

**Evaluación de la Aplicación del Modelo Lluvia –  
Escorrentía TopModel a la Cuenca del  
Embalse Yacambú**

Por  
Livia Rebeca Oberto Rodríguez

Tesis para optar al Grado de Magíster Scientiae en Recursos Hidráulicos

Asesores:

.....  
Hervé Jegat

.....  
Hugo Oré

Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial  
(CIDIAT)

Universidad Centrooccidental Lisandro Alvarado (UCLA)

Barquisimeto, Venezuela  
2006

## **AGRADECIMIENTO**

A Dios todo Poderoso, por guiar mis pasos y por darme la fuerza para afrontar todas las situaciones difíciles que en algún momento de mi vida se me han presentado.

A mi familia, por su cariño, apoyo y comprensión.

A mis asesores, Hervé Jégat y Hugo Oré, quienes me han orientado para la realización de este trabajo.

## INDICE

AGRADECIMIENTO	i
LISTA DE TABLAS	iv
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE SIMBOLOS	vi
RESUMEN	vii
Capitulo	
I. INTRODUCCION	1
II. REVISION BIBLIOGRAFICA	3
<b>Conceptos Básicos en la Modelación Hidrológica</b>	7
Los modelos de simulación lluvia-escorrentía.	7
Los sistemas de información geográfica	9
El modelo digital del terreno	11
El modelo digital de elevación, M.D.E.	12
El modelo digital de elevación y las direcciones de flujo	15
III. DESCRIPCIÓN DEL MODELO TOPMODEL	19
<b>Formulación Matemática del Modelo TOPMODEL</b>	21
Flujo en la zona no-saturada	26
Flujo en la zona saturada	27
Evapotranspiración	28
Tránsito	29
IV. APLICACIÓN DEL TOPMODEL A LA CUENCA DEL RÍO YACAMBU	30
<b>Descripción de la Zona de Estudio</b>	30
Ubicación	30
Climatología	31
Suelo	31
Geología	31
Erosión	32
Vegetación	32
Fauna	33
<b>Datos de Entrada al Modelo</b>	33
Índice Topográfico	33
Archivos del TOPMODEL	37
Archivo de datos de la cuenca	38
Archivo de datos Hidrológicos	39

	Archivo de índice Topográfico	39
V	RESULTADOS OBTENIDOS	40
	Calibración del evento del 10 de Febrero de 1970	40
	Calibración del Período 01 Enero – 12 Julio 1995	50
VI	ANÁLISIS DE RESULTADOS	53
VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	56
	Conclusiones	56
	Recomendaciones	57
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	
	APENDICE 1	61
	APENDICE 2	64

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Pág.</b>
1	Ejemplo de métodos de captura de datos para la construcción de modelos digitales de elevaciones	16
2	Cobertura vegetal en la cuenca del Río Yacambú	33
3	Evento lluvia – escorrentía observado el 10/02/70	40
4	Valores observados y simulados. Evento del 10/02/70	45
5	Parámetros obtenidos del proceso de calibración	53

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Pag.</b>
1	Esquema conceptual de los modelos pseudodistribuidos	7
2	Esquema conceptual de los modelo distribuidos	8
3	Elementos constitutivos de un S.I.G.	10
4	Concepto de modelos digitales de terreno	12
5	Representación de puntos, líneas y polígonos en los modelos de datos	13
6	Estructuras de datos vectoriales	14
7	Estructura raster de malla de celda cuadrada	14
8	Direcciones de flujo posibles en cada celda	16
9	Casos en los cuáles se requieren correcciones en las direcciones de flujo	17
10	Ejemplo de cálculo de la dirección de flujo por el método D8	18
11	Definición del área aguas arriba drenando a través de una sección	19
12	Distribución espacial del índice Topográfico	20
13	Procesos considerados en el modelo	21
14	Ubicación geográfica de la Cuenca del Río Yacambú	30
15	Modelo digital de elevación	34
16	Pantalla principal del DTM Analysis	34
17	Menú principal del programa DTM	35
18	Cálculo del índice Topográfico	36
19	Archivo de entrada al programa Topmodel	37
20	Pantalla de acceso a los archivos de la corrida	41
21	Opciones de ejecución del Topmodel	42
22	Cálculo del hidrograma	42
23	Valores observados y simulados. Evento 10/02/70	43
24	Análisis de sensibilidad con el TopModel	46
25	Pantalla de la opción de análisis de Monte Carlo	46
26	Pantalla inicial del programa GLUE	47
27	Opciones del programa GLUE	48
28	Opción de ploteo del programa GLUE	49
29	Conjunto de parámetros recomendados por el GLUE	49
30	Calibración diaria con diferentes coeficientes de Tina	50
31	Calibración diaria del TopModel	51
32	Análisis de sensibilidad para la calibración diaria	51
33	Opción de ploteo del programa GLUE para la calibración diaria	52
34	Conjunto de parámetros recomendados por el GLUE para los datos diarios	52

## LISTA DE SIMBOLOS

Símbolo	Definición
A:	Área total de la cuenca ( $m^2$ )
$a_i$ :	Área de drenaje por unidad de contorno a los puntos i ( $m^2$ )
ATB(I,J):	Los valores del índice topográfico.
ChVel:	Velocidad en m/h
DX:	Tamaño de la celda
E(I,J):	Valores de elevación ordenados fila por filas
Ea:	Evapotranspiración
Ep:	Evapotranspiración Potencial
Ln(To):	Logaritmo natural de la transmisividad eficaz del suelo saturado. ( $m^2/h$ )
m:	Parámetro de la función de transmisividad exponencial o curva de recesión, (m)
NX:	Número de columnas
NY:	Número de filas
$q_i$ :	Flujo subsuperficial por unidad de contorno ( $m^2/h$ )
$q_v$ :	Flujo de la zona no saturada para la zona saturada.
$S_i$ :	Déficit en la zona saturada debido al drenaje por gravedad, es función de la profundidad de la superficie saturada (m)
SRinit:	Déficit del almacenamiento inicial en la zona radicular (m)
SRmax:	Almacenamiento de perfil del suelo disponible para la evapotranspiración. (m)
Suz:	Almacenamiento en la zona no saturada (m)
Td:	Factor de retardo de la fuente de humedad.
$tg \beta_i$ :	Pendiente media del terreno calculada en el punto i.
To:	Transmisividad lateral de los suelos saturados ( $m^2/h$ )
Xi:	Longitud de la pendiente del tramo del canal i
Z:	Profundidad media de la superficie saturada de la cuenca.
$\lambda$ :	Índice topográfico medio de la cuenca
$\psi$ :	Valor medio de LnTo

## RESUMEN

La modelación hidrológica distribuida es una técnica novedosa de simulación lluvia – escorrentía, que permite incorporar el análisis espacial de las variables que intervienen en los procesos hidrológicos. Sin embargo, en el desarrollo del presente estudio no se han encontrado referencias de la aplicación de estas técnicas en cuencas venezolanas.

En el presente trabajo se evalúa la factibilidad de aplicación del modelo semi – distribuido TOPMODEL en la cuenca del Río Yacambú. Uno de los componentes básicos de dicho modelo es el índice topográfico de la cuenca, el cuál se elaboró a partir del modelo digital de elevación, MDE, de la cuenca.

Luego, el estudio analiza la formulación matemática del modelo, así como los parámetros requeridos como información de entrada. La aplicación del modelo se vio limitada por la escasez de información de eventos lluvia – escorrentía medida a nivel horario, así como de información diaria. Aún así, la calibración arrojó resultados satisfactorios a ambas escalas de tiempo.

