sobre 50 - Resolución 180 m	66
6.7.4	Area acumulada sobre 20 - Resolución 180 m	66
6.7.5	Area acumulada sobre 9 - Resolución 360 m	66
6.7.6	Distribución del índice topográfico - Resolución 90 m	68
6.7.7	Distribución del índice topográfico - Resolución 180 m	69
6.7.8	Distribución del índice topográfico - Resolución 270 m	69
6.7.9	Distribución del índice topográfico - Resolución 360 m	70
6.7.10	Distribución de frecuencias del índice topográfico para las distintas resoluciones del DEM	70
6.7.11	Distribución espacial del índice topográfico - Resolución 90 m	71
6.7.12	Distribución espacial del índice topográfico - Resolución 180 m	71
6.7.13	Distribución espacial del índice topográfico - Resolución 270 m	72
6.7.14	Distribución espacial del índice topográfico - Resolución 360 m	72
6.7.15	Hidrograma observado y simulados para distintas resoluciones	74
6.7.16	Sensibilidad del caudal pico a la resolución del DEM	74
6.7.17	Sensibilidad del volumen de la creciente a la resolución del DEM	75

1. INTRODUCCION

La predicción de la respuesta hidrológica de las cuencas se requiere para muchos propósitos. Para predecir esas respuestas se dispone de una variedad de modelos. La precisión de los resultados es función de la precisión de los datos de entrada y del grado en el cual la estructura del modelo represente correctamente los procesos hidrológicos relacionados con el problema. La variación espacial de esos procesos está representada por la variación espacial de la precipitación, de los parámetros que describen la cuenca y de la respuesta hidrológica. El incremento del poder en los computadores y en herramientas como los Sistemas de Información Geográfica (SIG), así como también la disponibilidad en muchas áreas de mapas topográficos digitales tales como los *Modelos Digitales de Elevación* (DEM) ha impulsado el uso de modelos hidrológicos *distribuidos*. Este tipo de modelos utiliza directamente las variaciones en el área de los procesos hidrológicos, a diferencia de los modelos *agregados* en los cuales la variación espacial de la información y de los parámetros no es tomada en cuenta explícitamente y generalmente se usan valores representativos o medios de la pendiente del terreno, pendiente longitudinal, propiedades del suelo, etc.

TOPMODEL (Beven and Kirby, 1979) es uno de los primeros intentos de modelar respuestas hidrológicas distribuidas, basado en el concepto de área contribuyente variable (Bernier, 1985) e incorporando el efecto de la topografía en la ruta del flujo. La topografía es tomada en cuenta a través de la distribución espacial y estadística del *índice topográfico*, $\ln(a/\tan B)$, donde \ln es el logaritmo neperiano, a es el área acumulada sobre cada punto por

unidad de ancho y $\tan \beta$ es la pendiente del terreno en cada punto. Cuando la distribución espacial de la transmisividad en el estrato saturado (T_0) es conocida, se puede incorporar al índice y definir el *índice combinado suelo-topográfico*, $\ln(a/T_0 \tan \beta)$. TOPMODEL asume que todos los puntos con el mismo índice topográfico dentro de la cuenca, representados por una trama de celdas cuadradas, son hidrológicamente similares. Basado en esta asunción, se ha hecho una simplificación agrupando el índice en una serie de intervalos de $\ln(a/\tan \beta)$ o $\ln(a/T_0 \tan \beta)$, a partir de su distribución espacial explícita dentro de la cuenca. Conociendo la frecuencia relativa, es decir, la proporción del área correspondiente al punto medio de cada intervalo de clase, es posible calcular los valores de las variables del modelo para el área total de la cuenca. Para esto se usa una distribución gamma de tres parámetros a fin de generar la frecuencia de la distribución espacial del índice a partir de sus estadísticos (media, varianza y sesgo). TOPMODEL se ha aplicado en estudios realizados en una variedad de áreas de investigación usando la distribución espacial real del índice (*Wood et al.*, 1990) o la distribución de frecuencias (*Hornberger et al.*, 1985; *Quinn et al.*, 1991; *Wolock et al.*, 1990; *Durand et al.*, 1992; *Quinn y Beven*, 1993; *Wolock y Price*, 1994; *Wolock*, 1995; *Wolock y McCabe Jr.*, 1995; *Saulnier et al.*, 1997).

Basado en TOPMODEL, *Sivapalan et al.* (1987) propusieron un modelo conceptual de producción de escurrimiento, físicamente fundamentado, que introduce una variación en la ecuación de drenaje subsuperficial. En este modelo las condiciones iniciales promedio, anteriores a la tormenta se determinan a partir de dos parámetros de la curva de recesión del flujo base y del caudal inicial base. *Ramírez* (1995), basado en este trabajo, derivó un

modelo hidrológico distribuido, orientado a eventos, el cual usa la distribución espacial real del índice combinado suelo-topográfico y la precipitación variable en el tiempo y espacio. A través de un balance hidráulico realizado en cada celda y mediante un tránsito lineal y distribuido del escurrimiento superficial generado, el modelo calcula los hidrogramas de caudal para cada lluvia proporcionada.

Los modelos hidrológicos distribuidos que utilizan tramas de celdas para representar la variabilidad de los procesos hidrológicos han usado una amplia variedad de resoluciones de la trama. Estudios previos han mostrado que la resolución de los DEM afecta el cálculo de la distribución del índice topográfico y las predicciones de TOPMODEL. *Quinn et al.* (1991) aplicaron el modelo a la cuenca Booro-Borotou, Francia, usando celdas del 12.5 m y 50 m derivadas de curvas de nivel de 1 m. Ellos encontraron patrones diferentes en los mapas de $\ln(a/\tan B)$ y mayor porcentaje de valores altos del índice en las resoluciones más gruesas (celdas de mayor tamaño). *Zhang y Montgomery* (1994) estudiaron el efecto de resoluciones de 4 m, 10 m, 30 m, y 90 m en el DEM sobre las precisiones de TOPMODEL en dos cuencas de Oregon y California. Encontraron que la media de la distribución del índice y el gasto máximo simulado aumentaron al aumentar el tamaño de la celda. La profundidad de la mesa de agua simulada disminuyó a medida que la resolución se hizo más gruesa. *Wolock y Price* (1994) compararon los efectos de la escala y resolución del DEM en los estadísticos de la distribución de $\ln(a/\tan B)$ y en las predicciones de TOPMODEL en 71 grupos de DEM a escala 1:24.000 con celdas de 30 m, a escala 1:24.000 con celdas redefinidas a 90 m y a escala 1:250.000 con celdas de 90 m, correspondientes al este de

Pennsylvania, al sur de New York y al norte de New Jersey, USA. Todos los estadísticos de la distribución de $\ln(a/\tan B)$, con la excepción del valor máximo, fueron afectados por los cambios en la resolución. A medida que el tamaño de la celda aumentó, la media, mínimo, varianza y sesgo de los valores del índice, aumentaron. Ellos simularon seis características hidrológicas: (1) profundidad media a la mesa de agua, (2) razón del flujo superficial al flujo total, (3) escurrimiento medio diario, (4) varianza de los escurrimientos medios diarios, (5) sesgo de los escurrimientos medios diarios y (5) escurrimiento máximo diario. Todas las predicciones de las características hidrológicas con la excepción del escurrimiento medio diario fueron afectadas por la resolución y por la escala del DEM. Al incrementar el tamaño de la celda disminuyó la profundidad a la mesa de agua y aumentaron la razón del flujo superficial al flujo total, la varianza de los escurrimientos medios diarios, el sesgo de los escurrimientos medios diarios y el escurrimiento máximo diario. En su investigación, Wolock y Price estudiaron también el efecto de la resolución del DEM en la distribución de $\ln(a/\tan B)$, seleccionando una sección del DEM correspondiente al cuadrángulo de Nuremberg a escala 1:24.000 con celdas de 30 m y redefiniéndolas a 60 m, 90 m y 120 m. Ellos mostraron que el mínimo y el valor medio de la distribución del índice topográfico se incrementaron y el valor máximo disminuyó al aumentar el tamaño de la celda.

Los estudios previamente mencionados muestran que las predicciones de TOPMODEL son sensitivas a la resolución del DEM usado para calcular la distribución del índice. Sin embargo, la calibración de los parámetros puede a menudo compensar este efecto (Wolock and McCabe Jr., 1995). Saulnier et al. (1997) mencionan que la sensibilidad de los

parámetros al tamaño de la celda puede ser el resultado, al menos en parte, de la forma en la cual los pixels han sido manejados en el análisis digital del terreno. Ellos presentaron un algoritmo para la identificación automática de los pixels que corresponden a la red de canales en la cuenca y propusieron tres modificaciones para el cálculo del índice topográfico en esos pixels: (1) la no propagación del área acumulada una vez que se ha alcanzado un pixel cruzado por un canal, (2) el uso de una pendiente promedio compensada de entrada en lugar de una pendiente de salida en los pixels cruzados por un canal y (3) la diferenciación entre las orillas izquierda y derecha del río, asignándole a cada celda individual cruzada por un canal un valor diferente del índice topográfico -el correspondiente a cada orilla- y dándole la mitad del peso asignado a los pixels del terreno en la distribución del índice. Saulnier et al. (1997) probaron los tres métodos en el DEM de la cuenca del río Maurets, Francia, con celdas de 20 m. Ellos encontraron que la cola superior de la distribución del nuevo índice era mucho más estable cuando se incrementaba el tamaño de las celdas y que la sensibilidad de los valores calibrados de la conductividad hidráulica a los cambios en la resolución de la trama se redujo notablemente.

El objetivo general de este proyecto es explorar con mayor detalle el comportamiento de modelos hidrológicos basados en la distribución espacial real del índice topográfico, dentro del marco de TOPMODEL, parametrizando el modelo desarrollado por Ramírez (1995) -denominado TOPFOR- y realizando un análisis de sensibilidad. Con la ayuda de la capacidad gráfica y de análisis de IDRISI, uno de los programas de ambiente SIG, el modelo se aplicó a cuatro DEM con celdas de 90 m, 180 m, 270 m, y 360 m correspondientes a la

cuenca del Río Sleepers en Vermont, USA. En la parte inicial del estudio se efectuó un análisis de sensibilidad con el propósito de determinar cuales parámetros tienen mayor control en la predicción de las variables de salida y localizar los rangos en donde son mas activos. La segunda área investigada fué el efecto de los cambios en la resolución del DEM sobre la distribución de los valores de $\ln(a/\tan B)$ y el hidrograma simulado. Este efecto fue analizado redefiniendo bilinealmente 2, 3 y 4 veces el DEM original, a escala 1:250.00 y 90 m de resolución, y utilizándolos sucesivamente en las precisiones realizadas con el modelo. Estos tópicos han sido identificados como de importancia para el desarrollo de modelos hidrológicos de cuencas, que utilizan datos digitales del terreno y por su relación con la necesidad de establecer una resolución espacial en los datos que pueda representar con precisión la variabilidad de las características de las cuencas.

2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- 2.1 Estudiar el efecto de las variaciones en los valores de los parámetros sobre las predicciones de caudal pico y volumen de las crecientes realizadas por el modelo.
- 2.2 Estudiar el efecto de los cambios en la resolución del DEM sobre la distribución del índice topográfico y sobre las predicciones de caudal pico y volumen de las crecientes.

3. MARCO TEORICO

3.1 Modelos Hidrológicos

En un sentido matemático, la palabra *modelo* describe a un sistema de asunciones, ecuaciones y procedimientos que intentan describir el comportamiento de un sistema prototipo (real) (Linsley et al., 1982). En pocas palabras, podemos considerar a los modelos como abstracciones de la realidad. El modelaje inevitablemente requiere una simplificación o abstracción, la cual consiste en reemplazar la parte del universo bajo consideración por un modelo de estructura simple.

Un modelo hidrológico puede ser definido como la representación matemática del flujo de agua y sus constituyentes por algunas partes de la superficie de la tierra o por el ambiente subsuperficial (Maidment, 1993). Se han usado distintos criterios para desarrollar una clasificación de los modelos. En algunos casos esos criterios reflejan el interés especial o necesidades de una disciplina en particular. Los modelos hidrológicos han sido clasificados en muchas formas. Algunos de los términos utilizados en la clasificación de modelos son: *materiales o físicos, matemáticos, conceptuales, teóricos, empíricos, físicamente fundamentados, operacionales, determinísticos, estocásticos, estáticos, orientados a eventos, y de simulación continua*. Sin embargo, no existe unanimidad en el significado de muchos de esos términos. Aún sabiendo que su significado en la literatura es algunas veces ambiguo, se han incluido las definiciones de los diferentes clases de

modelos con el propósito de que sirvan como marco de referencia.

Un modelo *material* es una representación física de un sistema complejo en el cual se asume que es más simple que el sistema prototipo y que tiene propiedades similares a las del sistema prototipo (Haan et al., 1982). Ejemplos de modelos materiales son los lisímetros, los simuladores de lluvia, los medidores hidráulicos, las cuencas experimentales y los modelos analógicos, como los usados para representar el flujo de agua mediante el flujo de corriente eléctrica o el descenso de la mesa de agua por medio de la deflexión de una delgada membrana.

Los modelos matemáticos representan mediante funciones matemáticas una situación idealizada que conserva las principales propiedades estructurales del sistema prototipo. La base matemática de un modelo puede ser *teórica* o *empírica*. Un modelo completamente teórico debería contener solamente relaciones derivadas enteramente a partir de leyes físicas básicas, tales como la conservación de la masa, la conservación de la energía, las leyes de la termodinámica, etc. Las relaciones empíricas están basadas en observaciones y/o en experimentación. La ecuación de Manning para flujo uniforme en canales abiertos es un ejemplo de una ecuación empírica. Como Hann et al. (1982) indican, “todos los modelos tienen algún tipo de relaciones empíricas o incluyen componentes empíricos. Por lo tanto, la definición de modelos teóricos ha sido ampliada para referirse a modelos que incluyen un conjunto de principios generales o teóricos y una serie de declaraciones de circunstancias empíricas. Un modelo estrictamente empírico no está basado en leyes físicas sino que

contiene solamente una representación de datos provenientes de resultados empíricos. Teoría y empirismo están generalmente tan entremezclados que actualmente la mayoría de los modelos hidrológicos de cuencas son híbridos que incluyen ambos componentes, teóricos y empíricos”.

El término *fisicamente fundamentados* ha sido usado para expresar que la ecuaciones en el modelo tienen una base física en su formulación, en lugar de empírica o estocástica. No obstante que los modelos hidrológicos incluyen algún tipo de procesos de transferencia de humedad físicamente fundamentados, virtualmente todos los modelos de cuencas no son totalmente físicamente fundamentados, aunque se propongan serlo (Smith, 1994).

Un modelo *operacional* es la representación de un proceso en una forma que pueda usarse en un modelo de simulación en computadores (Smith, 1994). Los modelos operacionales no son ~~no~~ teóricos ni empíricos, sino que representan los procesos adecuadamente para la simulación continua. Algunas de las variables o parámetros pueden ser determinados antes de que el modelo pueda ser usado, pero otras pueden generarse internamente a partir de cálculos en el modelo. La variable tiempo no aparece en la forma operacional. Sin embargo, el tiempo es considerado en los modelos dinámicos a través del cálculo a intervalos sucesivos de tiempo.

El carácter de los resultados obtenidos o salida del modelo hace la distinción entre modelos *determinísticos* y *estocásticos*. Si todas las variables son consideradas libres de

variaciones al *random* (azar), el modelo es considerado determinístico. Si alguna de las variables es considerada variable random, con distribución probabilística, entonces el modelo es estocástico. La salida de un modelo determinístico siempre es la misma para la misma entrada. En los modelos estocásticos la salida son distribuciones estadísticas, no valores individuales.

Estáticos y dinámicos son términos referidos al papel del factor tiempo. Los modelos estáticos incluyen expresiones algebraicas en las cuales el tiempo no es una variable independiente. Los modelos dinámicos requieren ecuaciones diferenciales, que incluyen al menos una derivada del tiempo o relaciones algebraicas que contienen el término tiempo como variable independiente y por lo tanto pueden mostrar la variabilidad del tiempo como salida.

Un modelo *paramétrico* es un modelo que tiene parámetros que deben ser estimados de alguna forma. Los parámetros pueden ser estimados a partir de tablas y/o gráficos, mapas, modelos digitales de elevación (DEM), relaciones tipo correlación (análisis regional), análisis de información específica en sitio (ej. propiedades del suelo), datos observados (calibración), un edicto u ordenanza de una institución, experiencia o cualquier otro medio.

Los modelos *agregados* no toman explícitamente en consideración la variabilidad espacial de las entradas, salidas, o parámetros, por lo tanto, generalmente usan valores representativos o medios de la pendiente del terreno, de la pendiente longitudinal,

características del suelo, etc. Los modelos agregados también son llamados modelos puntuales, porque representan una localidad individual. Los modelos *distribuidos* son aquellos en los cuales las variaciones de las características de las cuencas se utilizan directamente en la aplicación del modelo. Los modelos distribuidos también son llamados modelos *espaciales*.

Los modelos *orientados a eventos* intentan describir los procesos físicos actuales del ciclo hidrológico así como simular los eventos hidrológicos actuales, tales como la transformación de series de precipitación en hidrogramas de escurrimiento y el modelaje de la respuesta hidrológica a una tormenta individual aislada. Los modelos de *simulación continua* se refieren al modelaje de la hidrología de una cuenca sobre largos períodos de tiempo, por ejemplo años, y buscan reproducir el comportamiento de la cuenca durante series de tiempo, sin referirse a un evento actual. Los modelos orientados a eventos comúnmente se usan en el diseño de dispositivos de control de crecientes. Los modelos de simulación continua son usados cuando es importante considerar las variaciones de caudal, volumen y almacenamiento durante largos períodos.

3.2 Uso de SIG en el modelaje hidrológico

Un Sistema de Información Geográfica (SIG), como una tecnología de la información, es un sistema de ordenamiento, manejo y acceso de grandes cantidades de datos espaciales con un componente de posicionamiento espacial o geográfico en toda la información, el cual es el elemento común que permite la integración de los datos

provenientes de diferentes fuentes (Juppenlatz and Tian, 1996).

Los SIG ofrecen el potencial de incrementar el grado de definición de subunidades espaciales, en número y en detalles descriptivos. El mayor rol de los SIG en el modelaje hidrológico en su capacidad de asistencia en el tratamiento explícito de la variabilidad espacial (Maidment, 1991). Varios niveles de modelaje hidrológico en asociación con los SIG pueden ser distinguidos de la literatura (Saghafian,1993; Meyer et al.,1993; Maidment,1993; y Muzik et al., 1990):

a- Desarrollo de estructuras espaciales independientes para ser utilizadas por un modelo hidrológico distribuido.

En esta categoría los parámetros hidrológicos del modelo se desarrollan incluyendo estructuras espaciales para el almacenamiento, manipulación y visualización de la información de entrada, por ejemplo, las características de las cuencas, y la información de salida, tales como una zona de inundación o la distribución de las profundidades a la mesa de agua. Funciones simples de GIS se construyen como parte integral del modelo. El modelo de contaminación proveniente de fuentes agrícolas no puntuales, desarrollado por el Servicio de Investigaciones Agrícolas de Estados Unidos (Young et al., 1987), opera en base a celdas para transitar contaminantes potenciales a través de ellas dentro de la cuenca. Todas las características de la cuenca y las entradas del modelo están expresadas a nivel de celdas.

b- Procesamiento de la entrada y postprocesamiento de la salida usando SIG

El uso del software disponible de SIG para la determinación de los parámetros del modelo hidrológico, el análisis de la información de salida y la visualización de los resultados, pueden ser clasificados en esta segunda categoría. Tales esfuerzos incluyen el preprocesamiento de los datos espaciales de entrada mediante SIG y el subsecuente análisis y despliegue de los resultados espaciales obtenidos. La determinación de las pendientes, aspecto, divisoria de cuencas y la red de canales son algunos ejemplos de trabajos de preprocesamiento que pueden ejecutarse usando SIG. La mayoría de las aplicaciones de los GIS en el modelaje hidrológico han sido en esta categoría. Las funciones de análisis superficial de ARC/INFO GRID se han usado para obtener el índice topográfico y para delimitar las cuencas en trabajos relacionados con TOPMODEL (Wolock y Price, 1994; Wolock y McCabe, 1995; Wolock, 1995).

c- Enlace de archivos de datos Modelo/SIG a través de una interfase.