Las herramientas del análisis de sensibilidad e incertidumbre de los parámetros, incluidos en el sistema, fueron también aplicados en el proceso de calibración, mejorando significativamente los resultados.

El estudio concluye que el TOPMODEL es una herramienta factible de aplicar en la simulación hidrológica de la cuenca del río Yacambú; sin embargo, se recomienda mejorar sustancialmente los niveles de información hidrológica básica disponible.

Finalmente, se recomienda continuar la investigación en materia de modelación hidrológica distribuida, señalándose algunos temas específicos a desarrollar.



# CAPITULO I

## INTRODUCCIÓN

La relación lluvia - escorrentía es uno de los aspectos relevantes del análisis hidrológico. Desde las primeras formulaciones desarrolladas por T. Mulvaney en 1851, y citadas por K. Beven, (2001), hasta los tiempos actuales se han desarrollado numerosos procedimientos y metodologías para su estudio.

En la década de los 60, la aparición de la computadora como elemento básico de almacenamiento, sistematización y procesamiento de una gran cantidad de información posibilita el desarrollo de los primeros modelos de simulación hidrológica, usualmente programados en lenguaje fortran y para escalas de tiempo diarias y horarias.

Para aquellos años el desarrollo de la red hidrológica nacional en Venezuela era incipiente y solo en contadas cuencas se disponía de la información requerida para la aplicación de estos algoritmos. Ello, unido a la necesidad de formular el plan de aprovechamiento de los recursos hidráulicos a nivel de cada entidad federal, hace que se desarrollen algunos modelos básicos de simulación lluvia – escorrentía, del tipo balance hidrológico y de intervalo de trabajo mensual. El modelo SIMULACI, elaborado en el antiguo Ministerio de Obras Públicas, MOP, es el primero de este tipo en Venezuela y a partir del cuál se desarrollan otras versiones similares.

También debe indicarse que en algunas cuencas del país se han aplicado modelos de simulación hidrológica diaria tales como el desarrollado por el “National Weather Service”, NWS, y el del “Soil Conservation Service”, SCS. Así mismo, durante la fase de elaboración del plan nacional de conservación de cuencas se utilizó, en cuatro de las cuencas evaluadas, el modelo denominado Simulator “Water Resources in Rural Basins”, SWRRB, elaborado en el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Dicho modelo estima la producción de sedimentos pero incluye algunas subrutinas relativas a la generación de escorrentías directas.

En este contexto, en las dos décadas recientes se han producido impresionantes avances en el desarrollo de aplicaciones de los sistemas de información geográfica, SIG, al desarrollo y gestión de los recursos hidráulicos. En el ámbito de la relación lluvia – escurrimiento, ello se ha traducido en la elaboración de los denominados modelos distribuidos los cuáles permiten un análisis espacial más detallado de los procesos hidrológicos y de sus variables asociadas.

La experiencia en la aplicación de modelos de este tipo en el país es aún reducida, siendo recomendable evaluar su comportamiento en una serie de cuencas representativas.

## **Objetivos**

### **General**

Evaluar la aplicabilidad del modelo semi - distribuido TOPMODEL en la cuenca aportante al embalse Yacambú.

### **Específicos**

- Elaborar el mapa de distribución espacial denominado índice topográfico en la cuenca del Embalse Yacambú
- Calibrar el modelo TOPMODEL en la cuenca aportante al Embalse Yacambú
- Efectuar el análisis de sensibilidad de los parámetros obtenidos en la calibración
- Aplicar técnicas de optimización e incertidumbre de los parámetros de calibración obtenidos, aplicando el programa GLUE

## CAPITULO II

### REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

El estudio de la relación entre la precipitación que ocurre sobre una cuenca y la correspondiente escorrentía que genera es uno de los aspectos básicos del análisis hidrológico. La evaluación de dicha relación ha sido objeto de numerosos estudios e investigaciones desde las primeras etapas del desarrollo de la investigación hidrológica.

Así, y tomando como referencia a Beven, (2001), puede señalarse como un hito inicial el trabajo publicado en 1851 por el ingeniero irlandés Thomas James Mulvaney, quién presenta la ecuación:

$$Q_p = CA\bar{R}$$

en la cuál:

$Q_p$ :	caudal pico del hidrograma
$A$ :	área de la cuenca
$C$ :	coeficiente empírico o parámetro
$\bar{R}$ :	intensidad de la lluvia

El factor  $C$  refleja el hecho de que no toda la precipitación se transforme en escorrentía; sin embargo, este coeficiente integra los procesos de escurrimiento y tránsito, no diferenciándolos. También, el valor de  $C$  no puede considerarse como constante ya que el mismo dependerá de las condiciones de humedad existentes en el suelo, antes del evento, así de cómo de la distribución temporal de la lluvia.

La comparación de valores medidos de caudales pico con los obtenidos por aplicación de la fórmula permite la estimación aproximada del coeficiente  $C$ , siendo ésta una forma básica de calibración. Sin embargo, aún con este procedimiento de cálculo de  $C$ , el método presenta limitaciones para efectos de predicción de caudales pico, por lo que algunos autores desarrollaron técnicas gráficas para estimar los efectos que tienen en el escurrimiento la humedad antecedente del suelo, el índice de retención de humedad y la precipitación en las seis horas previas.

Un primer antecedente de asociar la relación lluvia – escorrentía a las características de la distribución espacial de los parámetros y/o procesos hidrológicos se remonta a 1921, año en el que Ross plantea la división de la cuenca en base a los tiempos de viaje desde cada sector considerado hasta la salida de la cuenca. Similar concepto es utilizado por Clark, (1945), para formular su conocido procedimiento del hidrograma unitario instantáneo, HUI:

Además de introducir una forma elemental de considerar la distribución espacial de los procesos, en este caso los tiempos de viaje, los métodos descritos permiten desagregar el escurrimiento generado hasta la salida de la cuenca en sus dos componentes básicos: la producción de escurrimiento en cada sector y el tránsito del mismo a lo largo del sistema de cauces.

El método presenta la limitación de linealidad al considerar que los tiempos de viaje para las diferentes zonas siempre son los mismos, independientemente de la cantidad de precipitación caída. Obviamente, esta suposición es una aproximación ya que las velocidades en los cauces cambian de manera no lineal con la tasa de flujo o la profundidad del tirante de agua.

Sin embargo, esta suposición de linealidad en el tránsito del flujo es aceptable si se tiene en consideración que existen otros aspectos del proceso lluvia – escorrentía que introducen mayores niveles de imprecisión, como por ejemplo la determinación del coeficiente de escorrentía para cada evento de precipitación.

Posteriormente, en 1932 Sherman desarrolla la teoría del Hidrograma Unitario, HU, (Materón y Jiménez, 1986). La idea central de la teoría es que la escorrentía a la salida de la cuenca puede ser representada por una relación del caudal en función del tiempo, independientemente de las áreas que la producen.

Esta distribución en el tiempo puede ser normalizada para representar la respuesta de la cuenca, en términos de caudal a la salida, para una unidad de precipitación efectiva, usualmente medida en milímetros. En esencia, el HU representa una función discreta de transferencia de la precipitación efectiva a caudales.

El principio de superposición puede ser aplicado al HU, ya que asume también linealidad en el tránsito del flujo a lo largo de la cuenca. Luego, dos unidades de precipitación efectiva en un intervalo de tiempo producirán un hidrograma doble del unitario, con la misma distribución en el tiempo. También, los caudales calculados para precipitaciones efectivas ocurridas en diferentes intervalos de tiempo pueden ser adecuadamente ubicados en la escala de tiempo, teniendo en cuenta los respectivos desplazamientos; el hidrograma resultante se obtiene por una simple sumatoria de caudales en cada intervalo.

Así definida, el HU se ha constituido en una de las técnicas de modelación hidrológica más usualmente empleadas en el análisis lluvia - escorrentía. Sin embargo, también este método presenta una limitación ya que se requiere conocer, previamente a su aplicación, la lámina de escorrentía directa generada por el evento de precipitación.

La determinación de la escorrentía directa a transitar es un problema en cuya determinación aún subsisten algunas inquietudes debido a su carácter no lineal, a la

variedad de procesos hidrológicos involucrados en su determinación, a la heterogeneidad de la distribución temporal y espacial de las intensidades de lluvia, las características de los suelos y de las condiciones de humedad antecedente.

Uno de los trabajos iniciales en este aspecto es el desarrollado por Horton, quien plantea que la generación de escorrentía se produce cuando la capacidad de infiltración del suelo es excedida, (Beven, 2000). El trabajo de Horton tiene base experimental, desarrollando una función empírica que describe el decrecimiento de la capacidad de infiltración del suelo en función del tiempo.

Desde entonces, muchas otras ecuaciones de infiltración han sido propuestas, basándose la mayoría de ellas en simplificaciones de la ecuación lineal desarrollada por Darcy para el análisis de los flujos en medios porosos. Comparando las tasas de precipitación con la infiltración del suelo puede obtenerse un estimado de la lámina de escorrentía directa generada por una tormenta; sin embargo, la heterogeneidad espacial de los suelos es un factor que debe ser adecuadamente introducido en el análisis.

Los procedimientos más sencillos de análisis lluvia – escorrentía asumen una tasa de infiltración constantes, denominada índice  $\phi$ , o que los valores de infiltración constituyen un porcentaje constante de la lámina precipitada.

Posteriormente, en el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos, USDA, se desarrollo un procedimiento experimental, denominado método del número de curva, CN, para estimar la precipitación efectiva, (Raadsma y Schulze, 1978). La asunción básica del método es que la razón de la escorrentía actual a la escorrentía potencial es igual a la razón existente entre la retención actual y la potencial; de acuerdo a lo señalado por Beven, no existe ninguna razón física que justifique esta asunción. Aún así, este procedimiento ha sido ampliamente utilizado en una serie de modelos lluvia – escorrentía desarrollados posteriormente.

Otro aspecto relevante en el análisis del hidrograma unitario es la determinación del flujo base, o caudal proveniente de eventos anteriores de precipitación y que llegan al cauce de forma subsuperficial; de hecho, los métodos reportados en la literatura constituyen procedimientos estimativos. Sin embargo, el problema se simplifica si en una cuenca dada pueden realizarse mediciones de precipitación y escorrentía para un evento dado, lo cuál permitiría determinar los valores de los coeficientes de escorrentías para cada evento; en este contexto, el cálculo del caudal base resulta irrelevante.

Un modelo clásico de tipo lineal para la generación de los hidrogramas es el desarrollado por Nash, (Materón y Jiménez, 1986). Este método considera que la cuenca hidrográfica está compuesta por una cascada de  $n$  reservorios dispuestos en serie, en cada uno de los cuáles se asume que el volumen almacenado,  $v$ , es

directamente proporcional al caudal de descarga,  $Q$ . En este caso, el factor de proporcionalidad es el tiempo de residencia en el reservorio.

En este contexto, en la década de los 60 se inicia el creciente y sostenido desarrollo de las herramientas informáticas y su aplicación en la evaluación y gestión de los recursos hidráulicos. Aún cuando las computadoras disponibles en aquel entonces no resultan comparables, sobre todo en velocidades y capacidades, con las disponibles en la actualidad, posibilitaron el desarrollo de los primeros modelos de simulación hidrológica.

Uno de los modelos más conocidos fue el Stanford Watershed Model, formulado por Linsley y Crawford, en la Universidad de Stanford; este modelo dio origen al Hydrocomp Simulation Program, HSP, el cuál ha sido ampliamente utilizado en consultoría privada. El modelo Stanford en su versión original tenía 35 parámetros, aunque muchos de ellos podían ser obtenidos a partir de las características físicas de las cuencas, no requiriendo ser calibrados.

En los años sucesivos se desarrollaron una gran cantidad de modelos, muchos de ellos como resultado de la modificación de algunos anteriores. La mayoría de ellos tenían un suficiente número de parámetros, además de adecuada flexibilidad para agregar procesos adicionales; una amplia descripción de estos modelos puede consultarse en el trabajo de Vélez, (2001).

Debe también referirse que el desarrollo de la modelación hidrológica en Venezuela también se inicia en al década de los 70, época en que el Prof. R. Linsley es profesor invitado al postgrado de recursos hidráulicos en el Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Tierras, CIDIAT. Durante este período se aplica el modelo Stanford IV en algunas cuencas del país.

Posteriormente, M. García, (1976), desarrolla un modelo de simulación lluvia – escorrentía a escala de tiempo mensual; el cuál es modificado posteriormente por González, (1980), mejorando el tratamiento del proceso de evapotranspiración. Dicho modelo es ampliamente utilizado en numerosas cuencas del país, en el contexto del programa de evaluación del potencial hidroeléctrico nacional que llevó a cabo el antiguo Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, MARNR.

Estudios desarrollados posteriormente instrumentalizan modelos de simulación lluvia – escorrentía a escala de tiempo diario, pudiéndose señalar los de Baldoni y Fuentes, (1985), Bonilla y Rivera, (1987) y Barreto, (1992). A nivel de simulación de eventos puede referirse el modelo desarrollado por Oré, (1987), el cuál calcula el hidrograma resultante de un evento de precipitación utilizando el método del número de curva, los histogramas de precipitación y el hidrograma adimensional.

Una característica de todos los modelos referenciados hasta este punto es que son de carácter agregado, es decir calculan el hidrograma resultante para un punto

específico de la cuenca, integrando todos los procesos hasta dicho punto. Si se desea una mejor distribución espacial de las variables puede subdividirse la cuenca en subcuencas, asumiendo homogeneidad de las características físicas y de los procesos hidrológicos. Aún así, en este tipo de modelos no es sencilla la realización de análisis detallado de las distribuciones espaciales.

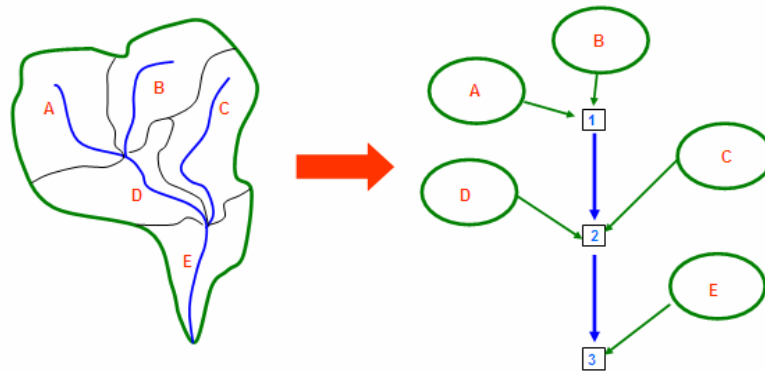
Sin embargo, con el vertiginoso y continuo desarrollo de nuevas herramientas informáticas han surgido gran cantidad de nuevos modelos de simulación en los cuáles el tratamiento de la distribución espacial de los procesos hidrológicos ha adquirido especial relevancia. Dichos modelos se denominan distribuidos y se describen a continuación, incluyéndose también los aspectos que los vinculan al tratamiento digital de la información espacial.