En el caso mas simple, dos sistemas separados, el SIG y el modelo, sólo se intercambian archivos. El modelo obtiene algunas de sus entradas del SIG y produce algunas de sus salidas en un formato que permite importarlos y posteriormente procesarlos y desplegarlos con el SIG. Muchos modelos físicamente fundamentados, tales como el RUNOFF (Labadie et al., 1984), utilizan formatos que facilitan el intercambio de datos con paquetes de SIG. Una integración mas profunda produce archivos comunes y transparentes de información compartida que permiten la transferencia de información entre los dos componentes. Lenguajes de aplicación de alto nivel o la utilización de generadores

construidos dentro de los paquetes de SIG, tales como ARC/INFO y GRASS se han usado con este propósito.

d- Integración total del modelo dentro de los SIG

Varios intentos se han hecho para ejecutar directamente todo el modelaje hidrológico dentro de un SIG. Aunque el modelaje distribuido en las cuencas puede aprovechar completamente las capacidades de los SIG en las operaciones espaciales, los esfuerzos hechos hasta ahora han sido limitados debido a que la mayoría de los SIG todavía no soportan completamente las funciones analíticas necesarias para realizar los cálculos que normalmente se hacen en los modelos hidrológicos. Sin embargo, las soluciones analíticas dentro de los SIG prometen un desarrollo en esa dirección. Se han usado lenguajes de macroprogramación basados en sistemas de celdas que manejan la ejecución de algoritmos para resolver sistemas de ecuaciones (McKinney and Tsai, 1993).

4. DESCRIPCION DEL MODELO

4.1 Visión general

TOPFOR es un modelo distribuido orientado a eventos, físicamente fundamentado, que usa el concepto del área contribuyente variable y el mecanismo de exceso de saturación para producir hidrogramas de escurrimiento a partir de un evento de precipitación. La cuenca es representada por un sistema de celdas en las cuales se ejecuta un balance hidráulico

en cada pixel a fin de generar el exceso de precipitación para cada pulso de lluvia. El efecto de la evapotranspiración se desprecia, así como también la interacción entre los acuíferos y las corrientes, la intercepción y el almacenamiento en depresiones.

El punto de arranque para el balance es la condición inicial de humedad del suelo, la cual se determina calculando el promedio en el área del déficit de humedad en el suelo y distribuyéndolo para cada pixel dentro de la cuenca. A partir de esas condiciones, se ejecuta el balance para cada intervalo de tiempo considerando sólo la lluvia y no el flujo lateral. Cuando el pixel está saturado (déficit de humedad igual o menor que cero) toda la lluvia es transformada en escurrimiento y es transitada linealmente hacia las corrientes y a lo largo de ellas hacia la salida de la cuenca, usando los valores de velocidad sobre el terreno y en las corrientes, dados como parámetros constantes del modelo. El hidrograma de salida simulado es suavizado realizando alguna difusión del escurrimiento. La difusión se efectúa pasando una función triangular de suavizado sobre todo el hidrograma. La red de drenaje, así como también la distancias desde cada pixel hasta las corrientes y a lo largo de ella hasta la salida se calculan procesando el modelo digital de elevación (DEM) de la cuenca.

4.2 Datos de entrada

Los datos necesarios para correr las precisiones de TOPFOR incluyen: (1) la distribución de las distancias desde cada pixel del terreno hasta las corrientes, (2) la distribución de las distancias a lo largo de las corrientes desde cada pixel de los canales hasta la salida de la cuenca, (3) la distribución espacial de los valores de la razón del área

acumulada sobre cada pixel, por unidad de ancho, a la pendiente del terreno, $a/\tan\beta$, (4) los datos de precipitación procesados de acuerdo a la opción seleccionada entre las cuatro posibles, (5) la tabla de coeficientes de difusión para el suavizado de los hidrogramas y (7) los parámetros adicionales necesarios para controlar la ejecución.

Parte de esta información (1, 2, 3 y 6) es producida por seis programas auxiliares de cuencas y la restante (4, 6, and 7) es proporcionada por el usuario.

4.3 Generación de escurrimiento

4.3.1 Ecuaciones básicas

Indice combinado suelo-topográfico

TOPFOR calcula el índice combinado suelo-topográfico en cada pixel a partir de los datos leídos en uno de los archivos de entrada que contiene la distribución espacial de los valores $a/\tan\beta$ de cada pixel de la cuenca. La conductividad hidráulica saturada es tomada en cuenta en este cálculo. El índice resultante está dado por:

$$ATB_i = \ln\left(\frac{AT_i}{SKS}\right) \quad (1)$$

donde:

ATB_i : Índice combinado suelo-topográfico en el punto i

AT_i : Valor acumulado area/pendiente, $a/\tan B$, en el punto i

SKS : Conductividad hidráulica saturada (parametro del modelo)

a- Principios básicos de TOPMODEL

TOPMODEL asume que la conductividad hidráulica saturada dentro del perfil del suelo decrece exponencialmente con la profundidad z (medida positivamente verticalmente hacia abajo) como (Wolock, 1993):

$$K_{(z)} = K_0 e^{-fz} \quad (2)$$

donde:

- $K_{(z)}$: Conductividad hidráulica saturada a la profundidad z
- $K_{(0)}$: Conductividad hidráulica saturada en la superficie del suelo
- f : Parámetro de escala

La ecuación (2) se integra sobre el espesor saturado a partir de la profundidad a la mesa de agua, z_i , hasta la profundidad total Z (Fig: 4.3.1), para obtener la transmisibilidad del espesor saturado en el punto i , $T_{(z_i)}$, como:

$$T_{(z_i)} = \int_{z_i}^Z K_{(z)} dz = \frac{K_0}{f} [e^{-fz_i} - e^{-fZ}] \quad (3)$$

Para valores grandes de f ó Z , e^{-fZ} puede asumirse pequeña (Wolock, 1993) y la ecuación (3) se reduce a:

$$T_{z_i} = \frac{K_0}{f} (e^{-fz_i}) \quad (4)$$

Otra asunción de TOPMODEL es que la mesa de agua es paralela a la superficie del

suelo. Es esta forma el flujo q_i , por debajo de la mesa de agua, a la profundidad z_i , esta dado para cualquier punto i por:

$$q_i = T(z_i) \tan \beta \quad (5)$$

donde:

$\tan \beta$: Gradiente hidráulico en el punto i

substituyendo (4) en (5) :

$$q_i = \frac{K_0}{f} \tan \beta e^{-f z_i} = T_0 \tan \beta e^{-f z_i} \quad (6)$$

donde T_0 es un coeficiente de transmisibilidad de todo el perfil. Para suelos donde aplica la ecuación (2) y la conductividad en profundidades grandes es pequeña, Beven (1986b) demostró que $T_0 \approx K_0/f$.

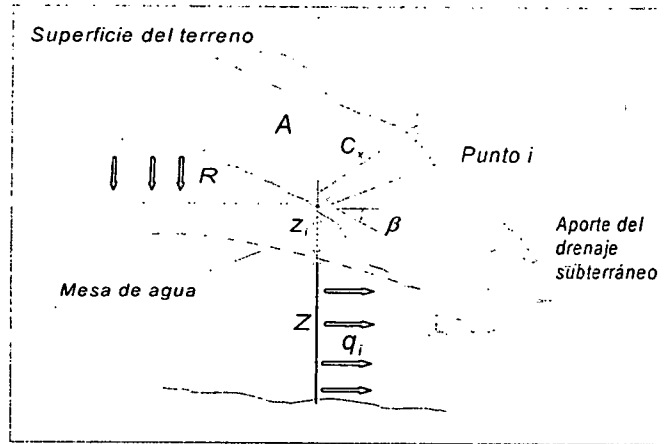


Fig. 4.3.1: Típica ladera antes de ocurrir una tormenta

Asumiendo condiciones estacionarias con una recarga del acuífero, R , espacialmente uniforme, y considerando un área de dimensiones finitas (celda), por continuidad tenemos:

Entradas al sitio i = Salidas del sitio i

ó:

$$aR = T_0 \tan \beta e^{-fz_i} \quad (7)$$

donde:

a: Área que drena a través del sitio i por unidad de ancho ($a = A/C_v$)

Invirtiendo (7):

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln\left(\frac{aR}{T_0 \tan \beta}\right) \quad (8)$$

Integrando sobre el área total para obtener la profundidad media a la mesa de agua media en la cuenca tenemos:

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \int_A z_i dA = \frac{1}{fA} \int_A [-\ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) - \ln R] dA \quad (9)$$

usando (7) para substituir R in (9):

$$\bar{z} = \frac{1}{f} \left[-\frac{1}{A} \int_A \ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) dA + f z_i + \ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) \right] \quad (10)$$

invirtiendo (9) para obtener la profundidad local a la mesa de agua:

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \left[\ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) - \frac{1}{A} \int_A \ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) dA \right] \quad (11)$$

o:

$$z_i = \bar{z} - \frac{1}{f} \left[\ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) - \Lambda \right] \quad (12)$$

donde:

$$\Lambda = \frac{1}{A} \int_A \ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) dA \quad (13)$$

siendo:

Λ : Índice combinado suelo-topográfico promedio en el área.

b- Determinación del déficit de humedad del suelo inicial promedio

El modelo derivado por Sivapalan et al. (1987) toma en consideración la relación de flujo en condiciones de recesión anterior a la tormenta, integrada a lo largo de los canales para expresar el flujo base de la cuenca como:

$$Q(0) = \int_L q_i dL \quad (14)$$

$$= \int_L a T_e \exp(-\lambda - f\bar{z}) dL \quad (15)$$

donde:

Q(0): Flujo base de la cuenca ó caudal de la recesión anterior a la tormenta

q_i: Flujo debajo de la mesa de agua a la profundidad z_i

L: Dos veces la longitud de las corrientes receptoras del flujo base

a: Area que drena a través del sitio i por unit de ancho (a=A/C_x)

f: Parámetro de escala

\bar{z} : Profundidad media a la mesa de agua

λ : Índice topográfico medio en el área, $\lambda = 1/A \int \ln(a/\tan\beta) dA$

T_e: Transmisibilidad media en el área, $T_e = 1/A \int T_0 dA$

Esta ecuación simplifica a:

$$Q(0) = Q_0 \exp(-f\bar{z}) \quad (16)$$

donde:

$$Q_0 = A T_e \exp(-\lambda) \quad (17)$$

La ecuación (16) indica que f y Q_0 son parámetros de la curva de recesión del flujo base de la cuenca anterior a la tormenta. Por lo tanto, el caudal inicial base puede ser usado invirtiendo (16) para obtener un valor aproximado de la profundidad media a la mesa de agua inicial como:

$$z = -\frac{\ln[Q(0)/Q_0]}{f} \quad (18)$$

Tradicionalmente, las ecuaciones de TOPMODEL están expresadas en términos de déficit de saturación (Wolock, 1993). El modelo asume que la distribución de la transmisibilidad colina abajo con la profundidad es una función exponencial del déficit de humedad o de la profundidad a la mesa de agua (Queen y Beven, 1993; Wolock, 1993):

$$T_i = T_0 e^{-S_i/m} \quad (19)$$

donde:

- T_i : Transmisibilidad en el sitio i
- T_0 : Transmisibilidad lateral cuando el suelo está saturado
- S_i : Déficit de humedad local en el sitio i
- m : Parámetro de escala que controla el decrecimiento exponencial de la transmisibilidad cuando se incrementa el déficit de humedad del suelo

Conceptualmente, el déficit de saturación es equivalente a la profundidad de la mesa

de agua multiplicada por la porosidad gravitacional, n_{drain} . (Wolock, 1993) o:

$$z_i = \frac{S_i}{n_{drain}} \quad (20)$$

substituyendo (20) en (19):

$$T_i = T_0 e^{-\frac{n_{drain} z_i}{m}} \quad (21)$$

En términos de profundidad a la mesa de agua, la ecuación (19) puede ser expresada como (ver ecuaciones 4 y 6):

$$T_i = T_0 e^{-f z_i} \quad (22)$$

donde z_i es la profundidad local a la mesa de agua y f es el parámetro de escala.

A partir de (21) y (22):

$$-\frac{n_{drain} z_i}{m} = -f z_i \quad (23)$$

y:

$$f = \frac{n_{drain}}{m} \quad (24)$$

substituyendo (20) y (24) en (18):

$$S = \ln[Q_0/Q(0)]^m \quad (25)$$

donde:

- S: Déficit de humedad del suelo medio en el área
- Q(0): Flujo base de la cuenca
- Q₀: Parámetro del modelo
- m: Parámetro de escala

La ecuación (25) es usada por TOPFOR para calcular el déficit de humedad del suelo medio en el área como sigue:

$$SD = XM \ln(XQ_0/DISCH) \quad (26)$$

donde:

- SD: Déficit de humedad del suelo inicial medio en el área
- XM: Parámetro de escala
- XQ₀: Parámetro Q₀ del modelo
- DISCH: Flujo base de la cuenca, Q(0)

c- Distribución en el espacio del déficit de humedad del suelo

Substituyendo (23) y (24) en (12), esta ecuación puede ser escrita en términos del déficit de humedad del suelo como:

$$\frac{S_i}{n_{drain}} = \frac{\bar{S}}{n_{drain}} - \frac{1}{\frac{n_{drain}}{m}} [\ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) - \Lambda] \quad (27)$$

o:

$$S_i = \bar{S} - m [\ln(\frac{a}{T_0 \tan \beta}) - \Lambda] \quad (28)$$

donde:

- S_i : Déficit de humedad del suelo inicial en el sitio i
- \bar{S} : Déficit de humedad del suelo inicial medio en el área
- m : Parámetro de escala
- $\ln(a/T_0 \tan \beta)$: Índice combinado suelo-topográfico en el sitio i
- Λ : Índice combinado suelo-topográfico medio en el área

La ecuación (28) es usada por TOPFOR para calcular el déficit de humedad del suelo inicial en el sitio i, como sigue:

$$S_i = SD + XM * GAM - XM * ATB_i \quad (29)$$

donde:

- S_i : Déficit de humedad del suelo inicial en el sitio i
- SD : Déficit de humedad del suelo inicial medio en el área
- XM : Parámetro de escala
- GAM : Índice combinado suelo-topográfico medio en el área
- ATB_i : Índice combinado suelo-topográfico en el sitio i

d- Balance hidráulico en cada pixel para cada intervalo de tiempo

A fin de calcular la precipitación efectiva en cada intervalo de tiempo, TOPFOR realiza un balance hidráulico en cada pixel considerando solamente la lluvia y no el flujo lateral. Cuando el déficit de humedad del suelo inicial, S_i , es igual o menor a cero, el pixel está saturado y toda la lluvia es transformada en escurrimiento. Comenzando con el valor del déficit de humedad del suelo inicial, previamente determinado en cada sitio (ecuación 29), el modelo calcula el escurrimiento o lluvia efectiva, $PEff_i$, en cada intervalo de tiempo comparando la lluvia, $Rainfall_i$, con el déficit, S_i , como sigue:

- Para ($S_i - Rainfall_i \geq 0$),

$$S_i = S_i - Rainfall_i \quad (30)$$

y

$$PEff_i = 0 \quad (31)$$

- Para ($S_i - Rainfall_i < 0$),

$$PEff_i = Rainfall_i - S_i \quad (32)$$

y

$$S_i = 0 \quad (33)$$

e- Cálculo de hidrograma de salida

El escurrimiento calculado en cada pixel para cada intervalo de tiempo es transitado linealmente hacia las corrientes y lo largo de ellas usando una velocidad sobre el terreno y

una velocidad en el canal, ambas constantes, y especificadas como parámetros. Opcionalmente, se realiza una difusión del hidrograma simulado. La difusión se ejecuta pasando una función triangular de suavizado a lo largo del hidrograma simulado no difuso. En cada intervalo de tiempo, t_i , el triángulo suavizante se centra con su ápice sobre t_i . El caudal no difuso en t_i será difuso en t_{i+1} y t_{i-1} ... (hacia adelante y hacia atrás en el tiempo) de acuerdo a la amplitud del triángulo en cada t_n . El tiempo base del triángulo es función del parámetro de control, *DIFF*, especificado por el usuario, con $DIFF=1.0$ para el mayor tiempo base del triángulo y por lo tanto la mayor cantidad de difusión.

4.3.2 Parámetros

TOPFOR usa seis parámetros de modelaje para simular el hidrograma de escurrimiento producido por un evento de precipitación. Los valores de algunos parámetros se obtienen mediante calibración y algunos pueden ser fijados por el usuario, si se conocen. Adicionalmente, un parámetro *umbral* es suministrado para que un pixel sea asumido como pixel de canal (corriente). Algunos parámetros de control necesitan especificarse para el corrido de los seis programas auxiliares que generan los datos de entrada y del modelo propiamente dicho. La tabla 4.3.1 lista los parámetros de modelaje e incluye una breve descripción de cada uno.

Tabla 4.3.1: Parámetros de modelaje de TOPFOR

Parámetro	Descripción
VSUBS	Velocidad sobre el terreno (m/s)
VSTRM	Velocidad de las corrientes (m/s)
DISCH	Flujo base de la cuenca o gasto de la recesion previa a la tormenta (m ³ /s).
XM	Parámetro m de TOPMODEL
XQo	Parameter Qo de TOPMODEL
SKS	Conductividad hidráulica en la superficie (m/s)

4.3.3 Generación de los datos de entrada

Los archivos que contienen los datos de entrada de TOPFOR son producidos por seis programas auxiliares de cuencas creados por David G. Tarboton (M.I.T) y Jorge Ramírez (1995), los cuales procesan el modelo digital de elevación (DEM) para extraer la red de canales, calcular la distribución de distancias y producir la distribución de las áreas acumuladas sobre cada pixel usada por el modelo para calcular el índice combinado suelo topográfico. Los parámetros y los datos de lluvia deben ser suministrados por el usuario en archivos adicionales. Los programas auxiliares de cuencas son los siguientes:

-SETDIR: Este programa toma los datos del DEM y determina la dirección del flujo en cada pixel del área. Para ello utiliza el algoritmo de flujo en una dirección,

en el cual el flujo a través de la celda será siempre en la dirección de la mayor pendiente. El programa chequea si los datos tienen inconsistencias (ej. depresiones o lagos sin drenaje) y ajusta los datos de elevación, los cuales son grabados en un archivo de salida. Las direcciones del flujo en cada pixel, expresadas en forma de 'apuntadores', se recogen en un segundo archivo de salida. El valor en cada celda es una representación numérica de la dirección del flujo. Hay solamente ocho valores posibles, relacionados con las ocho celdas adyacentes, como sigue:

4	3	2
5	celda	1
6	7	8

	Valor	Direccion	Valor	Direccion
Significado de los apuntadores:	1	E	5	O
	2	NE	6	SO
	3	N	7	S
	4	NO	8	SE

- AREA: Este programa lee los archivos de salida del SETDIR y calcula el área total acumulada y drenada por cada pixel en el dominio del DEM. El programa genera un archivo de salida que contiene los correspondientes valores del area acumulada sobre cada pixel.

- ZAREA: El propósito de este programa es aislar la cuenca. La entradas de este programa incluyen, además de los archivos de salida generados por SETDIR y AREA, las coordenadas de la salida de la cuenca en unidades del sistema de trama utilizado (filas y columnas). El programa le asigna cero al área de aquellos pixels no drenados por la cuenca, en esencia, definiendo la cuenca deseada. La salida del programa es un archivo que contiene el area acumulada sobre cada pixel dentro de la cuenca y un valor de cero en los otros.

- NETEX: Este programa extrae la red de canales a partir del DEM y de la información contenida en los archivos de salida de SETDIR y ZAREA. Con el fin de definir los pixels de canales y los pixels del terreno, debe especificarse un valor umbral del area acumulada. El programa genera dos archivos de salida que contienen información detallada sobre la red de canales, enlaces, orden, etc.

- NETDIS: Este programa calcula las distancias a las corrientes desde cada pixel del

terreno y las distancias en las corrientes hasta la salida de la cuenca. Estas distancias son calculadas en planta, siguiendo las direcciones del flujo indicadas por los apuntadores, las cuales hacen una aproximación de la topografía del terreno. Las entradas de este programa son los archivos de salida de SETDIR, ZAREA y NETEX. Adicionalmente, se necesita la posición de la raíz de la red de canales. Este valor es generado como salida del programa NETEX. Se necesita también el valor umbral del área acumulada, que identifica las celdas de canal. El programa produce dos archivos de salida: uno conteniendo las distancias desde cada pixel del terreno al canal mas cercano siguiendo la dirección indicada por la topografía y el otro las distancias a lo largo de la red de corrientes, desde cada pixel hasta la salida de la cuenca. Hay que hacer notar que la suma de esos dos archivos produce la distancia total recorrida por el flujo, desde cada pixel contribuyente hasta la salida de la cuenca.

- AM: El propósito de este programa es calcular el valor de la razón del área acumulada sobre cada pixel a la pendiente del terreno en cada celda, $a/\tan B$, a partir de los datos generados por SETDIR y ZAREA. Los valores calculados se recogen en un archivo de salida.

4.3.4 Salida del modelo

TOPFOR produce dos archivos de salida. El primero de ellos incluye los valores

simulados del caudal para cada intervalo de tiempo, en formato ASCII, que contiene tres columnas, a saber:

- 1- El tiempo acumulado para cada intervalo de tiempo de la simulación
- 2- La respuesta de la cuenca a la precipitación leída en el último intervalo de tiempo.
- 3- La respuesta acumulada de la cuenca a la lluvia acumulada hasta cada intervalo de tiempo (ordenadas del hidrograma en m^3/s)

El segundo archivo de salida contiene algunas estadísticas e incluye la precipitación y los volúmenes escurridos simulados acumulados hasta cada intervalo de tiempo, como el fin de chequear si la masa se conserva.

4.4 Modos de operación del modelo

TOPFOR corre en cuatro diferentes modos, dependiendo del tipo de datos de precipitación suministrados:

Opción 1: Lluvia uniformemente distribuída

Este es el caso mas simple. El patrón de la lluvia se especifica proporcionando un valor uniforme de la intensidad de la lluvia en mm\h.

Opción 2: Distribución móvil de una lluvia circular

Esta opción permite usar una tormenta circular moviéndose a una velocidad y un ángulo de translación dado. El patrón de lluvia se especifica suministrando una valor de

intensidad de lluvia uniforme en mm/h, la velocidad de translación en m/s, el ángulo de translación en grados, las coordenadas del centro de la lluvia circular en m y el radio de la tormenta en m.

Option 3: Lluvia espacialmente y temporalmente distribuída proveniente del radar

La intensidad de lluvia espacialmente variada, en mm/h, es leída desde un archivo, presumiblemente obtenido a partir de las mediciones de reflexividad del radar transformadas en intensidades de precipitación en un sistema de coordenadas cartesianas. Esta transformación no es realizada por TOPFOR y se asume que ha sido ejecutada previamente.

Option 4: Lluvia obtenida de una red de estaciones pluviométricas

Esta opción permite determinar el patrón de precipitación a partir de una red de medidores. Para usar esta opción la lluvia debe ser distribuída a cada pixel aplicando algunos de los métodos existentes, seleccionado por el usuario. La versión actual de TOPFOR utiliza el método de los polígonos de Thiessen. Para ello se dispone de un programa que realiza la distribución de la lluvia en cada pixel dentro de la cuenca. El programa calcula una matriz de apuntadores que indica cual medidor de lluvia es el mas cercano a cada pixel y genera un archivo de salida con esta información. Este archivo es leído por TOPFOR conjuntamente con otro archivo que contiene la precipitaciones observadas en cada estación para cada intervalo de tiempo de la tormenta.

5. AREA DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS

5.1 Area de Estudio

La cuenca del Río Sleepers, usada en este estudio, es una cuenca predominantemente boscosa de 11.4 km² de superficie, localizada cerca de North Danville, Condado de Caledonia, al norte del estado de Vermont, USA. La cuenca está ubicada entre los 72°07'19" y 72°10'37" de longitud Oeste; y entre los 44°28'26" y 44°30'11" de latitud Norte.

El Río Sleepers es una cuenca experimental (sitio W-3), monitoreada por el Servicio de Investigaciones Agrícolas (ARS), del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA). Está cubierta por bosques (67%), en su mayoría de madera dura, pasto (19%), tierras cultivadas (11%) y tierras inactivas con arbustos altos y malezas (3%).

Los datos climáticos disponibles incluyen seis estaciones medidores de lluvia, una estación medidora de temperatura máxima y mínima diaria y una estación hidrométrica instalada en la salida de la cuenca que ha funcionado desde el 01-01-1960 hasta el presente bajo la atención del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

La Fig. 5.1.1 muestra la situación relativa del área de estudio. En la Fig. 5.1.2 se presenta un mapa digital de la zona, combinando el modelo digital utilizado, una representación aproximada de la red de canales y los límites de la cuenca del Río Sleepers. La perspectiva tridimensional orográfica del área de estudio se presenta en la Fig. 5.1.3.

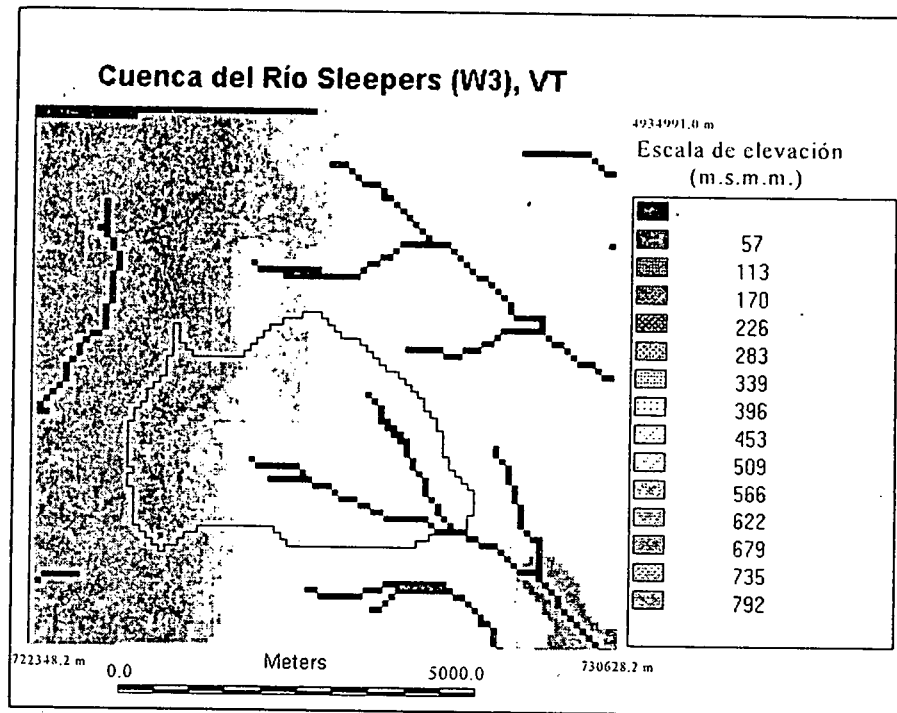


Fig. 5.1.2: Mapa digital del área de estudio

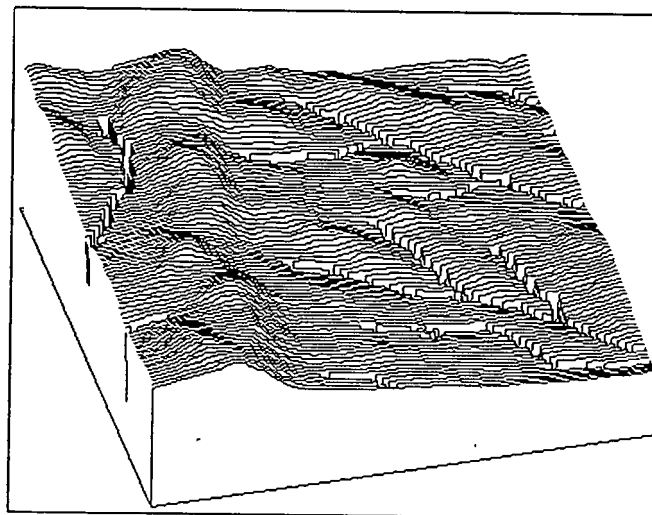


Fig. 5.1.3: Representación tridimensional de la zona

5.2 Datos Utilizados

Todos los datos de elevación, climáticos e hidrométricos usados en este estudio fueron obtenidos en la *World Wide Web* través de *Internet*. Los datos climáticos e hidrométricos se adquirieron en la base de datos del ARS y los datos de elevación en el “sitio Web” del USGS.

Actualmente están disponibles dos tipos de modelos digitales de elevación (DEM) en los Estados Unidos, los cuales difieren en escala y en resolución: (1) datos de elevación en tramas de 3 x 3 arcosegundos (70x90 m aproximadamente, a 40° de latitud) derivados de mapas topográficos a escala 1:250.000 (250K) y (2) datos de elevación en tramas de 30x30 m derivados de mapas a escala 1:24.000 (24K). Para este proyecto se seleccionó el DEM, a 250K, correspondiente a Lake Champlain East, Vermont. El DEM fué redefinido bilinealmente a una resolución de 90 m y transformado al Sistema de Referencia UTM (datum geodésico NAD83) usando el paquete IDRISI/SIG. La extensión del DEM fué reducida a 92 filas x 92 columnas para cubrir solamente el area de la cuenca del Río Sleepers y sus alrededores.

La coordenadas UTM de los límites del DEM resultante son las siguientes:

Zona UTM: 18

X min=	722348.2 m
X max=	730628.2 m
Y min=	4926711.0 m
Y max=	4934991.0 m

Los datos de precipitación de la seis estaciones existentes dentro y cerca de la cuenca correspondientes a las tormentas seleccionadas para la calibración y validación, junto con los datos hidrométricos, fueron importados a la hoja de cálculo Quattro-Pro con el fin de realizar todos los cálculos preliminares y elaborar los gráficos necesarios.

Las estaciones de lluvia usadas fueron:

Identificación de la estación	Coordenadas en formato de trama	
	Fila	Columna
Rg001	57	23
Rg003	61	35
Rg006	67	70
Rg016	34	68
Rg023a	61	91
Rg0029	48	36

6. INVESTIGACION REALIZADA EN ESTE PROYECTO

6.1 Visión general

Debido a que el objetivo principal de este proyecto es determinar los efectos de la variación de los valores de los parámetros y de la resolución del DEM en el comportamiento del modelo, se efectuó un análisis de sensibilidad en dos direcciones: (1) analizando las variaciones de las simulaciones con respecto a los cambios de los valores de los parámetros

al correr el modelo usando de un evento lluvia-escorrentamiento registrado y (2) redefiniendo tres veces el DEM de 250K y 90 m de resolución a 180 m, 270 m y 360 m sucesivamente y corriendo el modelo para simular los correspondientes hidrogramas de escorrentamiento.

Para ello, el modelo fue primero calibrado con una tormenta y después validado usando datos de una segunda tormenta. Seguidamente, un conjunto de corridos de calibración fueron ejecutados en los cuales los valores de los parámetros fueron alterados individualmente en incrementos de 20%, manteniendo fijos los otros, a partir del conjunto inicial de valores calibrados. Finalmente, el modelo fue corrido tres veces mas, usando los datos de la cuenca derivados de cada uno de los DEMs redefinidos previamente.

Los resultados fueron analizados mediante tablas resumen y gráficos conteniendo información numérica y gráfica de los datos utilizados y de las precisiones del modelo.

6.2 Selección del conjunto inicial de parámetros

Después de revisar una serie de trabajos anteriores relacionados con TOPMODEL, se seleccionó un conjunto inicial de valores de los parámetros para las precisiones a realizar. Como se dispuso de datos hidrométricos, el valor de la recesión del flujo base inmediatamente anterior a la tormenta fue seleccionado como valor fijo para el parámetro DISCH. Los valores iniciales de los parámetros fueron los siguientes:

VSUBS=	0.067 m/s
VSTRM=	1.60 m/s
DISCH=	0.669 m ³ /s
XM=	0.41 m
XQo=	2.50 m ³ /s
SKS=	2.581 (10) ⁻⁶ m/s

6.3 Estimación del valor umbral del área acumulada usando SIG

TOPFOR requiere un valor umbral del área acumulada sobre cada pixel para determinar la red de canales dentro de la cuenca. Este valor puede ser estimado calculando la densidad de drenaje a partir de un mapa topográfico detallado de la zona. La red de canales puede también determinarse mediante la superposición de una red digitalizada a partir de una mapa con escala apropiada. Alternativamente, se requiere de un algoritmo para la identificación semi-automática de los canales. La extracción de la red de canales a partir de los DEM es un problema complejo y todos los métodos tienen sus limitaciones (Saulnier et al., 1997). En el presente estudio se ensayó un procedimiento aproximado, original, para estimar el valor umbral usando IDRISI/SIG. Se seleccionó un valor inicial para realizar un proceso iterativo, usando un mapa 'raster' (uno de los formatos de mapas digitales) obtenido al importar a IDRISI el archivo generado por el programa ZAREA, conteniendo el área acumulada sobre cada pixel de la cuenca. El mapa fue reclasificado para mostrar las celdas con un valor igual o mayor que el valor inicial seleccionado. El mapa reclasificado resultante fué analizado visualmente para decidir si la red de canales obtenida representaba una red de corrientes 'verdadera', sin agrupaciones de celdas de canal y sin bifurcaciones. El

procedimiento se repitió aumentando sucesivamente el valor usado en la reclasificación hasta encontrar un valor 'logico'. Las Figs. 6.3.1 a 6.3.6 muestran las sucesivas reclasificaciones realizadas. El valor aceptado fue 125, el cual se usó en todos los corridos ejecutados durante la calibración, la validación y los análisis de sensibilidad. Este procedimiento fue utilizado mas adelante en el proyecto (ver sección 6.7) usando DEM con diferentes resoluciones. Los resultados obtenidos lucen consistentes, como puede ser observado en la Fig. 6.7.1.

6.4 Proceso de Calibración

En la base de datos del ARS están disponibles alrededor de 20 años de datos climatológicos e hidrométricos de la cuenca del Río Sleepers. Para la calibración de TOPFOR se seleccionó un evento lluvia-escorrentamiento ocurrido el 24 de abril de 1970. Los datos de la creciente fueron procesados usando Quattro-pro con el fin de obtener el hidrograma de gasto directo, substrayendo el flujo base del hidrograma total. Las Figs. 6.4.1 y 6.4.2. muestran los hidrogramas total y directo de esta creciente. Los datos medidos en las seis estaciones de lluvia se usaron para definir la variabilidad temporal y espacial y de este evento. La variabilidad temporal de la lluvia medida en cada una de las estaciones se muestra en la Fig. 6.4.3. La variabilidad espacial se determinó mediante el método de los polígonos de Thiessen usando el programa THIESSEN. TOPFOR calcula la intensidad de lluvia en cada intervalo de tiempo para cada una de las celdas individuales de la cuenca a parti del archivo generados por THIESSEN y de un archivo de entrada que contiene los datos observados de lluvia, en mm/h, en cada estación.