## CONCEPTOS BÁSICOS EN LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUÍDA

### Los modelos distribuidos de simulación lluvia - escorrentía

De una manera general, los modelos hidrológicos distribuidos pueden clasificarse de acuerdo a como consideran la estructura espacial de la cuenca y de la red de drenaje, así como también por la forma en que consideran la distribución espacial de la precipitación y de las características físicas de la cuenca.

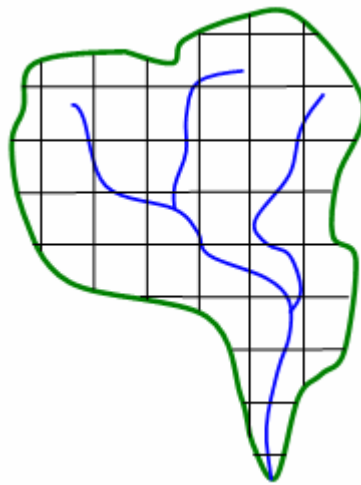
En primer lugar se pueden citar los denominados modelos pseudo distribuidos, en los cuáles el sistema espacial, o cuenca, es subdividido en subcuencas, nodos y cauces, (Vélez, 2003); luego, a nivel de cada subcuenca se efectúa la modelación agregada. Un esquema de este tipo de modelos se presenta en la figura 1.



**Figura 1. Esquema conceptual de los modelos pseudodistribuidos**  
*Fuente: Vélez, 2003.*

En este tipo de modelos las subcuencas no necesariamente son zonas homogéneas y para el flujo en los cauces principales se utilizan modelos hidrológicos o hidráulicos, generalmente lineales. A este tipo de algoritmos corresponden los modelos de evento HEC-1, GeoStorm, WMS y los de simulación continua SWMM, HYSIM, GR-3, HFAM.

Los modelos distribuidos segmentan el espacio en mallas de forma geométrica definida, (rectangulares o triangulares, por ejemplo), incorporando la variabilidad espacial de la precipitación y de los parámetros, facilitando de esta forma la interacción entre los procesos; pueden ser de dos tipos: de base conceptual y de base física.



**Figura 2. Esquema conceptual de los modelos distribuidos**  
*Fuente: Vélez, 2003.*

Los modelos distribuidos de base conceptual representan la variabilidad espacial de la precipitación y de algunos elementos referentes a la producción de escorrentía, pero que no necesariamente incorporan la estructura de la cuenca y de su red de drenaje.

En este tipo de modelos se establecen zonas que pueden considerarse homogéneas desde el punto de vista hidrológico y las cuáles se definen en base a criterios tales como los rangos de altitud en la cuenca, la cobertura del suelo, la topografía de la cuenca, o por superposición de varios de estos criterios.

Para la transferencia de la escorrentía estos modelos utilizan estrategias de agregación simple, a través de hidrogramas unitarios también agregados, y se transitan aguas abajo empleando ecuaciones sencillas de la hidráulica. En otros casos, la escorrentía generada en cada zona se agrega a la salida teniendo en cuenta el tiempo de viaje desde el sitio de producción hasta la salida de la cuenca.



En otros casos se divide la cuenca en planos inclinados y en canales; la escorrentía producida en cada plano se traslada aguas abajo aplicando la ecuación de la onda cinemática, agregándola al flujo de otros planos u otros cauces. Algunos modelos de este tipo son Watflood, HBV, PRMS, SLURP, Palancia, Omega, HEC-HMS, etc

Los modelos distribuidos de base física tratan de representar la escorrentía en cada uno de los elementos en que se ha subdividido la cuenca a través de las ecuaciones de conservación de la masa, conservación de la cantidad de movimiento y/o conservación de la energía; también pueden incluir algunas relaciones empíricas derivadas de mediciones de campo o de laboratorio. Estas ecuaciones se interrelacionan para definir la cantidad de agua que cada elemento transfiere a sus adyacentes, horizontal y verticalmente.

La mayoría de los modelos de este tipo están basados en las formulaciones matemáticas simplificadas propuestas por Freeze y Harlan en 1969, (Vélez, 2001). Los procedimientos matemáticos de solución son exigentes en recursos computacionales debido a la no linealidad de los procesos y a los requerimientos de la discretización espacial y temporal que se requiere, independientemente del esquema numérico de solución que se adopte. Ello hace que en algunos casos se introduzcan simplificaciones adicionales, como por ejemplo el tratamiento de la humedad en el suelo, especialmente en la zona no saturada.

En términos generales puede afirmarse que estos modelos son distribuidos para los datos de entrada, los parámetros de producción de escorrentía y los resultados; adicionalmente, incluyen la estructura de la red de drenaje y se fundamentan en la representación de la física de los procesos. Entre estos modelos de este tipo pueden citarse el “Système Hydrologique Européen”, SHE, “Institute of Hydrology Distributed Model”, IHDM, “Distributed Hydrological Modeling System”, DHMS, “Sistema Hidrológico de Facetas Triangulares”, SHIFT, entre otros.

No se han encontrado reportes de la aplicación de estos modelos hidrológicos distribuidos, o semidistribuidos, en Venezuela, aún cuando si existen algunos trabajos de aplicaciones de modelos digitales de elevación en otros aspectos de la gestión de los recursos, como el de Rossiter y Rodríguez, (s/f).

### **Los sistemas de información geográfica**

Un sistema de información geográfica, SIG, es un programa, o conjunto de programas, que permiten representar y gestionar grandes volúmenes de datos localizados por sus coordenadas espaciales o geográficas, (López, Granados, s/f). La forma en que se almacena esta información es doble: por una parte un fichero con información cartográfica, el mapa digital, y por otro una base datos asociada, en formato alfanumérica; en la figura adjunta se ilustra esta conceptualización de un SIG.

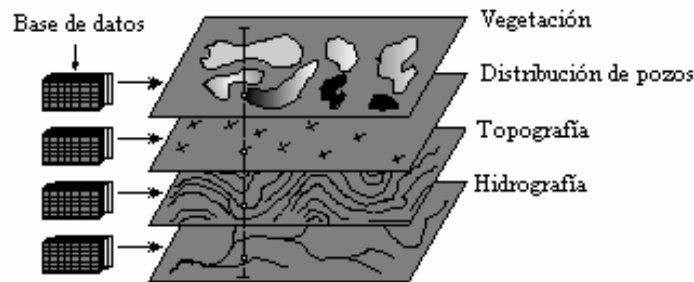


Figura 3. Elementos constitutivos de un SIG  
Fuente: Domínguez et. al.

Ambos elementos del SIG se encuentran interrelacionados de forma tal que cada objeto del mapa se corresponde con un registro de la base de datos; obviamente, ello implicará la existencia de un identificador común. Una diferencia fundamental de los SIG con las bases de datos convencionales es su habilidad para efectuar selecciones lógicas basadas no sólo en los atributos de los datos, sino también en su localización espacial; es decir, puede realizar análisis espacial de datos.