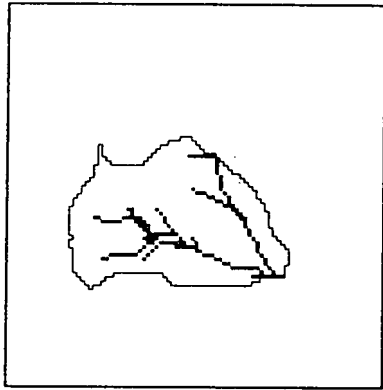


Fig. 6.3.1: Area acumulada sobre 30

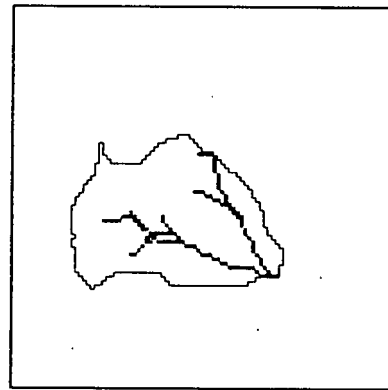


Fig. 6.3.2: Area acumulada sobre 50

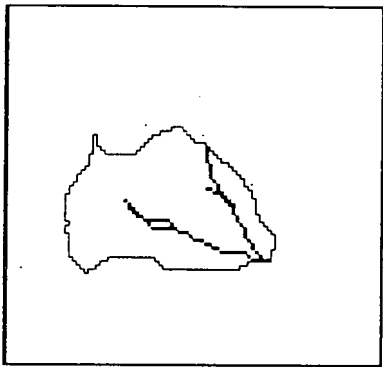


Fig.: 6.3.3: Area acumulada sobre 80

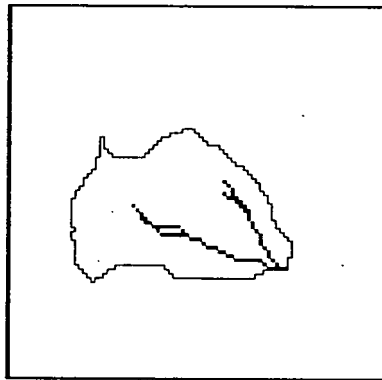


Fig. 6.3.4: Area acumulada sobre 100

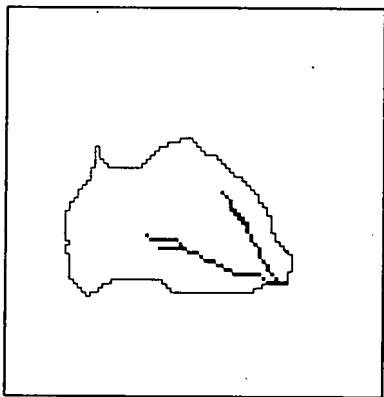


Fig. 6.3.5: Area acumulada sobre 125

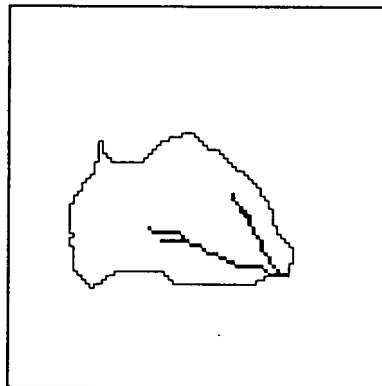


Fig. 6.3.6: Area acumulada sobre 140

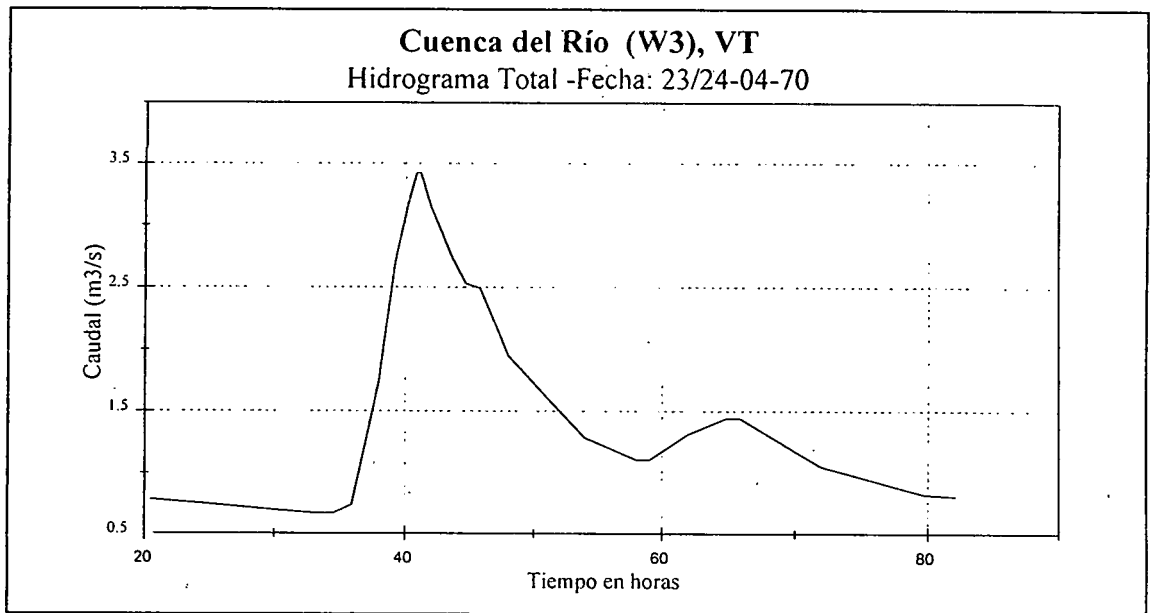


Fig. 6.4.1: Hidrograma total del evento del 04-04-70

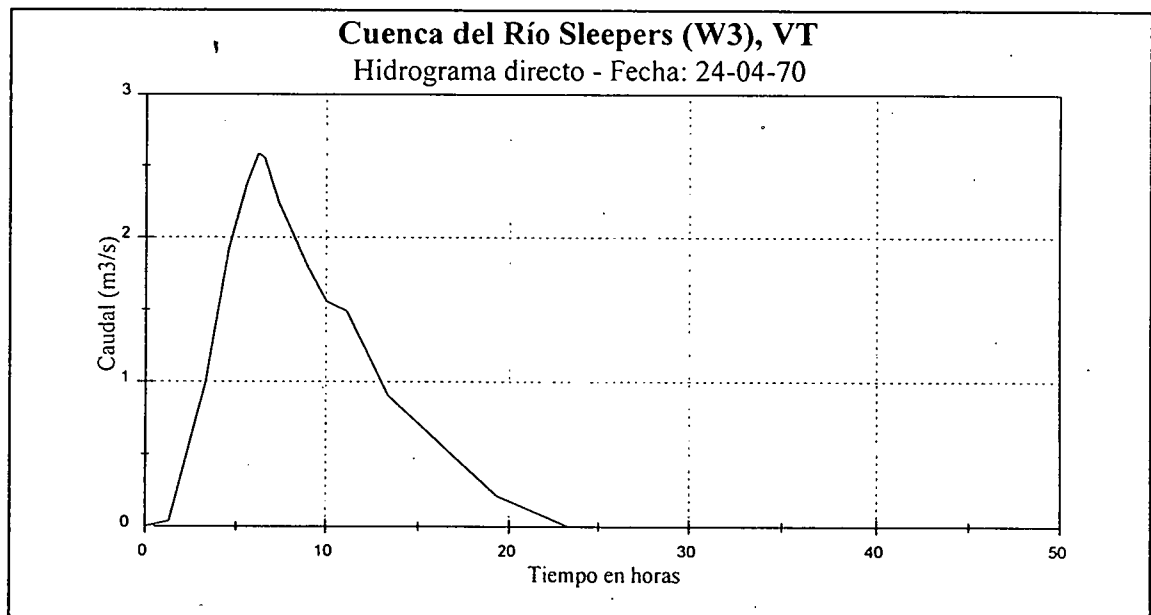


Fig. 6.4.2: Hidrograma directo del evento del 24-04-70

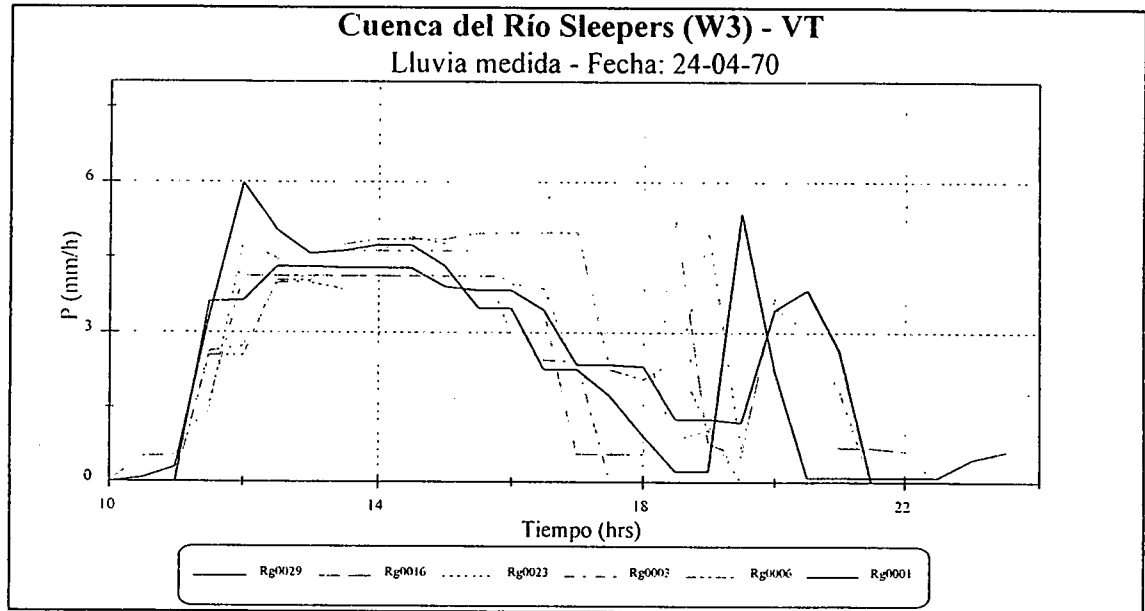


Fig. 6.4.3: Distribución temporal de la tormenta del 24-04-70

Comenzando con el conjunto inicial de parámetros, el modelo se corrió veinte y seis veces variando algunos de los parámetros cada vez y comparando los hidrogramas simulado y observado. El criterio usado en la calibración fué simular el caudal pico y el volumen escurrido de la creciente con un error menor al 1%. El tiempo al pico (T_p) y el tiempo base (T_b) no fueron considerados en la calibración, aunque se registraron los valores obtenidos en cada corrido. Adicionalmente, y sólo como referencia durante el proceso de calibración, se calculó un índice para tener información acerca de la forma de los hidrogramas. Con este propósito, se usó la desviación media cuadrática adimensional, propuesta por O'Donnell (1971), en la forma siguiente:

$$U = \frac{\left[n \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2 \right]^{1/2}}{\sum_{i=1}^n Y_i} \quad (34)$$

donde:

- U: Índice
- n: Número de observaciones
- Y_i: Valor del hidrograma observado en la ordenada i
- X_i: Valor del hidrograma simulado en la ordenada i

Las variaciones en los valores de los parámetros durante la calibración se presentan en la Tabla 6.4.1. En la Tabla 6.4.2 se muestran los resultados de la simulación en cada corrido. Como puede observarse, el corrido 26 resultó el de mejor ajuste, de acuerdo al criterio establecido para la calibración. El error de la simulación del caudal pico y del volumen de la creciente fué de -0.44% y 0.20% respectivamente (menos del 1%). Algunos de los hidrogramas obtenidos durante la calibración se muestran en la Fig. 6.4.4. El corrido final de calibración se presenta en la Fig. 6.4.5.

6.5 Resultados de la validación

Con el propósito de chequear el comportamiento de TOPFOR en condiciones de precipitación diferentes a la usada en el proceso de calibración, se seleccionó de los datos

Tabla 6.4.1: Variaciones en los valores de los durante la calibración

Corrido	VSUBS	VSTRM	XM	XQo	SKS	
1	0.067	1.60	0.41	2.50	2.581E-06	Inicial
2			0.30	1.50		
3			0.32			
4	0.070					
5	0.065	0.30	1.30			
6	0.067					
7			0.32	1.40		
8				1.55		
9		2.50				
10	0.068					
11	0.040	2.00	0.30	1.50		
12	0.030					
13	0.040		0.40			
14				1.60		
15				1.55		
16	0.045					
17	0.050					
18	0.060					
19	0.065					
20			0.30			
21				1.50		
22	0.067					
23	0.069					
24				1.55		
25	0.070					
26	0.072	2.00	0.30	1.55	2.581E-06	Final

Tabla 6.4.2: Resultados de la simulación durante la calibración

Valores Observados:		Q max:	2.59 m3/s	Tp:	6.50 hrs.				
		Volúmen:	81100.8 m3	Tb:	23.5 hrs.				
	Corrido 1	Corrido 2	Corrido 3	Corrido 4	Corrido 5	Corrido 6	Corrido 7	Corrido 8	Corrido 9
Suma (m3/s):	32.53	45.99	45.91	45.83	49.94	49.90	47.89	45.10	45.18
Volúmen (m3):	58557.56	82788.32	82638.72	82500.60	89886.07	89812.84	86209.86	81174.74	81322.51
Qmax (m3/s):	1.91	2.54	2.54	2.57	2.70	2.72	2.64	2.50	2.53
Tp (hrs):	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Tb (hrs):	33.50	35.00	35.00	35.00	36.00	35.00	35.00	35.00	35.00
Error del pico(%):	-26.23	-1.75	-1.93	-0.68	4.37	5.15	1.97	-3.51	-2.13
Error del vol. (%):	-27.80	2.08	1.90	1.73	10.83	10.74	6.30	0.09	0.27
Error del Tp (%):	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69
Error del Tb (%):	42.55	48.94	48.94	48.94	53.19	48.94	48.94	48.94	48.94
Número de val.	68	71	71	71	73	71	71	71	71
U:	0.61	0.45	0.46	0.47	0.47	0.48	0.46	0.46	0.49
	Corrido 10	Corrido 11	Corrido 11	Corrido 13	Corrido 14	Corrido 15	Corrido 16	Corrido 17	Corrido 18
Suma (m3/s):	45.13	47.04	47.04	46.71	45.21	45.90	45.66	45.49	45.22
Volúmen (m3):	81238.09	84664.14	84664.14	84078.57	81376.11	82619.30	82196.40	81890.17	81390.95
Qmax (m3/s):	2.54	2.19	2.19	2.18	2.14	2.16	2.24	2.32	2.44
Tp (hrs):	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Tb (hrs):	35.00	50.00	50.00	50.00	61.00	61.00	46.00	43.00	38.00
Error del pico(%):	-1.81	-15.44	-15.44	-15.63	-17.34	-16.70	-13.25	-10.26	-5.52
Error del vol. (%):	0.17	4.39	4.39	3.67	0.34	1.87	1.35	0.97	0.36
Error del Tp (%):	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69
Error del Tb (%):	48.94	112.77	112.77	112.77	159.57	159.57	95.74	82.98	61.70
Número de val.	71.00	101.00	101.00	101.00	123.00	123.00	93.00	87.00	77.00
U:	0.50	0.41	0.41	0.41	0.48	0.47	0.41	0.42	0.46
									Calibración
	Corrido 19	Corrido 20	Corrido 21	Corrido 22	Corrido 23	Corrido 24	Corrido 25	Corrido 26	
Suma (m3/s):	45.03	45.35	46.16	46.08	46.05	45.24	45.19	45.14	
Volúmen (m3):	81057.01	81630.57	83095.28	82950.94	82889.18	81426.51	81340.07	81259.43	
Qmax (m3/s):	2.50	2.51	2.55	2.57	2.59	2.54	2.55	2.58	
Tp (hrs):	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	
Tb (hrs):	36.00	36.00	36.00	35.00	35.00	35.00	34.00	34.00	
Error del pico(%):	-3.52	-3.11	-1.47	-0.79	0.05	-1.66	-1.47	-0.44	
Error del vol. (%):	-0.05	0.65	2.46	2.28	2.21	0.40	0.29	0.20	
Error del Tp (%):	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	-7.69	
Error del Tb (%):	53.19	53.19	53.19	48.94	48.94	48.94	44.68	44.68	
Número de val.	73.00	73.00	73.00	71.00	71.00	71.00	69.00	69.00	
U:	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49	0.49	0.49	0.51	

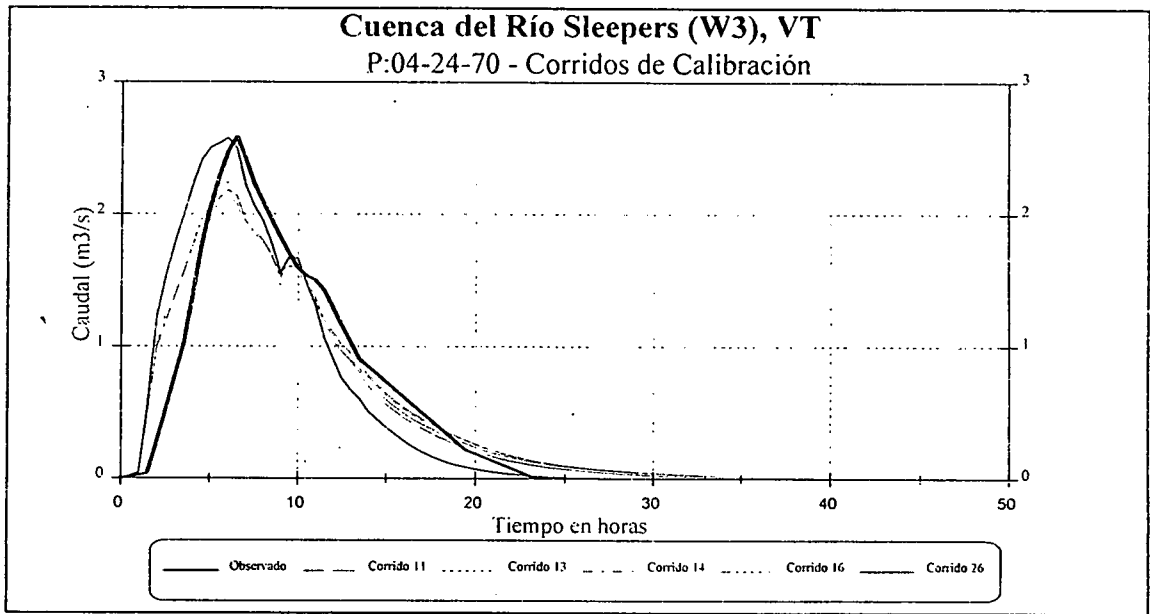


Fig. 6.4.4: Algunos corridos obtenidos durante la calibración

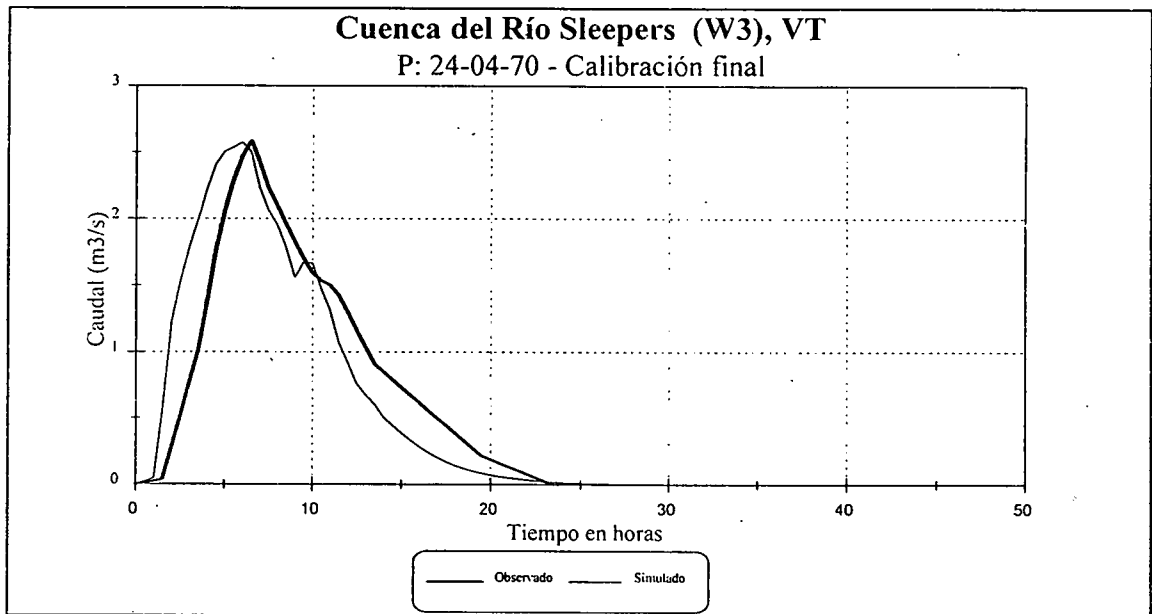


Fig. 6.4.5: Corrido final de la calibración

disponibles un segundo evento lluvia-escorrimento, ocurrido el 24 de mayo de 1972. El hidrograma total de este evento se muestra en la Fig. 6.5.1 y el hidrograma de gasto directo en la Fig. 6.5.2. La distribución temporal de la tormenta se incluye en la Fig. 6.5.3.

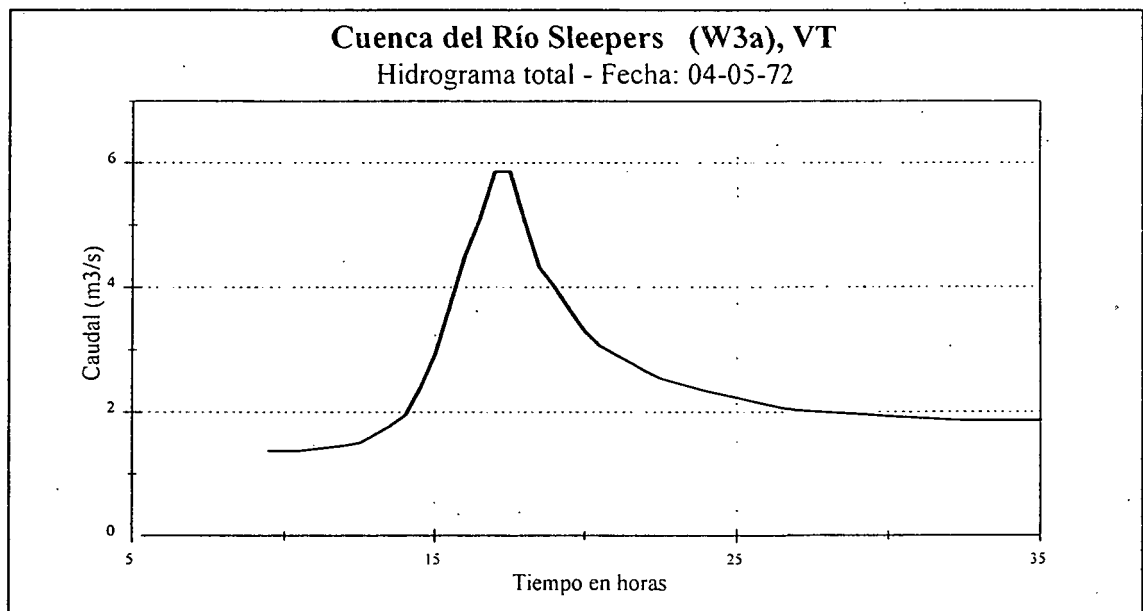


Fig. 6.5.1: Hidrograma total del evento del 04-05-72

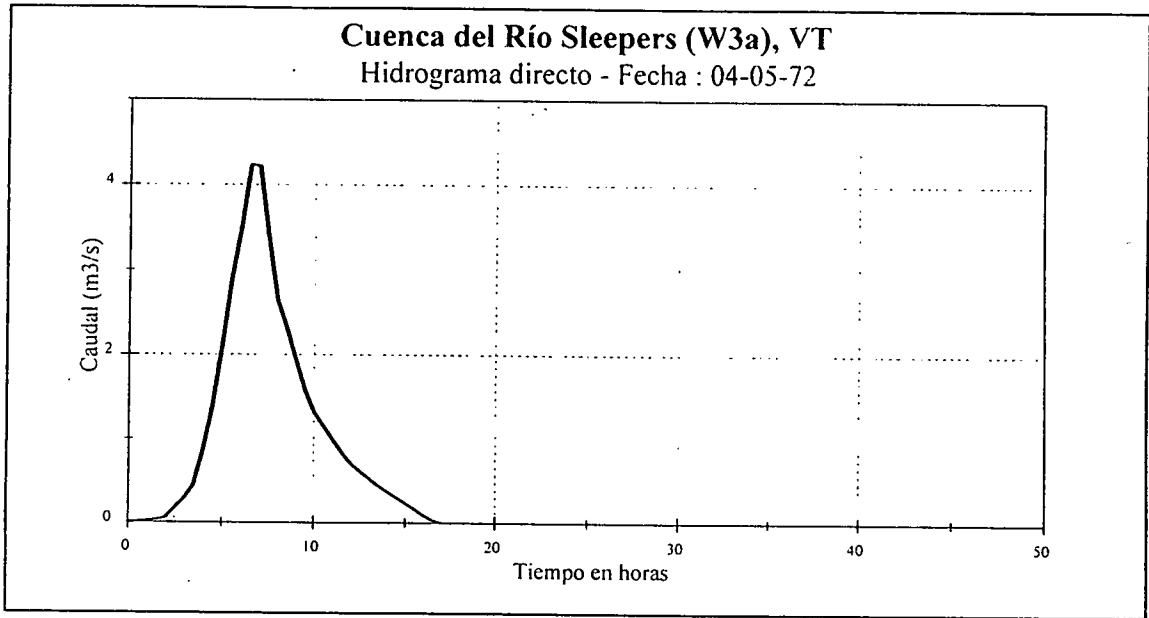


Fig. 6.5.2: Hidrograma directo del evento del 04-05-72

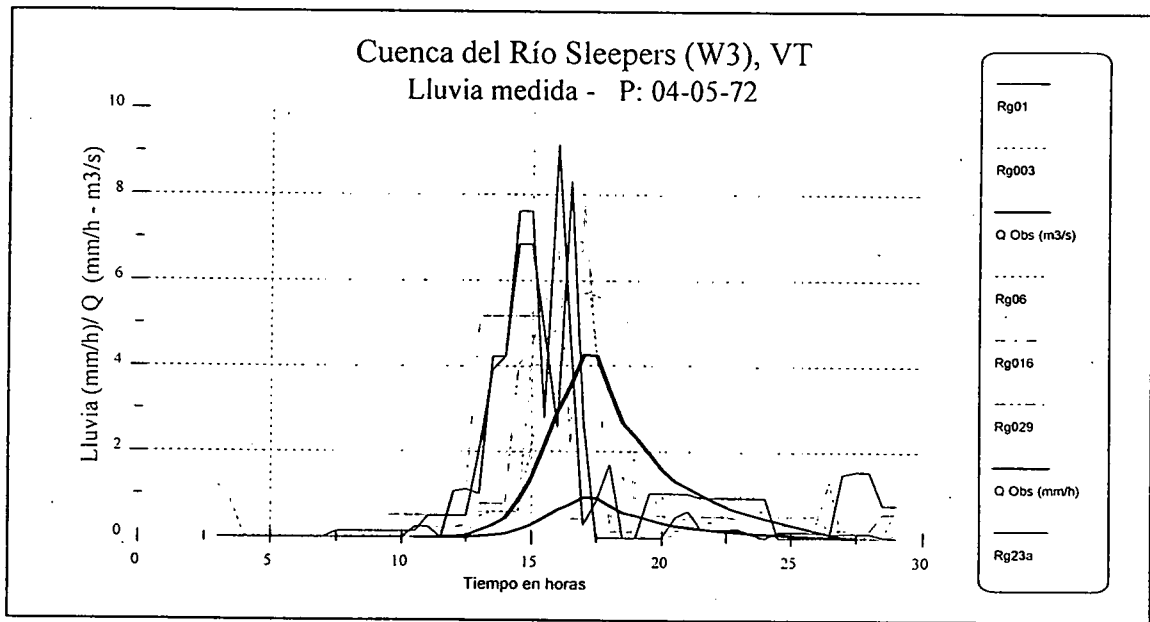


Fig. 6.5.3: Distribución temporal de la tormenta del 04-05-72

Tabla 6.5.1: Resultados obtenidos durante el corrido de validation

	Valores Observados	Corrido de Validación
Suma (m3/s):	40.06	56.18
Volúmen (m3):	72101.2	101120.96
Qmax (m3/s):	4.22	3.89
Tp (hrs):	7.00	9.50
Tb (hrs):	17.00	42.00
Error del pico (%):		-7.90
Error del volúmen (%):		40.25
Error del Tp (%):		35.71
Error del Tb (%):		147.06
Número de valores:		85
U:		2.07

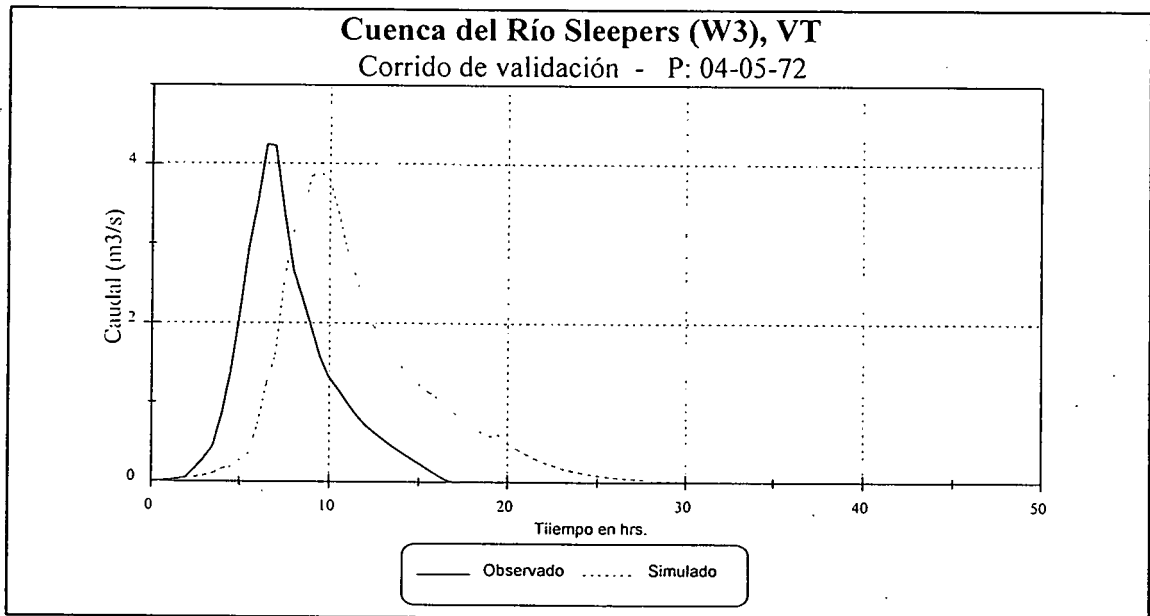


Fig. 6.5.4: Validación con el evento del 24-05-72

6.6 Análisis paramétrico de sensibilidad

El primer objetivo de este proyecto es el análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo, es decir, el estudio del efecto de la variación en los valores de los parámetros sobre el comportamiento del modelo. Para describir este comportamiento se seleccionaron dos indicadores: el caudal pico y el volumen escurrido de la creciente. Para ello, se ejecutaron dos tipos de análisis: a) Análisis de sensibilidad a un parámetro y b) Análisis relativo de sensibilidad. Ambos análisis fueron realizados en el entorno del “valor óptimo” de cada parámetro obtenido en el proceso de calibración.

6.6.1 Análisis de sensibilidad a un parámetro

El propósito de realizar este tipo de análisis fue jerarquizar los parámetros en orden de importancia en el modelo y encontrar los rangos en los cuales ellos son más activos. El procedimiento usado fue cambiar individualmente cada parámetro por turno en un porcentaje, en ambas direcciones del valor óptimo, aumentando o disminuyendo su valor y manteniendo fijo los otros. Los porcentajes de variación usados en el análisis fueron: 80%, 60%, 40%, 20%, -20%, -40%, -60% y -80%. Seguidamente, el modelo fue corrido para cada combinación resultante en los valores de los parámetros. En cada hidrograma simulado, se seleccionaron el caudal pico y el volumen escurrido de la creciente y se representaron en gráficos que muestran como varían estos indicadores al cambiar los valores de los parámetros. Los valores de los parámetros calibrados (óptimos), los modificados y los valores de los indicadores obtenidos en cada uno de los 40 corridos ejecutados, se presentan en la Tabla 6.6.1. Los gráficos se incluyen en las Figs. 6.6.1 y 6.6.2.

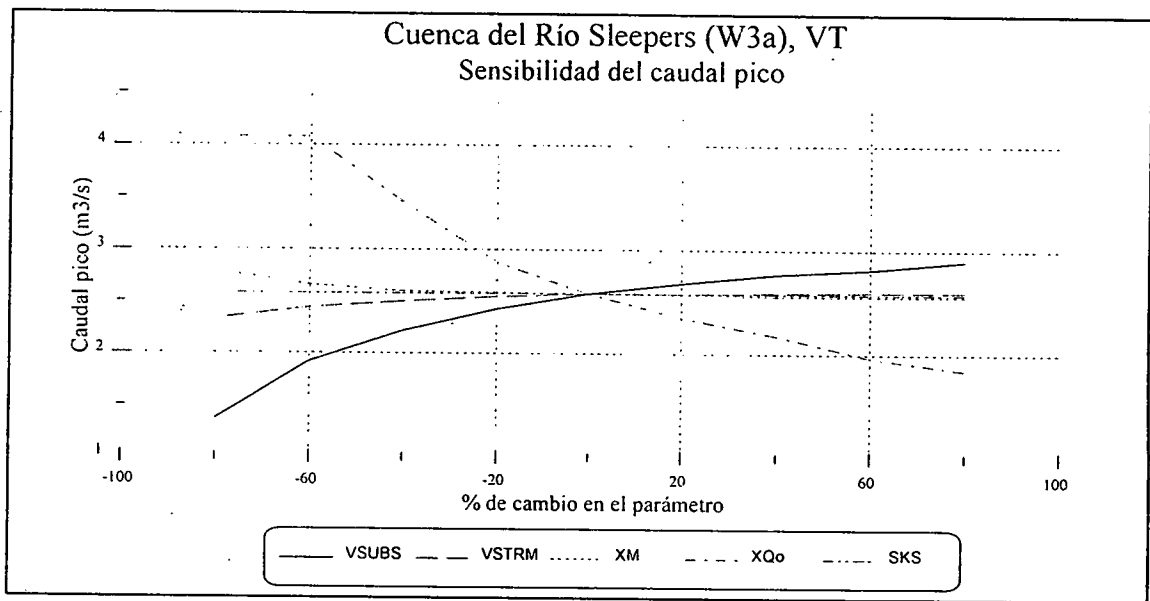


Fig. 6.6.1: Sensibilidad del caudal pico

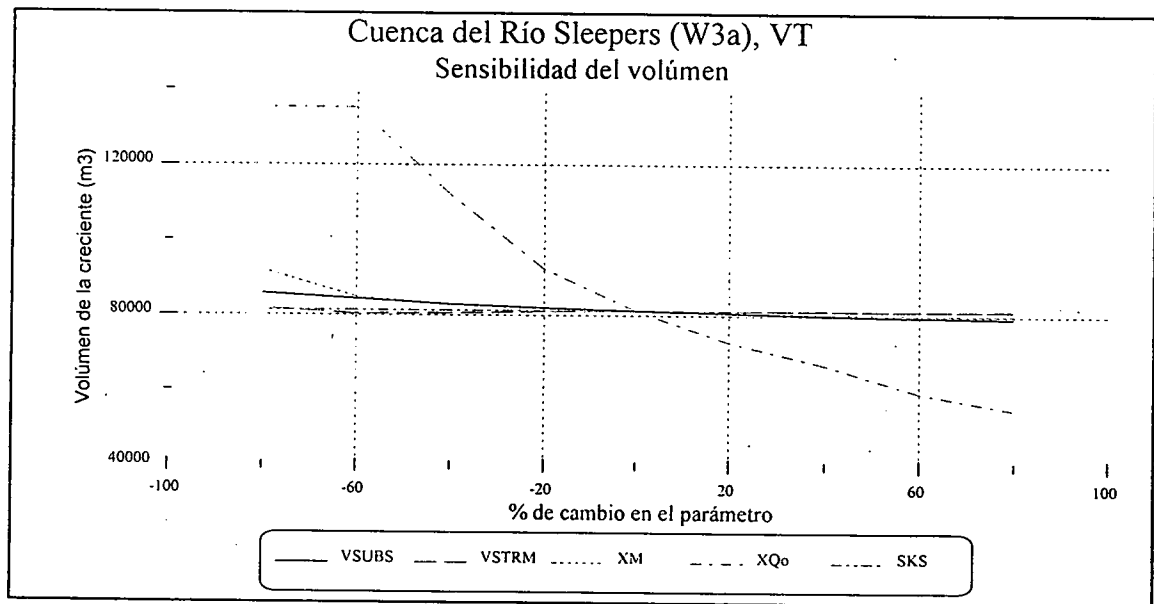


Fig. 6.6.2: Sensibilidad del volúmen de la creciente

Tabla 6.6.1: Resultados numéricos del análisis de sensibilidad a un parámetro

VALORES OPTIMIZADOS DE LOS PARAMETROS					VALORES SIMULADOS EN LA CALIBRACION					
VSUBS	0.072	Velocidad sobre el terreno (m/s)			Vol (m3):			81259.43		
VSTRM	2.00	Velocidad de las corrientes (m/s)			Qmax (m3/s):			2.58		
XM	0.30	Parámetro m de Topmodel			Tp (hrs):			6.00		
XQo	1.55	Parámetro Qo de Topmodel			Tb (hrs):			34.00		
SKS	2.581E-06	Conductividad hidráulica en la superficie (m/s)								
CAMBIOS EN LOS VALORES DE LOS PARAMETROS										
%Corrido	VSUBS	Corrido	VSTRMS	Corrido	XM	Corrido	XQo	Corrido	SKS	
80	1	0.130	9	3.600	17	0.540	25	2.790	33	4.646E-06
60	2	0.115	10	3.200	18	0.480	26	2.480	34	4.130E-06
40	3	0.101	11	2.800	19	0.420	27	2.170	35	3.613E-06
20	4	0.086	12	2.400	20	0.360	28	1.860	36	3.097E-06
0		0.072		2.000		0.300		1.550		2.581E-06
-20	5	0.058	13	1.600	21	0.240	29	1.240	37	2.065E-06
-40	6	0.043	14	1.200	22	0.180	30	0.930	38	1.549E-06
-60	7	0.029	15	0.800	23	0.120	31	0.620	39	1.032E-06
-80	8	0.014	16	0.400	24	0.060	32	0.310	40	5.162E-07
CAUDAL PICO SIMULADO (m3/s)										
%Corrido	VSUBS	Corrido	VSTRMS	Corrido	XM	Corrido	XQo	Corrido	SKS	
80	1	2.90	9	2.60	17	2.56	25	1.85	33	2.58
60	2	2.82	10	2.60	18	2.56	26	1.97	34	2.58
40	3	2.77	11	2.59	19	2.56	27	2.18	35	2.58
20	4	2.68	12	2.58	20	2.57	28	2.35	36	2.58
0		2.58		2.58		2.58		2.58		2.58
-20	5	2.43	13	2.55	21	2.59	29	2.88	37	2.58
-40	6	2.22	14	2.50	22	2.60	30	3.45	38	2.58
-60	7	1.92	15	2.44	23	2.66	31	4.08	39	2.58
-80	8	1.37	16	2.33	24	2.79	32	4.08	40	2.58
VOLUMEN SIMULADO DE LA CRECIENTE (m3)										
%Corrido	VSUBS	Corrido	VSTRMS	Corrido	XM	Corrido	XQo	Corrido	SKS	
80	1	79440.51	9	81370.35	17	80180.36	25	55073.73	33	81259.62
60	2	79733.55	10	81318.67	18	80296.80	26	59465.49	34	81259.15
40	3	80127.40	11	81351.16	19	80586.04	27	66868.18	35	81259.87
20	4	80711.94	12	81210.74	20	80889.70	28	72848.76	36	81258.80
0		81259.43		81259.43		81259.43		81259.43		81259.43
-20	5	82053.76	13	81088.14	21	81826.55	29	92460.46	37	81258.78
-40	6	82928.45	14	80598.33	22	82886.04	30	112048.30	38	81258.77
-60	7	84341.89	15	80333.56	23	84825.06	31	135168.00	39	81258.77
-80	8	85749.39	16	81783.18	24	91993.04	32	135168.00	40	81259.35

6.6.2 Análisis de sensibilidad relativa

Este análisis está basado en el estudio del cambio relativo de los indicadores del comportamiento del modelo originados por el cambio relativo en el valor del parámetro investigado. Está dirigido a hacer posible la determinación fácil del porcentaje de cambio en la respuesta del modelo cuando el valor del parámetro es modificado a partir de su valor óptimo. La terminología de 'análisis de sensibilidad relativa' fue propuesta por E. Simon (1988) como un procedimiento para describir la velocidad del cambio en la actividad del parámetro en la medida que se incrementa la distancia desde al valor óptimo. Previamente, McQuen (1973) usó este término en relación a otros aspectos del modelaje hidrológico. En el presente estudio, en lugar de calcular la velocidad del cambio, se calculó la variación relativa, en porcentaje, de los indicadores del comportamiento del modelo y se relacionó este cambio con las correspondientes variaciones relativas en los valores de los parámetros, expresadas en porcentajes del valor óptimo. Los valores de los cambios relativos se calcularon para cada indicador (caudal pico y volúmen de la creciente) como sigue:

$$RMI_i = \frac{MI_i - OMI}{OMI} * 100 \quad (35)$$

donde:

RMI _i (%):	Cambio relativo de los indicadores en el intervalo i, para i=1, 2, 3, 4 ó i= -1,-2, -3, -4
Mi _i :	Valor del indicador calculado en el intervalo i, para i=1, 2, 3, 4 ó i= -1,-2, -3, -4 correspondiente al 20%, 40%, 60%, 80%, ó -20%, -40%, -60% -80% de cambio en el valor óptimo del parámetro.
OMI:	Valor óptimo del parámetro.

La tabla 6.6.2 incluye los valores de las variaciones relativas de todos los parámetros, calculadas en cada intervalo, para los dos indicadores. Las Figs. 6.6.3 y 6.6.4 muestran gráficos de los cambios relativos de cada parámetro en función del cambio porcentual de los parámetros. Estos gráficos permiten obtener una estimación cuantitativa de la influencia del parámetro en un rango de -80% a 80% de su valor óptimo, asumiendo una variación lineal entre dos puntos de quiebre de las curvas.