Adicionalmente, el sistema es capaz de registrar las relaciones topológicas existentes entre los diferentes elementos en el espacio. Esta propiedad es la que más claramente la diferencia de otras tecnologías afines: CAD, cartografía automática, bases de datos, etc; (López, Granados, s/f). De esta forma, los SIG integran la información y el análisis espacial, entendiéndose por éste el conjunto de técnicas estadísticas que permiten explorar los datos, determinando su estructura y las relaciones espaciales y temporales.

También debe mencionarse los SIG cuentan con una serie de funciones gráficas que permiten componer mapas, lo cuál posibilita la generación automática de innumerables mapas temáticos a partir de la base de datos asociada.

En el ámbito de los recursos hídricos y su gestión, los SIG se emplean con frecuencia para describir y estimar el estado en que se encuentra el medio natural, así como para desarrollar un inventario estandarizado con la información requerida para la toma de decisiones. Una de las aplicaciones más relevantes con fines de modelación hidrológica es la elaboración de los modelos digitales de terreno, los que se describirán más adelante, los cuáles representan numéricamente la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, medible sobre el terreno.

La utilización de un SIG conjuntamente con un modelo hidrológico requiere de tres etapas:

- Construcción de la base de datos espacial,
- Generación de las coberturas temáticas que el modelo requiere
- Desarrollo de una interfase de comunicación entre el modelo y el SIG.

La primera etapa es la más larga y tediosa, ya que por lo general es necesario digitalizar la información impresa en papel (topografía, geología, tipo de suelo, etc.) para convertirla al formato digital. El alto desarrollo que tienen hoy en día los SIG's y la percepción remota hace, sin embargo, que esta etapa y parte de la segunda sean menos consumidoras de tiempo. En la actualidad, sistemas como ARC/INFO, SPANS, Ilwis, disponen de módulos de cálculo que permiten, entre otros aspectos, la adquisición de datos (cobertura vegetal por ejemplo) vía sensores remotos, la extracción de redes de drenaje, cuencas y subcuencas, acumulación de flujos, etc.

El tercer paso requiere definir que SIG se utilizará, en función del modelo hidrológico a utilizar; evidentemente que el modelo hidrológico a emplear dependerá de los objetivos del estudio. El SIG, por su parte, debe poder ofrecer funcionalidades para la captura, edición y análisis de la información que requiere el modelo.

En cuanto al potencial de aplicación en el ámbito de la hidrología de cuencas, hay numerosos ejemplos en la literatura; la utilización puede ir desde simples aplicaciones para cálculos hidrológicos específicos como son el cálculo de hidrogramas unitarios, cálculo de redes de drenaje y acumulación de flujo, hasta el desarrollo de sistemas expertos que permiten la planeación y operación óptima de los recursos hidráulicos a nivel regional, o bien para la operación óptima de un sistema de control de avenidas.

### **El modelo digital del terreno**

Un modelo digital del terreno, MDT, es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, (Felicísimo, 1994). Por lo tanto, los MDT son modelos simbólicos ya que las relaciones de correspondencia que se establecen con el objeto real tienen forma de algoritmos o formalismos matemáticos.

Como consecuencia, los MDT toman forma de estructuras de datos, lo cuál implica que su construcción debe realizarse de acuerdo a una estructura interna; dicha estructura se refleja en la forma lógica de almacenar y de vincular las unidades de información entre sí, lo cuál a su vez debe representar de alguna forma las relaciones espaciales entre los datos. Este concepto diferencia los MDT de los mapas temáticos, por ejemplo de curvas de nivel, en los cuáles no existe una estructura interna que asocie la información y, por tanto, no son utilizables directamente en la modelización hidrológica.

La variable numérica y continua representada en un MDT puede ser cualquier propiedad física del terreno, aunque es muy frecuente asociar estos modelos digitales con las altitudes o cotas, los cuáles constituyen los denominados modelos digitales de elevaciones, MDE. La figura 4 ilustra este concepto

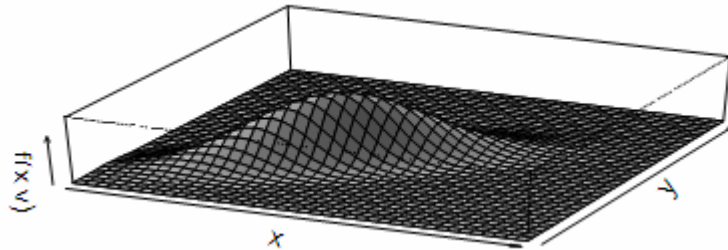


Figura 4. Concepto de modelos digitales de terreno

Aparentemente, el término “digital terrain model” tiene su origen en el Instituto de Tecnología de Massachussets, en la década de los años 50, en la cuál se desarrollan las primeras aplicaciones en el campo del diseño de carreteras, elaborándose una serie de algoritmos para el cálculo de pendientes, áreas, etc.

### **El modelo digital de elevación, MDE**

Un MDE se define como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno; puede describirse de forma genérica del modo siguiente:

$$Z = \zeta (x,y)$$

Donde z es la altitud del punto situado en las coordenados x e y y  $\zeta$  la función que relaciona la variable con su localización geográfica. Los valores de x e y suelen corresponder con las abscisas y ordenadas de un sistema de coordenadas plano, habitualmente un sistema de proyección cartográfica.

En la práctica, la función no es continua sino que se resuelve a intervalos discretos por lo que el MDE está compuesto por un conjunto finito de elementos; esta discretización implica necesariamente una pérdida de información que genera un cierto nivel de error en el modelo y que podría propagarse a los modelos derivados. Por esta razón, se han buscado diferentes opciones en la búsqueda de una forma de representar y almacenar la altitud que compense la pérdida de información y facilite su manejo computacional.

En los SIG, y por ende en los modelos digitales de elevación, los modelos de estructuras de datos se han dividido en dos grupos en función de la concepción básica de la representación de los datos: vectorial y raster. En la figura 5 se presentan las formas en que cada una de ellas representa las entidades básicas de la información.

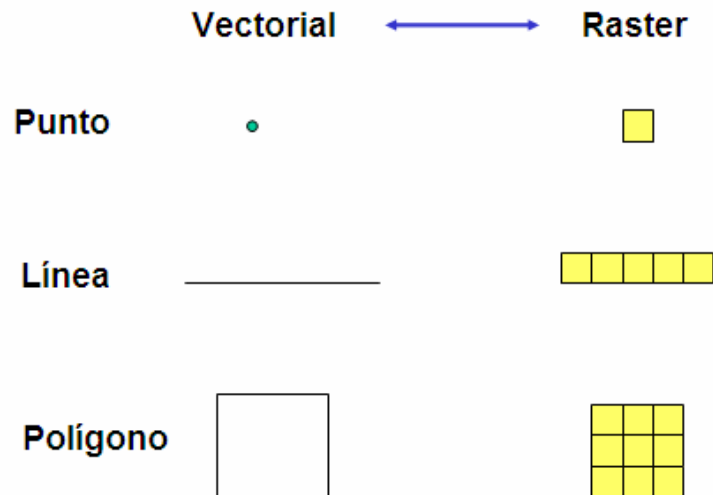


Figura 5. Representación de puntos, líneas y polígonos en los modelos de datos

Los modelos de datos vectoriales está basada en entidades u objetos geométricos definidos por las coordenadas de sus nodos y vértices; los atributos del terreno se representan mediante puntos, líneas o polígonos.

El modelo raster está basado en localizaciones espaciales a cada una de las cuales se le asigna el valor de variable para la unidad de superficie; en otras palabras, los datos se interpretan como el valor medio de unidades elementales de superficie que cubren todo el terreno, con una distribución espacial y sin solapamiento. A estas unidades elementales se le denominan celdas o, por similitud con el procesamiento digital de imágenes, píxeles.