6.7 Análisis de sensibilidad a la resolución del DEM

Siendo el segundo objetivo del proyecto estudiar el efecto del incremento o decremento del tamaño de la celda (resolución del DEM) en las predicciones del modelo, se seleccionaron tres resoluciones adicionales para este análisis. El DEM original, con celdas de 90 m (295 pies), fué redefinido tres veces mas con el fin de obtener tamaño de celdas de 180 m (591 pies), 270 m (886 pies) y 360 m (1181 pies). Se utilizó la capacidad de manejo

Tabla 6.6.2: Resultados numéricos del análisis de sensibilidad relativa

VALORES OPTIMIZADOS DE LOS PARAMETROS				VALORES SIMULADOS EN LA CALIBRACION						
VSUBS	0.072	Velocidad sobre el terreno (m/s)			Vol (m3):			81259.43		
VSTRM	2.000	Velocidad de las corrientes (m/s)			Qmax (m3/s):			2.58		
XM	0.300	Parámetro m de Topmodel			Tp (hrs):			6.00		
XQo	1.550	Parámetro Qo de Topmodel			Tb (hrs):			34.00		
SKS	2.581E-06	Conductividad hidráulica en la supercicie (m/s)								
CAMBIOS EN LOS VALORES DE LOS PARAMETROS										
%	Corrido	VSUBS	Corrido	VSTRMS	Corrido	XM	Corrido	XQo	Corrido	SKS
80	1	0.130	9	3.60	17	0.540	25	2.790	33	4.646E-06
60	2	0.115	10	3.20	18	0.480	26	2.480	34	4.130E-06
40	3	0.101	11	2.80	19	0.420	27	2.170	35	3.613E-06
20	4	0.086	12	2.40	20	0.360	28	1.860	36	3.097E-06
0		0.072		2.00		0.300		1.550		2.581E-06
-20	5	0.058	13	1.60	21	0.240	29	1.240	37	2.065E-06
-40	6	0.043	14	1.20	22	0.180	30	0.930	38	1.549E-06
-60	7	0.029	15	0.80	23	0.120	31	0.620	39	1.032E-06
-80	8	0.014	16	0.40	24	0.060	32	0.310	40	5.162E-07
CAUDAL PICO SIMULADO (m3/s)										
%	VSUBS	% Ch.	VSTRMS	% Ch.	XM	% Ch.	XQo	% Ch.	SKS	% Ch.
80	2.90	12.60	2.60	0.95	2.56	-0.60	1.85	-28.17	2.58	0.000E+00
60	2.82	9.49	2.60	0.95	2.56	-0.60	1.97	-23.51	2.58	0.000E+00
40	2.77	7.55	2.59	0.56	2.56	-0.60	2.18	-15.36	2.58	0.000E+00
20	2.68	4.06	2.58	0.17	2.57	-0.21	2.35	-8.76	2.58	0.000E+00
0	2.58	0	2.58	0	2.58	0	2.58	0	2.58	0.000E+00
-20	2.43	-5.65	2.55	-0.99	2.59	0.56	2.88	11.82	2.58	0.000E+00
-40	2.22	-13.80	2.50	-2.93	2.60	0.95	3.45	33.95	2.58	0.000E+00
-60	1.92	-25.45	2.44	-5.26	2.66	3.28	4.08	58.42	2.58	0.000E+00
-80	1.37	-46.81	2.33	-9.53	2.79	8.33	4.08	58.42	2.58	0.000E+00
VOLUMEN SIMULADO DE LA CRECIENTE (m3)										
%	VSUBS	% Ch.	VSTRMS	% Ch.	XM	% Ch.	XQo	% Ch.	SKS	% Ch.
80	79440.51	-2.24	81370.35	0.14	80180.36	-1.33	55073.73	-32.22	81259.62	0.0002
60	79733.55	-1.88	81318.67	0.07	80296.80	-1.18	59465.49	-26.82	81259.15	-0.0003
40	80127.40	-1.39	81351.16	0.11	80586.04	-0.83	66868.18	-17.71	81259.87	0.0005
20	80711.94	-0.67	81210.74	-0.06	80889.70	-0.46	72848.76	-10.35	81258.80	-0.0008
0	81259.43	0.00	81259.43	0.00	81259.43	0.00	81259.43	0.00	81259.43	0.0000
-20	82053.76	0.98	81088.14	-0.21	81826.55	0.70	92460.46	13.78	81258.78	-0.0008
-40	82928.45	2.05	80598.33	-0.81	82886.04	2.00	112048.30	37.89	81258.77	-0.0008
-60	84341.89	3.79	80333.56	-1.14	84825.06	4.39	135168.00	66.34	81258.77	-0.0008
-80	85749.39	5.53	81783.18	0.64	91993.04	13.21	135168.00	66.34	81259.35	-0.0001

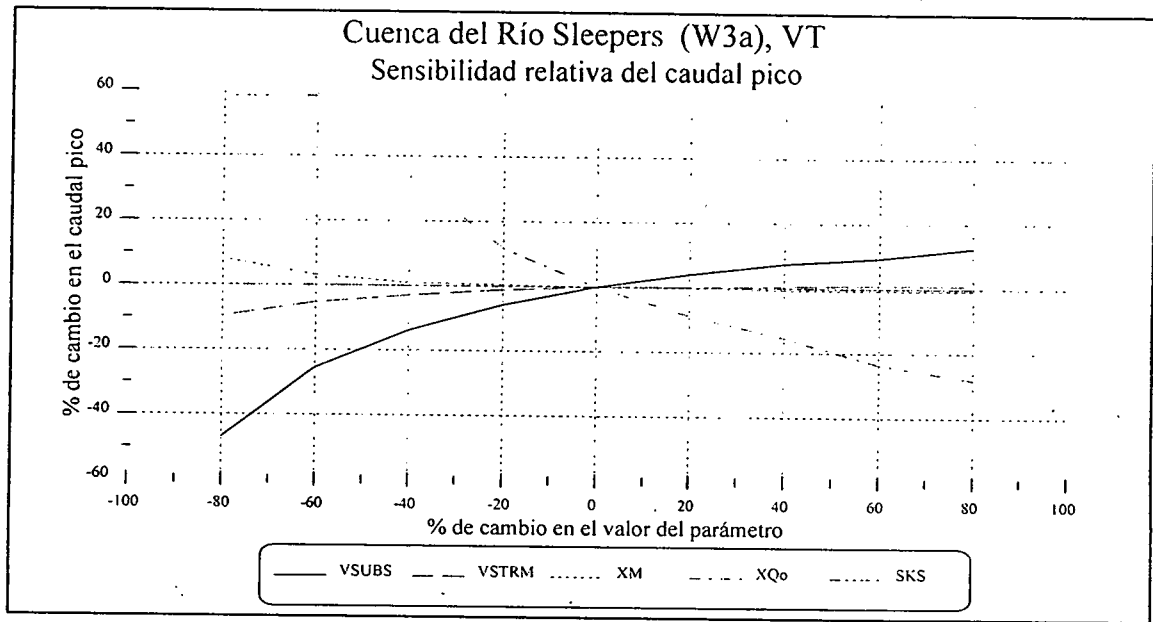


Fig. 6.6.3: Sensibilidad relativa del caudal pico

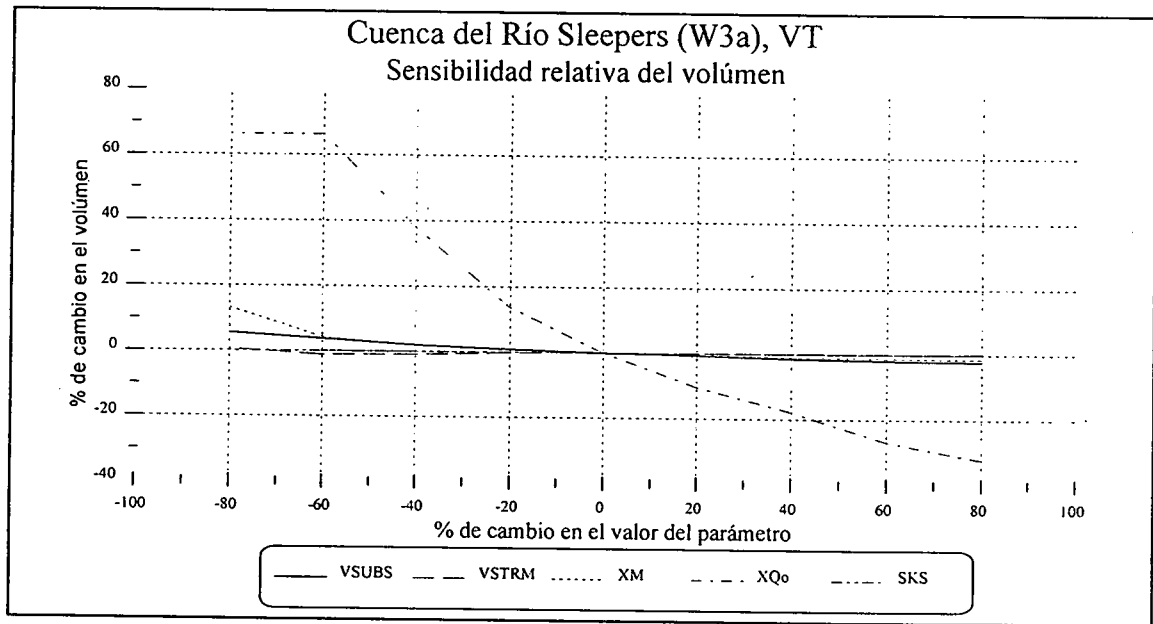


Fig. 6.6.4: Sensibilidad relativa del volúmen de la creciente

de datos del paquete IDRISI/SIG para crear nuevos DEM con diferentes tamaños de celdas. Se obtuvieron resoluciones mas gruesas (mayores tamaño de celdas) reduciendo el número de filas y columnas del DEM original e incrementando el tamaño de la celda mediante agregación de pixels. Con el procedimiento de agregación de pixels, los nuevos pixels representan el promedio de n pixels especificados por un factor de contracción. Por ejemplo, si el factor de contracción es 4, cada nuevo pixel representa el promedio de cuatro de los pixels anteriores. En la tabla 6.7.1 se resumen las características de los DEM resultantes.

A partir de cada uno de los cuatro diferentes DEM obtenidos, se corrieron todos los programas de cuencas con el fin de generar los archivos de entrada al modelo correspondientes a cada resolución. Para evaluar el efecto de cambio en el tamaño de la celda sobre los datos que representan las características de la cuenca, se usaron los programas IDRISI y NETDIS para obtener la red de canales, el número de celdas de canal, el número de celdas del terreno y la densidad de drenaje.

Tabla 6.7.1: Características de los DEM al cambiar el tamaño de celdas

Factor de contracción	CF:0	CF:2	CF:3	CF:4
	DEM Original			
Tamaño de la celda (m)	90	180	270	360
Tamaño de la celda (pies)	295	591	886	1181
Número de filas/columnas	92	46	30	23
Número de celdas	8464	2116	900	529

El valor umbral del área acumulada se estimó a través de análisis con IDRISI/SIG mediante el procedimiento descrito en la sección 6.4. La variación de los valores umbral obtenidos al incrementar el tamaño de la celda se graficó en la Fig. 6.7.1. En las Figs. 6.7.2 a 6.7.5 se muestran las diferentes redes de canales obtenidas a partir de cada DEM. Las características de las cuencas para cada resolución se presentan en la Tabla 6.7.2.

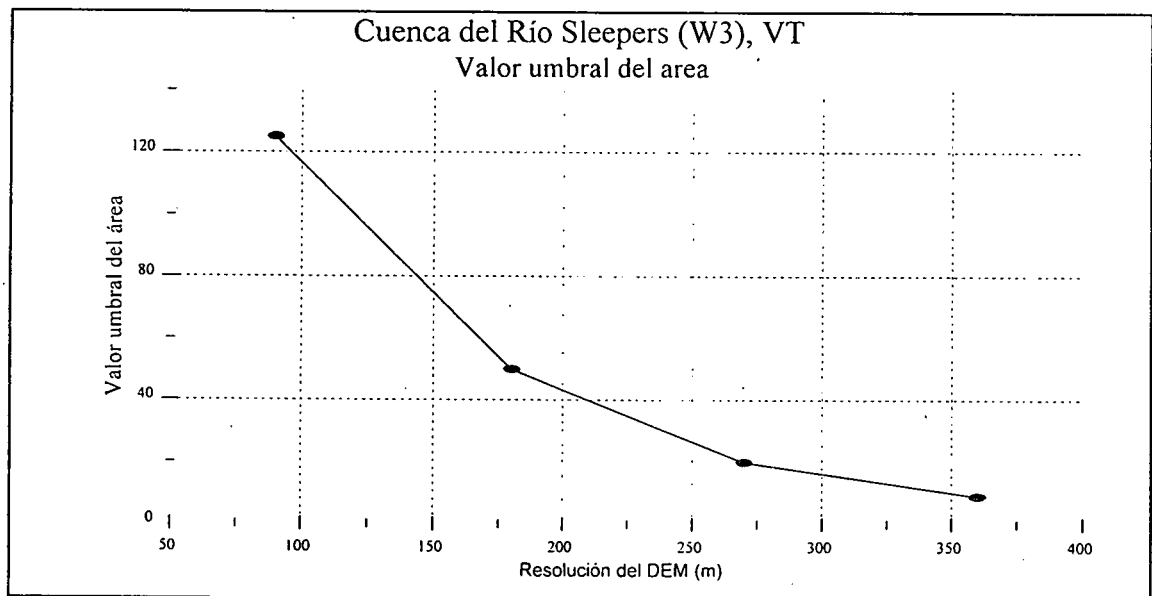


Fig. 6.7.1: Variación del valor umbral del área acumulada para diferentes resoluciones del DEM

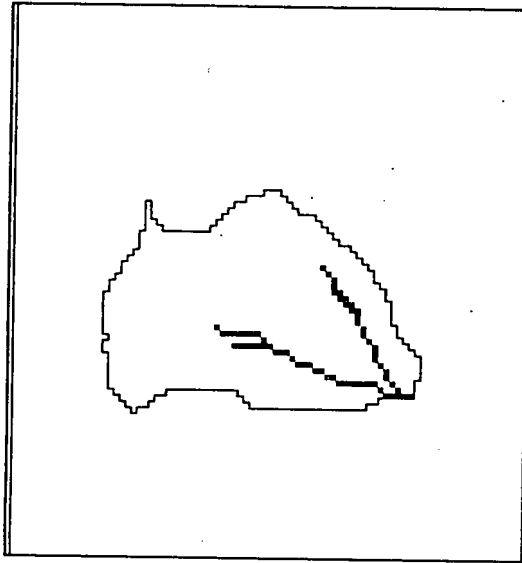


Fig. 6.7.2: Area acumulada sobre 125
Resolución: 90 m

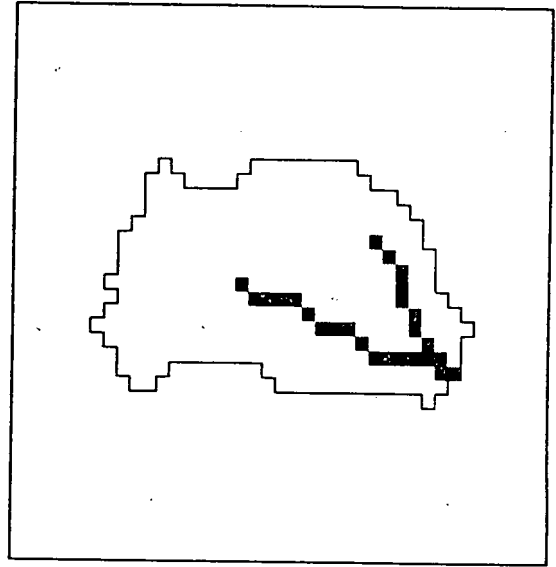


Fig. 6.7.3: Area acumulada sobre 50
Resolución: 180m

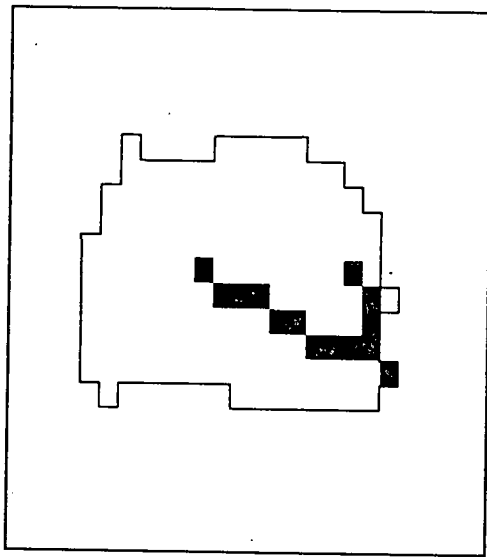


Fig. 6.7.4: Area acumulada sobre 20
Resolución: 270 m

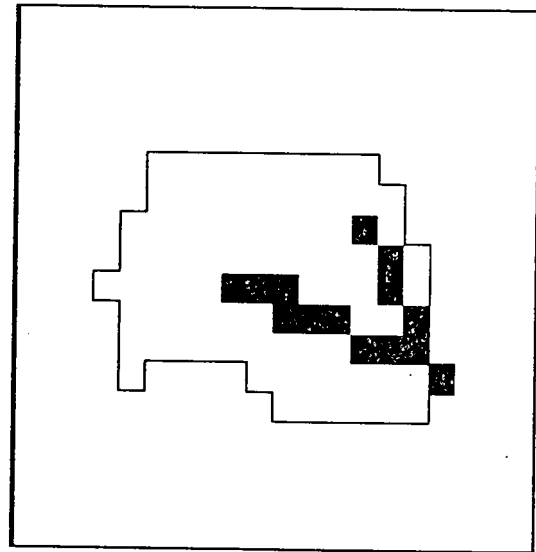


Fig. 6.7.5: Area acumulada sobre 9
Resolución: 360 m

Tabla 6.7.2: Características de la cuenca al cambiar el tamaño de celda

Factor de contracción	CF:0	CF:2	CF:3	CF:4
	DEM Original			
Tamaño de la celda (m)	90	180	270	360
Tamaño de la celda (pies)	295	591	886	1181
Area de la cuenca (Km ²)	11.4	11.3	11.2	12.2
Número total de celdas	1405	348	154	94
Número de celdas de canal	65	26	14	14
Número de celdas del terreno	1340	322	140	80
Razón de celdas canal/total (%)	4.6	7.5	9.1	14.9
Razón de celdas terreno/total (%)	95.4	92.5	90.9	85.1.
Densidad de drenaje (km ⁻¹)	0.60	0.48	0.36	0.45
Valor umbral del área	125	50	20	9

Con el propósito de ilustrar el efecto de los cambios de la resolución del DEM en la distribución espacial del índice topográfico, se elaboraron histogramas con la distribución de la frecuencia relativa de los valores $\ln(a/\tan B)$ para cada resolución, que se presentan en las Figs. 6.7.6 a 6.7.9. Los estadísticos de cada distribución: media, mínimo, máximo, varianza, sesgo y kurtosis, fueron calculados y se incluyeron en la Tabla 6.7.3. La Fig. 6.7.10 muestra la distribución de la frecuencia acumulada del índice topográfico para cada distribución y las Figs. 6.7.11 a 6.7.14, la distribución espacial del índice en la cuenca del Río Sleepers.

Tabla 6.7.3: Estadísticos del índice topográfico para distintos tamaños de celda

Factor de contracción	CF:0 DEM Original	CF:2	CF:3	CF:4
Tamaño de la celda (m)	90	180	270	360
Tamaño de la celda (pies)	295	591	886	1181
Media	8.80	9.10	9.35	9.62
Mínimo	5.82	6.77	7.20	7.52
Máximo	22.72	15.04	14.55	14.05
Varianza	4.34	3.13	2.92	2.73
Sesgo	1.92	1.21	1.14	1.11
Kurtosis	6.32	1.22	0.82	0.65

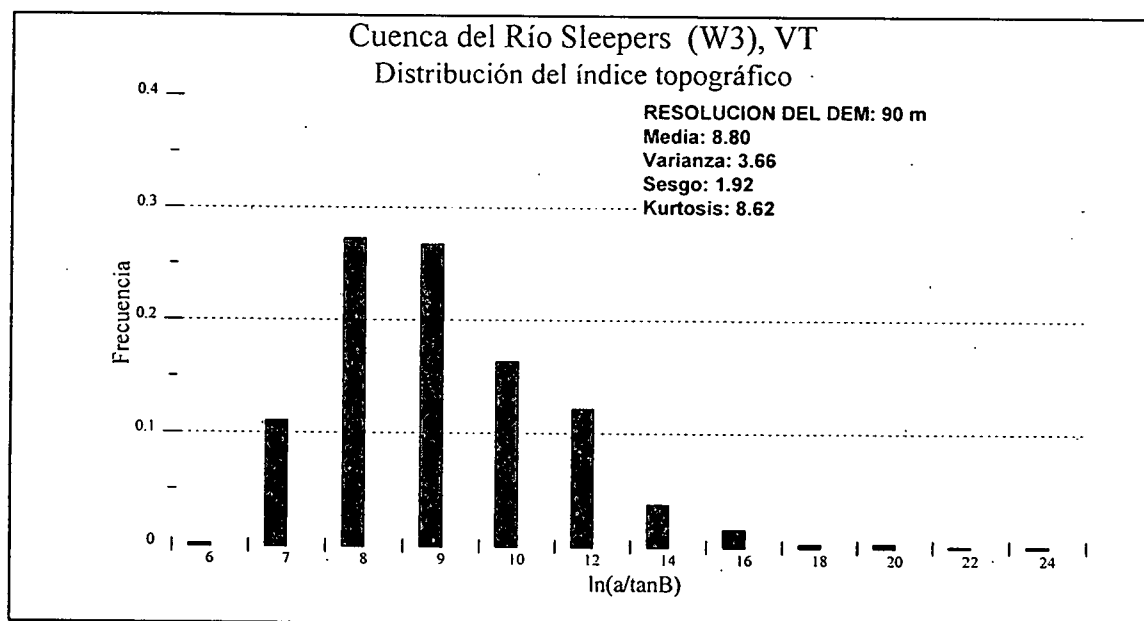


Fig. 6.7.6: Distribución del índice topográfico - Resolución del DEM: 90 m

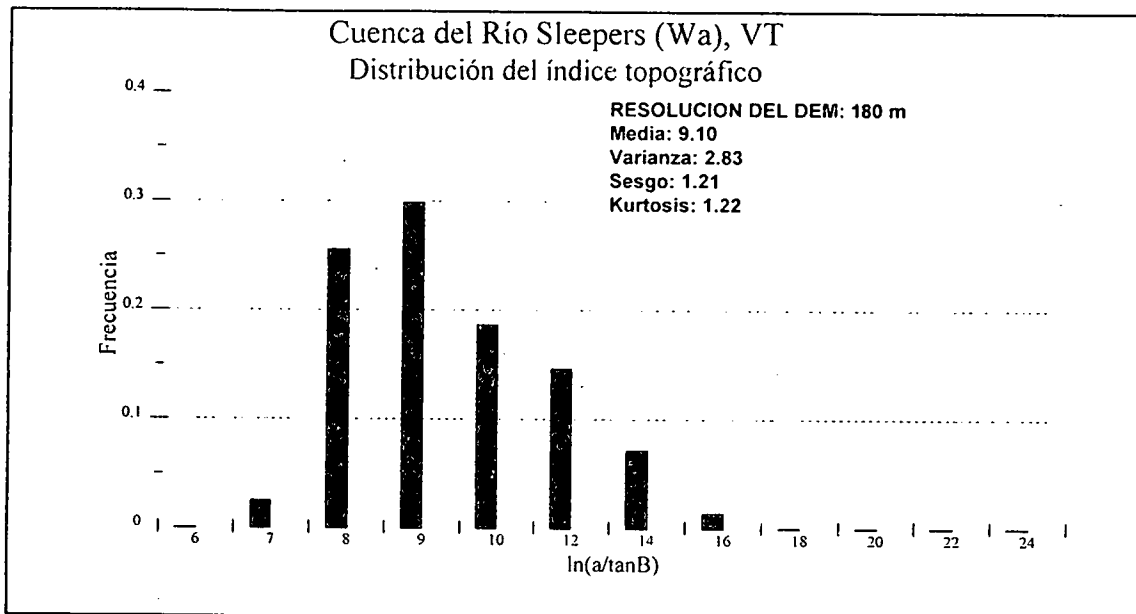


Fig. 6.7.7: Distribución del índice topográfico - Resolución del DEM: 180 m

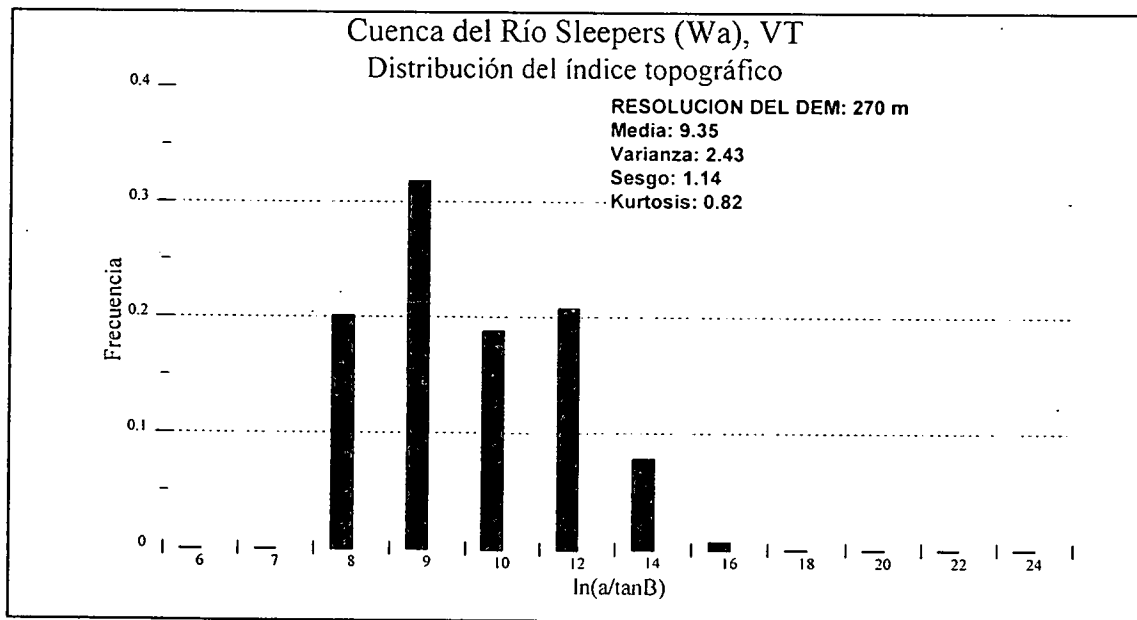


Fig. 6.7.8: Distribución del índice topográfico - Resolución del DEM: 270 m

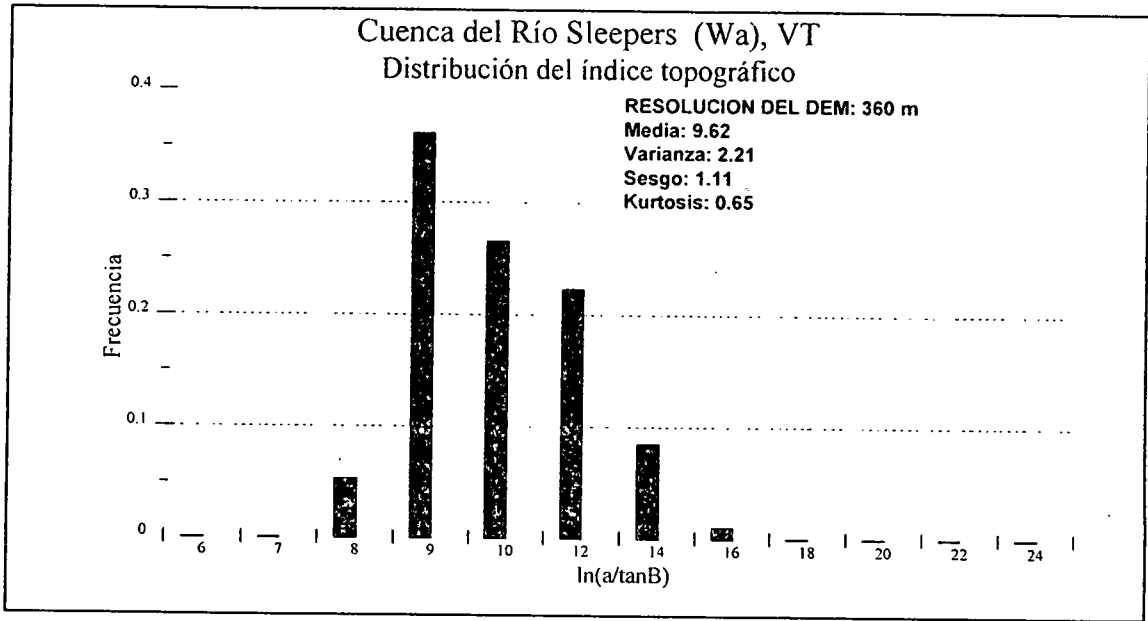


Fig. 6.7.9: Distribución del índice topográfico - Resolución del DEM: 360 m

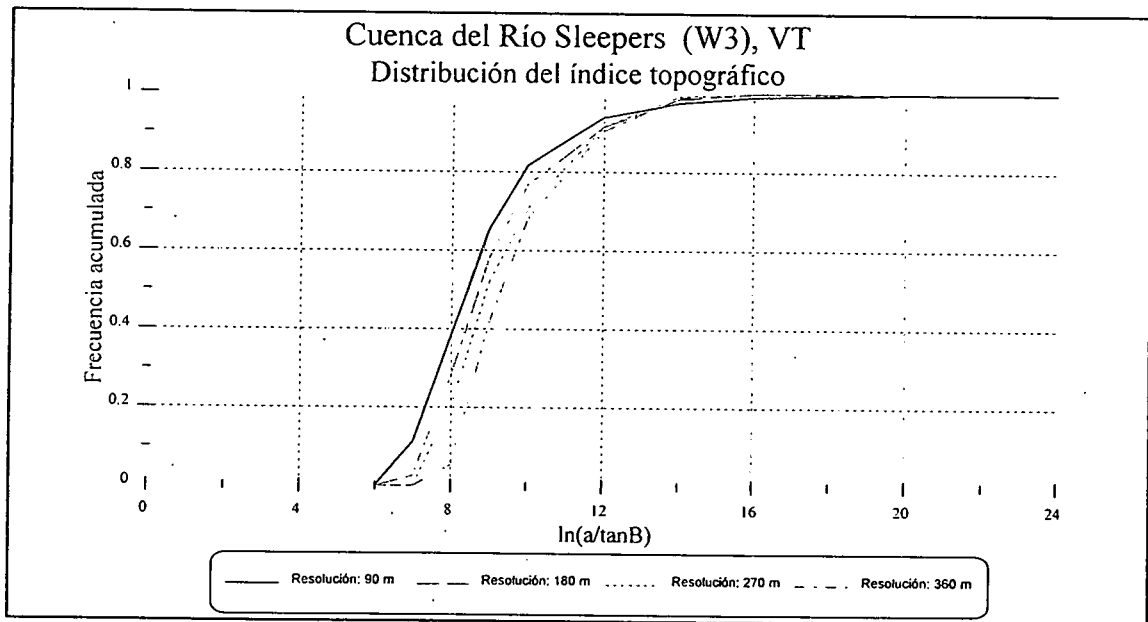


Fig. 6.7.10: Distribución de frecuencias del índice topográfico para distintas resoluciones del DEM

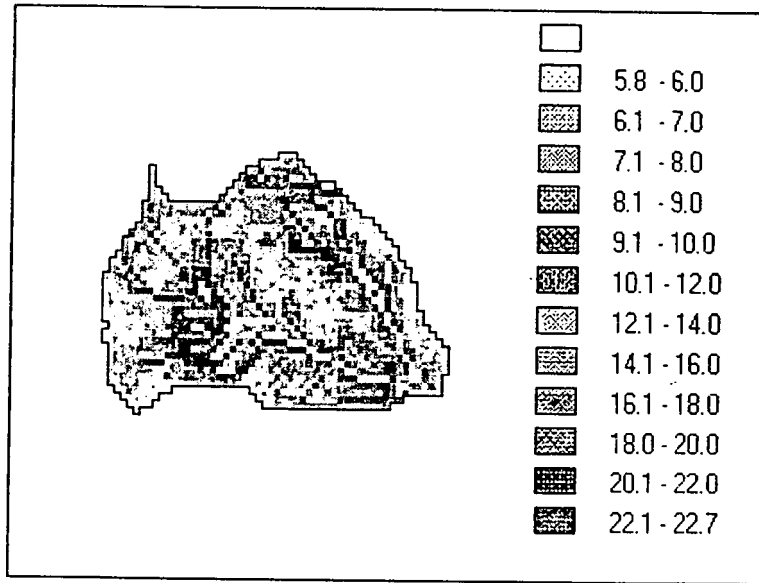


Fig. 6.7.11: Distribución espacial del índice topográfico
Resolución: 90 m

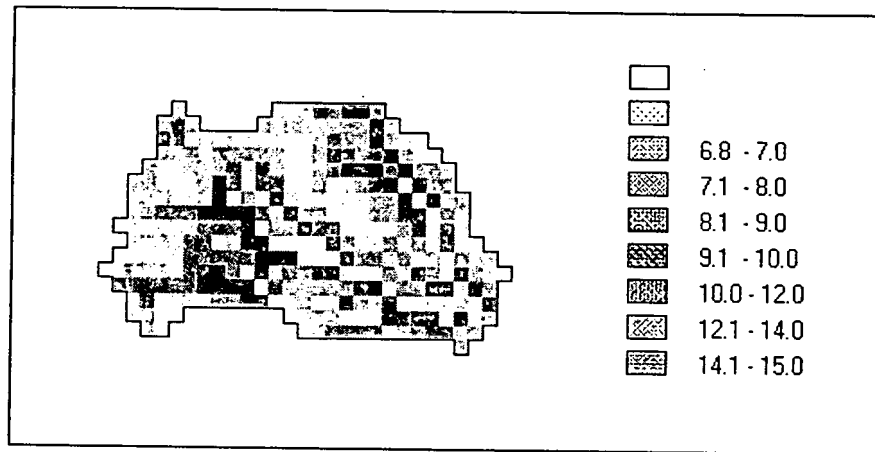


Fig. 6.7.12: Distribución espacial del índice topográfico
Resolución 180 m

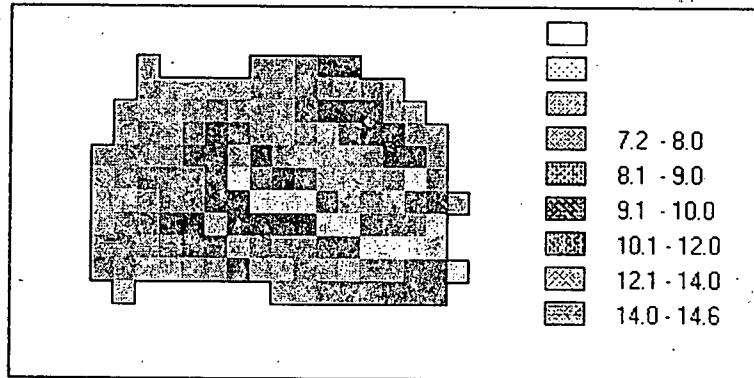


Fig. 6.7.13: Distribución espacial del índice topográfico
Resolución 270 m

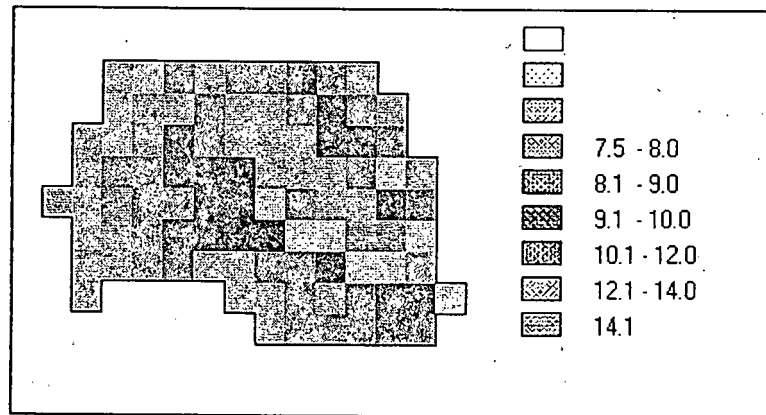


Fig. 6.7.14: Distribución espacial del índice topográfico
Resolución 360 m

Después de obtener los archivos de entrada al modelo para las diferentes resoluciones, el modelo se corrió tres veces, usando el conjunto de parámetros obtenido en el proceso de calibración con el fin de analizar el efecto de la variación del tamaño de la celda en las precisiones del caudal pico y del volumen de la creciente. En la Fig. 6.7.15 se presenta la comparación de los hidrogramas observado y simulado para las cuatro resoluciones. Los valores numéricos de las predicciones del caudal pico y volumen de la creciente se incluyen en la Tabla 6.7.4 y los gráficos de variación de estos valores al cambiar el tamaño de la celda en las Figs. 6.7.16 y 6.7.17.

Tabla 6.7.4: Predicciones del modelo para distintas resoluciones del DEM

Factor de contracción	CF:0	CF:2	CF:3	CF:4
	DEM Original			
Tamaño de la celda (m)	90	180	270	360
Tamaño de la celda (pies)	295	591	886	1181
Area saturada inicial (%)	25.12	26.15	32.47	30.85
Caudal pico (m ³ /s)	2.58	2.84	3.33	3.61
Volúmen de la creciente (m ³)	81259.4	86743.9	104155.5	113373.9
Tp (hrs)	6.00	6.00	6.00	6.00
Tb (hrs)	34.0	35.0	35.0	35.0
Error en el pico (%)	-0.44	9.79	28.71	39.62
Error en el volúmen (%)	0.20	6.96	28.92	39.79
Error en el Tb (%)	44.68	44.68	44.68	44.68
Indice	0.51	0.69	0.78	1.17