Cada modelo de datos utiliza diferentes estructuras de datos, siendo las más usuales para el modelo vectorial la de contornos, o isohipsas, y la red irregular de triángulos, TIN, "Triangulated Irregular Network". Ambas se ilustran en la figura 6.

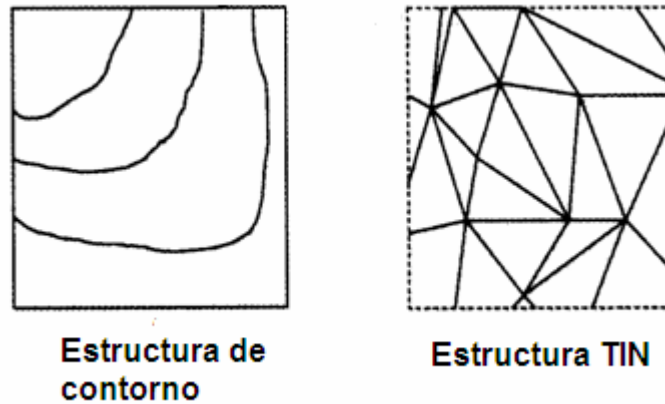


Figura 6. Estructuras de datos vectoriales

El elemento básico de una estructura de contorno es la polilínea, la cuál puede definirse como un vector de  $n$  pares de coordenadas  $(x,y)$  que describen la trayectoria de las curvas de nivel o isohipsas. La estructura TIN se compone de un conjunto de triángulos irregulares, los cuáles se construyen ajustando un plano a tres puntos cercanos, no colineales, y que se adosan sobre el terreno y que forman un mosaico que puede adaptarse a la superficie con diferente nivel de detalle, dependiendo de la complejidad del relieve.

El modelo raster también tiene dos estructuras de datos principales: mallas de celda cuadrada y las matrices asociadas en una estructura jerárquica. La primera de ella se obtiene al superponer una retícula sobre el terreno y extraer la altitud media de cada celda, obteniéndose una red regular de malla cuadrada; la localización espacial de cada dato está expresada por su situación en la matriz, una vez que se define el origen y el valor del intervalo entre filas y columnas. En la figura 7 se ilustra este concepto.

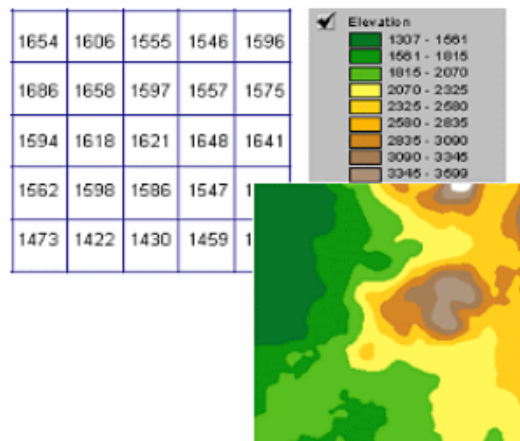


Figura 7 Estructura raster de malla de celda cuadrada  
Fuente: Tarboton, s/f

La estructura de matrices jerárquicas permite trabajar con resoluciones espaciales no constantes; para ello los elementos pueden ser datos elementales o bien matrices con una distancia entre filas y columnas igual a la mitad de la anterior. Es una estructura poco utilizada en la modelación hidrológica distribuida.

Existe una relación directa entre la estructura de datos a utilizar y el modelo a elaborar, así como con la herramienta informática que se empleará para almacenar y procesar la información. Usualmente, la mayoría de las aplicaciones en modelos hidrológicos distribuidos utilizan el formato de matrices regulares.

El origen de un modelo digital de elevación puede estar, en principio, en la medida directa sobre la superficie real del terreno. Es más frecuente, sin embargo, el uso de métodos indirectos, que utilizan como base un conjunto de documentos (análogos o digitales) elaborados previamente. La tabla 1 muestra algunos ejemplos de métodos que pueden ser utilizados como mayores o menores dificultades y limitaciones.

### **El modelo digital de elevación y las direcciones de flujo**

Una de las aplicaciones más importantes de los MDE en el ámbito de la modelación hidrológica distribuida es la determinación de las direcciones de flujo sobre la superficie del terreno y luego ubicar la trayectoria de los cauces, lo cual permite definir la red de drenaje, uno de los elementos básicos para la modelización hidrológica.

Aún cuando existen numerosos procedimientos para la determinación de las direcciones de flujo, el denominado método de direccionamiento D8, desarrollado por Fairfield y Leimarie, y citado por Ramírez y Vélez, (s/f), es uno de los más utilizados debido a su simplicidad.

El método parte de la consideración de que para cada celda dada se tienen ocho direcciones de posibles, tal como se ilustra en la figura 8. Sin embargo, sólo existirá una única celda adyacente a la considerada que tendrá una cota inferior, tal que la pendiente en esa dirección sea la máxima entre las ocho direcciones posibles.

Tabla 1. Ejemplo de métodos de captura de datos para la construcción de modelos digitales de elevaciones.

Directos	Altimetría	Altímetros transportados por plataformas Aéreas
	GPS	“Global positioning System”, sistema de Localización mediante satélite.
	Topografía	Mediante estaciones topográfica con salida Digital.
Indirectos	Restitución	Origen digital: imágenes digitales captadas por Satélites con diferentes ángulos de visión. Origen analógico: Pares fotográficos

Digitalización Manual: Manual: Mediante tableros digitalizadores.  
Automática: mediante Scanners.

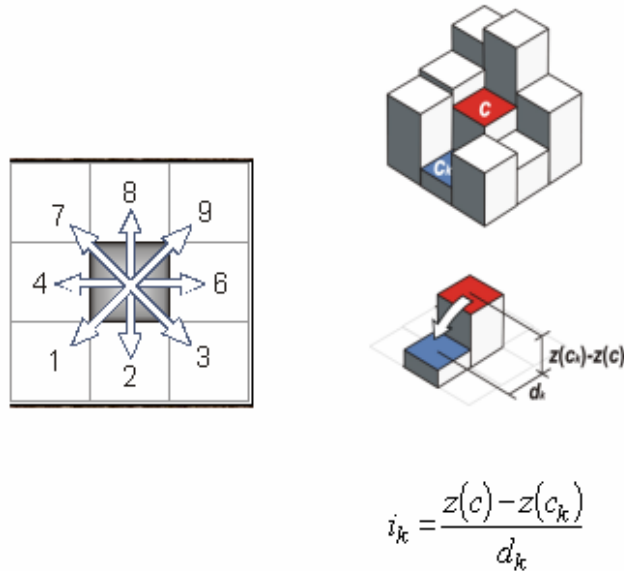


Figura 8. Direcciones de flujo posibles en cada celda  
*Fuente: Vélez, 2003*

Sin embargo, existen tres situaciones en las cuáles la asignación de la dirección de flujo no puede efectuarse de manera directa, tal como se aprecia en la



figura 9. . En el primer caso la celda analizada está rodeada por ocho celdas de mayor altura, (a); en el segundo caso la celda evaluada forma parte de un grupo de celdas que tienen la misma altura, (b) y, finalmente, cuando existe más de una celda adyacente a la evaluada que tienen pendiente máxima, (c). Este último tipo de caso se conoce como indeterminación y usualmente se presenta cuando la celda se encuentra en un borde o límite.

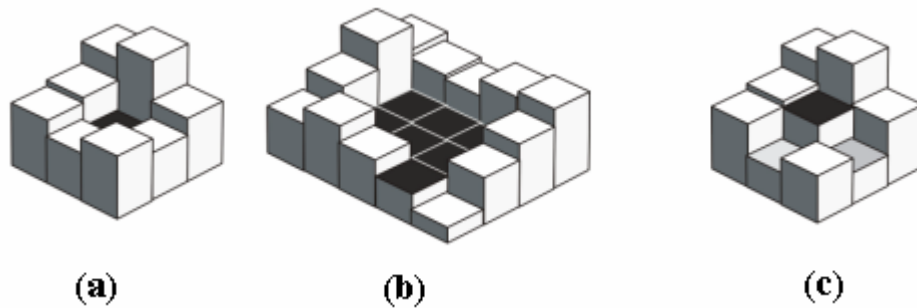


Figura 9. Casos en los cuáles se requieren correcciones en las direcciones de flujo

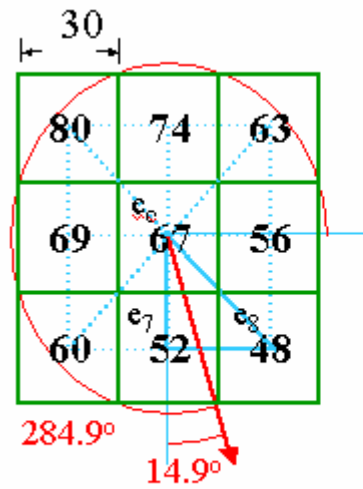
El origen de estos problemas pueden atribuirse a factores tales como errores de medición, efectos del método de interpolación o deficiencias en la resolución horizontal del MDE para representar los rasgos de la topografía del terreno. Existen varios algoritmos de corrección para estas situaciones, algunos de los cuáles se encuentran incorporado como subrutinas de los modelos de simulación hidrológica distribuidos. Un ejemplo de cálculo de la determinación de la dirección de flujo por el método D8 se muestra en la figura 10.

La relación directa existente entre las características de la topografía del terreno y las direcciones de flujo superficial es uno de los aspectos básicos de la modelación distribuida; sin embargo, ello hace que los resultados del algoritmo sean sensibles al detalle de la malla topográfica definida, lo cuál introducirá algunas imprecisiones inevitables pero aún así, con resultados bastante satisfactorios.

Para los modelos de datos vectoriales de datos la determinación de las direcciones de flujo es relativamente más sencilla ya que la misma son perpendiculares a las líneas de curvas de nivel. Igualmente para las estructuras TIN existen una serie de algoritmos para el cálculo de las direcciones de flujo y la identificación de los cauces.

Sin embargo, es obvio que la asunción básica en estos procedimientos es que las direcciones de flujo son controladas predominantemente por la topografía de la cuenca; ello es una buena asunción para cuencas con suelos no muy profundos. En

otros casos, la topografía del tope de roca, sobre todo cuando es cercano a la superficie, pudiera jugar un rol preponderante en las direcciones de flujo.



$$\alpha_1 = \text{atan} \left( \frac{e_7 - e_8}{e_0 - e_7} \right)$$

$$= \text{atan} \left( \frac{52 - 48}{67 - 52} \right) = 14.9^\circ$$

$$S = \sqrt{\left( \frac{52 - 48}{30} \right)^2 + \left( \frac{67 - 52}{30} \right)^2}$$

$$= 0.517$$

Figura 10. Ejemplo de cálculo de la dirección de flujo por el método D8  
Fuente: Tarboton, s/f

## CAPITULO III

### DESCRIPCIÓN DEL MODELO TOPMODEL

De acuerdo a lo expresado por sus autores, el modelo TOPMODEL debe considerarse como una aproximación simple a la predicción espacial de los patrones de respuesta en una cuenca, (Beven et al. 1955; Beven 1997). El objetivo básico en su formulación fue el desarrollo de un modelo pragmático y práctico para la simulación continua del proceso lluvia – escorrentía; adicionalmente, se buscaba obtener una estructura teórica que permita representar los procesos y en el cuál los parámetros puedan ser físicamente interpretables.

El modelo se basa en dos supuestos iniciales:

- La dinámica de la zona saturada puede ser explicada por la descripción de los sucesivos estados de la zona saturada en un área “ $a$ ” drenando a través de una sección aguas abajo
- El gradiente de la zona saturada puede ser aproximada a la pendiente topográfica local, medida con respecto a una distancia plana,  $\tan \beta$

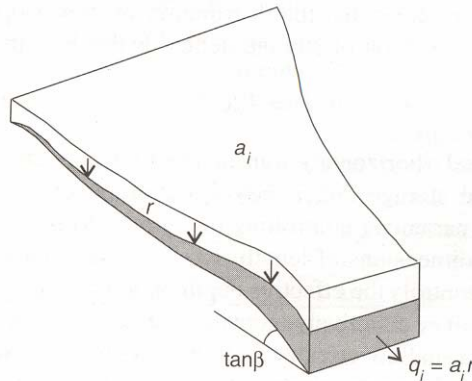


Figura 11. Definición del área aguas arriba drenando a través de una sección

Fuente: Beven, 2001

Esas asunciones permiten establecer una relación simple entre el almacenamiento en la cuenca, (o el déficit de almacenamiento por debajo de la saturación), en el cuál el principal factor es el denominado índice topográfico de Kirby:

$$\frac{a}{\text{tg}\beta}$$

Físicamente, dicho índice representa la propensión de cualquier punto en la cuenca a desarrollar condiciones saturadas. Valores altos serán producidos por largas pendientes o convergencia de contorno aguas abajo y ángulos de pendiente bajos. Puntos con iguales valores del índice tendrán la misma respuesta hidrológica.

El cálculo del índice para cada punto de la cuenca requiere el conocimiento del ángulo de la pendiente local, el área que está drenando a través de este punto y la transmisividad de saturación. La distribución espacial de  $(a/\text{tg}\beta)$  puede ser derivada a partir del modelo digital de elevación, tal como se aprecia en figura 12 o del mapa digital de elevaciones de la cuenca.