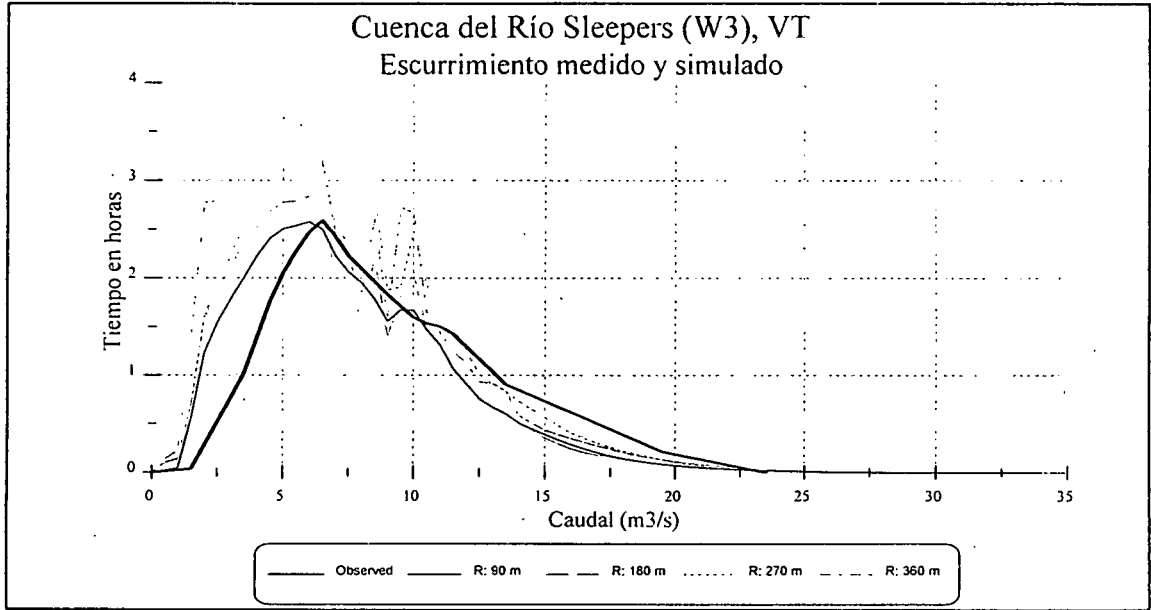


Fig. 6.7.15: Hidrograma observado y simulados para distintas resoluciones

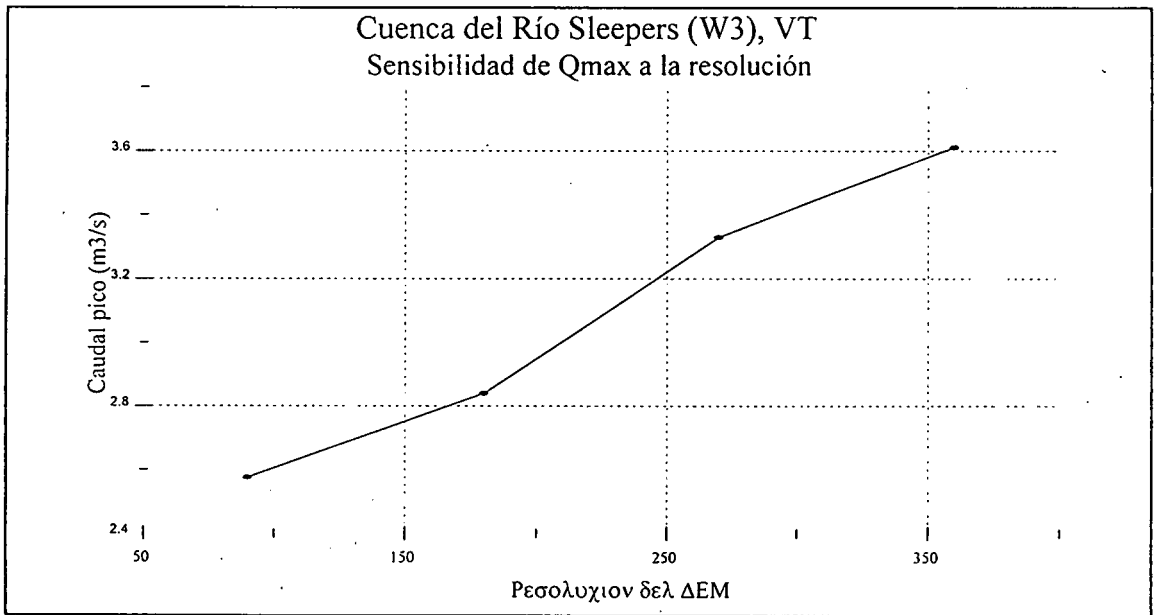


Fig. 6.7.16: Sensibilidad del caudal pico a la resolución del DEM

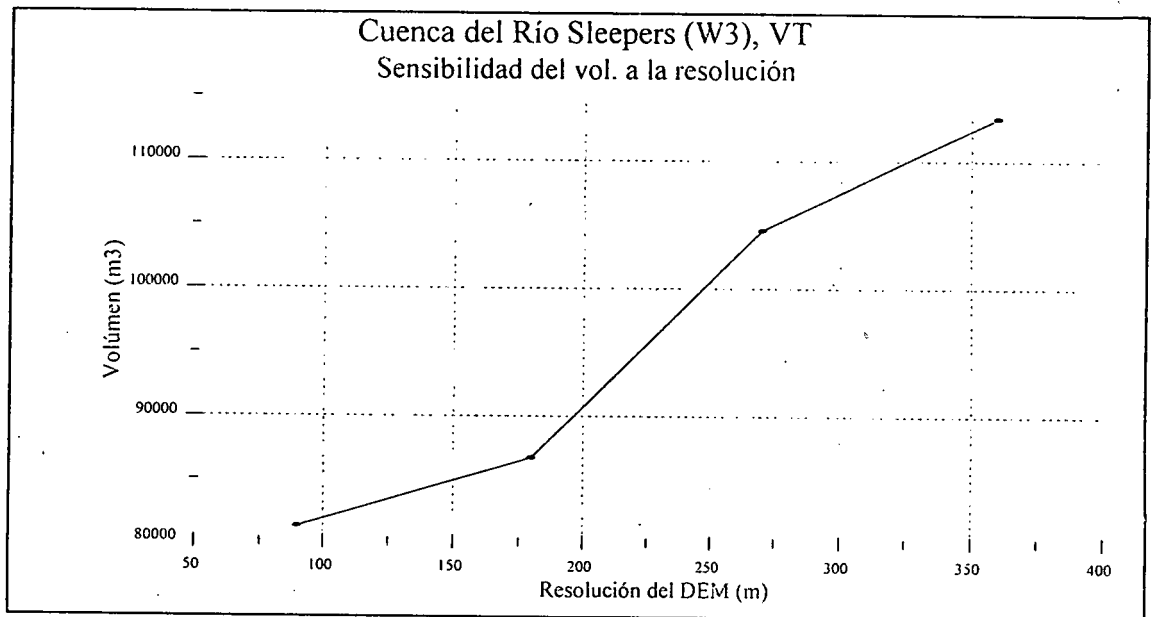


Fig. 6.7.17: Sensibilidad del volumen de la crecida a la resolución del DEM

7. ANALISIS DE RESULTADOS

7.1 Análisis paramétrico de sensibilidad

7.1.1 Análisis de sensibilidad a un parámetro

- a- El examen de la Tabla 6.6.1, la Fig. 6.6.1 y la Fig. 6.6.2 muestra que los cambios en las predicciones del modelo como resultado de las variaciones efectuadas en los valores de los parámetros, fueron mayores a la izquierda de los valores óptimos que aquellos observados a la derecha. Esto es, el modelo fué mas sensitivo cuando el valor del parámetro alterado era menor que el óptimo.

- b- El orden de importancia de los parámetros de acuerdo a la sensibilidad de las predicciones del caudal pico realizadas por el modelo fué el siguiente: XQo, VSUBS, VSTRM, XM y SKS.
- c- Los mayores cambios en las predicciones del caudal pico (Fig. 6.6.1) se observaron cuando se modificaron los parámetros XQo y VSUBS.
- d- El orden de importancia de los parámetros de acuerdo a la sensibilidad de las predicciones del volumen de la creciente (Fig. 6.6.2) fué ligeramente diferente, al resultar el modelo mas sensitivo a los cambios en el parámetro XM que a VSUBS. Sin embargo, las diferencias no fueron significativas. El orden resultante fué el siguiente: XQo, XM, VSUBS, VSTRM y SKS.
- e- El efecto de los cambios en los parámetros en las predicciones del volumen de la creciente fué mas significativo cuando el parámetro XQo fué modificado.
- f- Cuando el parámetro XQo fué disminuído por debajo del 60% del valor óptimo, las predicciones del caudal pico y del volumen de la creciente no variaron. La salida de esos corridos del modelo muestran condiciones de saturación en el contenido de humedad inicial del suelo en esos casos.
- g- Las respuestas del modelo, como caudal pico, fueron positivas a los cambios en los

parámetros VSUBS y VSTRM (los valores simulados se incrementaron cuando los parámetros se aumentaron). Estas respuestas fueron negativas en el caso de los parámetros XQo y XM (las predicciones disminuyeron al incrementar los parámetros).

- h- No se observó ningún cambio en el caudal pico cuando el parámetro SKS fue modificado.
- i- En relación al volumen de la creciente, las respuestas del modelo fueron negativas a los cambios en VSUBS, XM y Xqo (los valores simulados disminuyeron cuando se aumentaron los parámetros). Cuando el parámetro VSTRM se incrementó, las predicciones del modelo fueron variables. Desde -80% a -60%, los valores disminuyeron; desde -60% hasta el valor óptimo los valores aumentaron y luego disminuyeron en el 20%; en el 40% el valor aumentó, disminuyó otra vez en el 60% y finalmente aumentó en el 80%.
- j- Las respuestas del modelo, en términos del volumen de la creciente, a los cambios en SKS fue muy pequeña y variable (ver corridos 33 a 40 en la Tabla 6.6.1).

7.1.2 Análisis de sensibilidad relativa

- a- En relación al caudal pico (Fig. 6.6.3) y a la izquierda del valor óptimo hasta el -80%, la respuesta del modelo a los cambios en los parámetros VSTRM y XM fueron

menores al 10% del valor óptimo. Sin embargo, los valores simulados correspondientes a cambios en los parámetros VSUBS y XQo llegaron hasta un 45%. Practicamente ningún cambio se observó cuando el parámetro SKS fué modificado.

- b- A la derecha del valor óptimo y hasta un 80%, las predicciones del caudal pico fueron menores a 29% al cambiar el parámetro XQo y menos de 13% en el caso de VSUBS. Los cambios que produjeron los parámetros por VSTRM, XM y SKS fueron menores al 1%.
- c- Con respecto al volúmen de la creciente (Fig. 6.6.4), a la derecha del valor óptimo y hasta un 80%, la respuesta del modelo a los cambios en los parámetros VSUBS VSTRM fué menor de 6% del valor óptimo, aunque la correspondiente a XM llegó hasta un 14%. Los cambios en XQo generaron respuestas hasta de un 66%, mientras que las de SKS sólo alcanzaron un 0.001%.
- d- A la derecha del valor óptimo y hasta un 80%, las precisiones del volúmen generadas por los cambios en todos los parámetros, con la excepción de XQo, fueron menores a 3%. Los cambios que produjo la variación de este parámetro produjo llegaron hasta un 32%.

7.2 Análisis de sensibilidad a la resolución del DEM

- a- En las Figs. 6.7.11 a 6.7.14 se despliega el patrón espacial del índice topográfico en la cuenca del Río Sleepers para las cuatro resoluciones analizadas. Como puede observarse, el patrón de los valores de $\ln(a/\tan B)$ en las distribuciones mas finas (menores tamaño de celda) es mas complejo y dendrítico. Este hecho origina que el modelo prediga patrones espaciales diferentes de déficit de humedad del suelo y de áreas saturadas contribuyentes. Consecuentemente, deben esperarse en las precisiones del modelo como de hecho se observó en este estudio. Los histogramas de frecuencia de la distribución del índice topográfico (Figs. 6.7.6 a 6.7.9) y las curvas de frecuencia acumulada (Fig.6.7.10) ilustran el efecto de la variación de la resolución del DEM en el patrón espacial de $\ln(a/\tan B)$.

- b- El efecto de la resolución del DEM en las estadísticas del índice topográfico se muestran en la Tabla 6.7.3. Las resoluciones gruesas estuvieron asociadas con valores altos de la media y del mínimo de $\ln(a/\tan B)$ y con valores bajos del máximo, varianza, sesgo y kurtosis.

- c- Los efectos de la resolución del DEM sobre las características de la cuenca también se incluyen en la tabla 6.7.3. Las resoluciones gruesas estuvieron asociadas con menor numero de celdas y densidad de drenaje. La razón del número celdas de canal al total de celdas aumentó y el porcentaje de celdas del terreno disminuyó al aumentar el tamaño de la celda. Este incremento del porcentaje de celdas de canal

origina que el flujo alcance mas rapidamente la salida de la cuenca y en consecuencia, un aumento en las predicciones del caudal pico. Los valores menores del umbral de área acumulada, correspondientes a las resoluciones mas gruesas, contribuyeron a incrementar el número de celdas del canal.

- d- Los cambios en la resolución del DEM afectaron a las predicciones de ambos indicadores (caudal pico y volúme de la creciente). Los valores contenidos en las Tablas 6.7.4, la Fig. 6.7.16 y la Fig. 6.7.17, muestran el incremento de esos indicadores. La Tabla 6.7.4 también muestra que el error en las predicciones del caudal pico y el volúmen, es decir, la diferencia entre los valores observados y simulados (con el conjunto de valores de los parámetros obtenidos en la calibración hecha con el DEM original), se incrementa en la medida que el tamaño de la celda aumenta. Las tablas 6.7.3 y 6.7.4 muestran que al reducir la resolución del DEM, la media del índice topográfico, el porcentaje inicial de área saturada y las respuestas del modelo se incrementan. El mecanismo de producción de escurrimiento del modelo está basado en un balance hidráulico realizado en cada intervalo de tiempo en todos de los pixels de la cuenca. Los mayores valores de precipitación efectiva se generan en áreas con déficit de humedad del suelo menor, en las cuales durante los períodos de alta precipitación se desarrollan áreas saturadas y ocurre el escurrimiento. El promedio en el área del índice combinado suelo-topográfico, función directa del índice topográfico, entra en el cálculo del déficit inicial de humedad del suelo en cada celda, junto con el valor local de este índice (ver ecuación

29). La cola superior de la distribución del índice en la cuenca controla la expansión y contracción del área saturada contribuyente (Saulnier et al.,1997), por lo tanto valores altos de este índice originarán valores bajos del déficit del contenido de humedad del suelo que producen condiciones de saturación. Aunque las resoluciones menores resultaron asociadas con menores valores del los máximos del índice, la cola superior de la distribución del índice se incrementó al aumentar el tamaño de la celda, como puede observarse en las Figs. 6.7.6 a 6.7.9.

- e- Los resultados obtenidos en este estudio son consistentes con los trabajos de *Zhang y Montgomery* (1994), y *Wolock y Price* (1994), quienes encontraron que la media de la distribución de $\ln(a/\tan B)$ se incrementa en la medida que la resolución del DEM disminuye. Ellos reportaron que al aumentar el tamaño de la celda las predicciones de la profundidad media a la mesa de agua realizadas por TOPMODEL decrecieron y los caudales pico simulados aumentaron.

8. CONCLUSIONES

8.1 Análisis paramétrico de sensibilidad

- a- Los resultados del análisis relacionado con este objetivo conducen a la conclusión que el orden de los parámetros con respecto a la sensibilidad de las predicciones del caudal pico y del volumen de la creciente a cambios en sus valores, es el siguiente: XQo, VSUBS, VSTRM, XM y SKS, siendo XQo el parámetro mas activo.

- b- El modelo es más sensitivo a cambios en los parámetros cuando los valores de éstos están a la izquierda de los valores óptimos. Los cambios realizados cuando los valores de los parámetros son mayores que los valores óptimos (a la derecha) tienen menor efecto sobre las respuestas del modelo.

- c- El modelo es practicamente insensitivo a cambios en el parámetro SKS.

- d- La sensibilidad del modelo a cambios en los valores de los parámetros es mayor en las predicciones del caudal pico que en las del volumen de la creciente.

- e- Siendo XQo el parámetro mas activo, se puede afirmar que las predicciones del modelo son altamente dependientes de las condiciones antecedentes.

8.2 Análisis de sensibilidad a la resolución del DEM

- a- En relación con el segundo objetivo del estudio, se puede concluir que la resolución del DEM afecta la distribución del índice topográfico, $\ln(a/\tan B)$, dentro de la cuenca.
- b- En la medida que aumenta el tamaño de las celdas del DEM, los valores medios y mínimos de la distribución de $\ln(a/\tan B)$ se incrementan.
- c- Al aumentar el tamaño de las celdas del DEM, los valores máximos, varianza, sesgo y kurtosis de la distribución de $\ln(a/\tan B)$ disminuyen.
- d- Las predicciones del modelo, tanto del caudal pico como del volúmen de la creciente, son afectadas por los cambios de resolución en el DEM. Para un mismo conjunto de valores en los parámetros, las resoluciones mas gruesas (mayor tamaño de celdas) producen valores mas altos en las predicciones del modelo.
- e- Como consecuencia de lo anterior, se concluye que los parámetros del modelo deben recalibrarse cada vez que se use un DEM con tamaño diferente de celdas.

9. REFERENCIAS

- Bernier, P. Y. 1985. Variable source areas and storm-flow generation: an update of the concept and a simulation effort. *Journal of Hydrology*, 79:195-213.
- Beven, K. J. 1986a. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. In *Hillslope Processes*, edited by A. D. Abrahams, Allen and Uwin. Winchester, Mass.
- Beven, K. J. 1986b. Runoff production and flood frequency in catchments of order n: An alternative approach. In *Scale Problems in Hydrology*, edited by V. K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe and E. F. Wood, D. Reidel. Hingham, Mass.
- Beven, K. J., y M. J. Kirkby. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43-69.
- Durand P., A. Robson, y C. Neal. 1992. Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozere, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, 139:1-14.
- Haan, C. T., H. P. Johnson, y D. L. Brakenslek. 1982. *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*. Academic Press, San Diego, CA.
- Hornberger, G. P., K. J. Beven, y D. E. Sappington. 1985. Shenandoah Watershed Study: Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, 21(12):1841-1850.
- Ibbitt, R. P., y T. O'Donnell. 1971. Fitting methods for conceptual catchment models. *ASCE, Proc. Journal of Hydraulic Division*, 97:1331-1342.
- Juppenlatz, M., y X. Tian. 1996. *Geographic Information System and Remote Sensing*. McGraw-Hill Book Company, Sidney, Australia.
- Labadie, J., N. Grigg, y D. Morrow. 1984. Cost-effective design and operation of urban stormwater control systems: Decision support software. *Project Completion Report, Colorado*. Water Resources Research Institute, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Linsley, R. K., M. Kohler, y J. L. Paulus. 1982. *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill Book Company, New York, NY.
- McCuen, R. H. 1976. The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 18:37-53.

- Maidement, D. E. 1993. Environmental modeling within GIS. In *GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues*, proceedings of the Second International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Breckenridge, CO.
- Maidment, D. E. 1991. GIS and hydrologic modeling. In *Environmental Modeling with GIS*, proceedings of the First International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Boulder, CO.
- McKinney, D.C., y H. Tsai. 1993. Solving groundwater problems using multigrid methods in a grid-cell-based GIS. *GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues*, proceedings of the Second International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Breckenridge, CO.
- Meyer, S., T. Salem, y J. Labadie. 1993. Geographic Information System in urban storm-water management. *ASCE, Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(2):206-228.
- Muzik, I. y S. J. Pomeroy. 1990. A geographic information system for prediction of design flood hydrograph. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 17:995-973.
- Quinn, P. F., y K. J. Beven. 1993. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimos, Mid-Wales. *Hydrological Processes*, 7:425-448.
- Quinn, P., K. J. Beven, P. Chevalier, y O. Planchon. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5:59-79.
- Ramírez J. A. 1995. Comunicación personal. No publicado.
- Saghafian, B. 1993. Implementation of a distributed hydrologic model within GRASS. In *GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues*, proceedings of the Second International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling. Breckenridge, CO.
- Saulnier G., K. Beven, y C. Obled. 1997. Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling: Reducing scale dependence in effective hydraulics conductivity values. *Water Resources Research*, 33(9):2097-2101.
- Simon, E. 1988. Parameter sensitivity analysis for hydrologic simulation models. *Water International*, 13(1):46-56.

- Sivapalan, M., K. J. Beven, y E. F. Wood. 1987. On Hydrologic Similarity, 2. A scaled model of Storm runoff production. *Water Resources Research*, 23(12):2266-2278.
- Smith, F. 1994. Modeling Watershed Behavior. *CE524 class notes*. Colorado State University, Fort Collins CO.
- Wolock D. M., y C. V. Price. 1994. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, 30(11):3041-3052.
- Wolock, D. M. 1995. Effects of subbasin size on topographic characteristics and simulated flow paths on Sleepers River watershed, Vermont. *Water Resources Research*, 31(8):1989-1997.
- Wolock, D. M. 1993. Simulating the variable-source area concept of streamflow generation with the watershed model TOPMODEL. *USGS Water Resources Investigations*, Report 93-4124.
- Wolock, D. M., y G. J. McCabe Jr. 1995. Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31(5):1315-1324.
- Wolock, D. M., G . M. Hornberger, y T. J. Musgrove. 1990. Topographic effects on flow path and surface water chemistry on the Llyn Brianne catchments in Wales. *Journal of Hydrology*, 115:243-259.
- Wood, E. F., M. Sivapalan y K. J. Beven. 1990. Similarity and Scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, 28:1-18.
- Young, R. A, C. A. Onstad, D. D. Bosch y W. P. Anderson. 1987. AgNPS: Agriculture Non-Point-Source Pollution Model: A watershed analysis tool. *USDA-ARS, Conservation Research Report 35*.
- Zhang, W., y D. R. Montgomery. 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, 30:1019-1028.