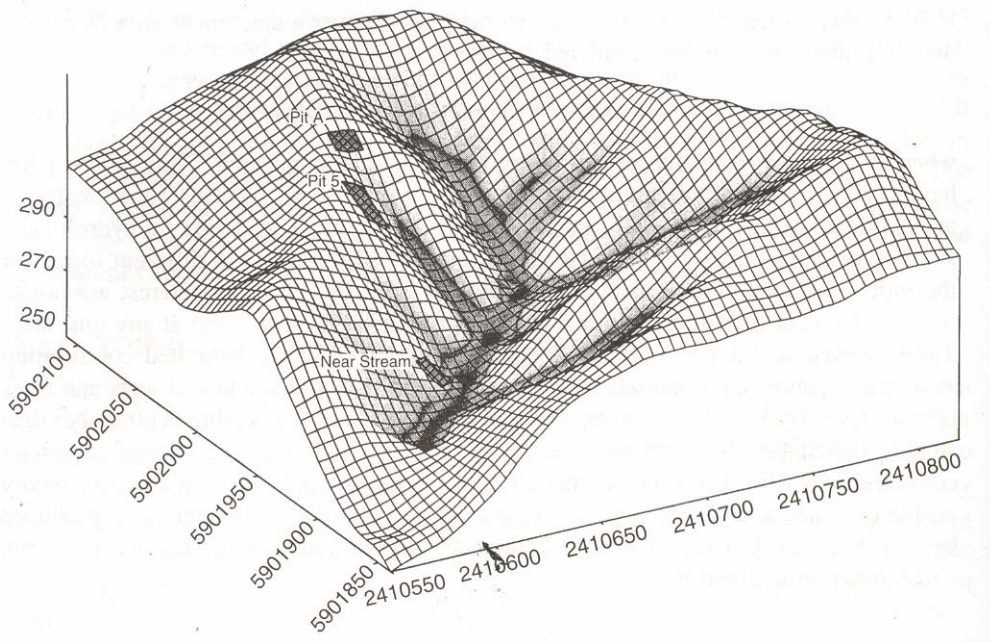


Figura 12. Distribución espacial del índice topográfico

*Fuente: Beven, 2001*

Para obtener la función de distribución espacial de  $(a/\text{tg}\beta)$  se requiere un análisis de la topografía de la cuenca; los autores del modelo desarrollaron una técnica computarizada para derivar la función de distribución del índice topográfico, basado en la división de la cuenca en unidades de subcuencas. Cada unidad fue discretizada en pequeños elementos de pendiente “locales” que tienen una dirección de flujo dominante.

Dado un MDE existen ahora procedimientos computarizados para el cálculo del índice, basados en datos de elevación tipo raster. Diferentes técnicas de análisis de

los modelos digitales de elevación resultan en diferentes patrones de flujo y también de las áreas contribuyentes aguas arriba para cada punto de la cuenca. La resolución de los datos del MDT también tendrá un efecto importante. Los MDT deben tener una resolución suficiente para reflejar adecuadamente el efecto de la topografía en las direcciones de flujo superficial y subsuperficial.

### Formulación matemática del modelo TOPMODEL

En la figura 13 se presenta la estructura general de los procesos hidrológicos considerados en el modelo, para lo cual se utiliza la denominación de variables establecida en su formulación matemática.

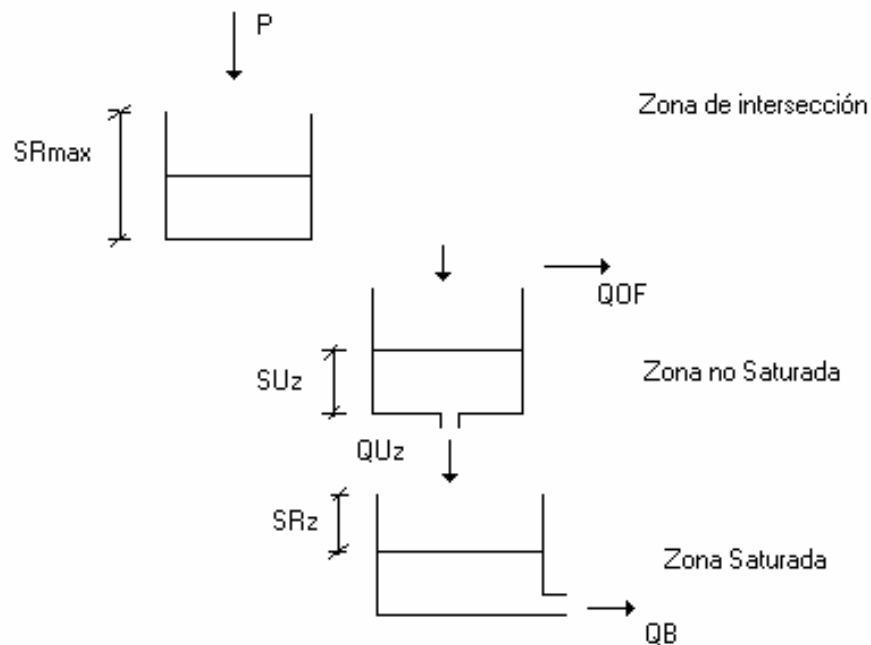


Figura 13. Procesos considerados en el modelo

*Fuente: Nobrega, 2002*

Como ya ha sido mencionado, el modelo TOPMODEL se asienta en cuatro hipótesis fundamentales:

- La evaluación de la zona saturada puede ser representada a través de sucesivos estados uniformes.
- Los gradientes hidráulicos de la zona saturada pueden ser aproximados a las pendientes del terreno en el lugar,  $\tan \beta$ .

- La transmisividad varia con la profundidad de la superficie de saturación, o de forma equivalente con el déficit de almacenamiento del suelo de forma exponencial, como lo expresa la siguiente ecuación:

$$T = T_0 * e^{-\frac{S}{m}} = T_0 * e^{fz_i} \quad (3.1)$$

donde :

- To: Transmisividad lateral de los suelos saturados ( m<sup>2</sup>/h), correspondiente a la integración de la conductividad hidráulica Ko (m/h) en el perfil del suelo, m ( m).
- m: altura efectiva del perfil del suelo (m)
- S: déficit de almacenamiento en el lugar (m)
- Zi: profundidad de la superficie de saturación, con relación a los niveles del terreno en el punto i.
- f: parámetro de la curva 1/m.

- La tasa de recarga de la zona saturada r (m/h) es constante en el espacio, dada por la ecuación

$$q_i = r * a_i \quad (3.2)$$

donde:

- ai: área de drenaje por unidad de contorno asociado a los puntos i (m<sup>2</sup>).

Los parámetros de la curva de transmisividad m y f se relacionan a través de la expresión:

$$f = \frac{\Delta\theta_1}{m} \quad (3.3)$$

en la cuál:

- $\Delta\theta_1$ : modificaciones en la unidad del suelo en la zona no-saturada debido al drenaje

La ecuación 3.1, describe la transmisividad del suelo, como función de la transmisividad saturada, To, y de la altura efectiva del suelo, m. Este parámetro

representa la capacidad de saturación del suelo: cuanto mayor es el valor de  $m$ , más lento es el proceso que genera la escorrentía superficial, más suave será la curva de recesión del suelo y se tendrá una transmisividad media mayor del perfil del suelo.

El parámetro  $T_o$  representa la tasa de flujo lateral del suelo saturado; cuando mayor es el valor de  $T_o$ , más alto serán los valores del escurrimiento lateral, por lo tanto, más rápido será descargado del reservorio el agua del suelo (zona no saturada).

En la cuarta hipótesis se asume que el flujo entre la zona no saturada y la saturada ocurre de manera uniforme y simultánea para toda la cuenca hidrográfica analizada. A partir de la segunda hipótesis el gradiente hidráulico y el flujo de una región saturada paralela a la superficie del terreno del lugar, a través de la ley de Darcy, o flujo subsuperficial  $q_i$  por unidad de contorno ( $m^2/h$ ) puede ser descrito a través de la expresión:

$$q_i = T_o * e^{-fz_i} * tg\beta_i \quad (3.4)$$

donde:

$tg\beta_i$ : pendiente media del terreno calculada en el punto  $i$ .

Considerando flujo uniforme en el suelo en cada instante de tiempo (hipótesis 1), y considerando que la recarga de la zona saturada es constante (hipótesis 4), se tiene:

$$q_i = r * ai = T_o * e^{-fz_i} * tg\beta_i \quad (3.5)$$

Despejando el valor de la profundidad de la ecuación anterior, se tiene que:

$$Z_i = -\frac{1}{f} Ln \frac{r * ai}{T_o * tg\beta_i} \quad (3.6)$$

Integrando la ecuación (3.6), se puede obtener un valor medio de la profundidad de la superficie de la zona saturada.

$$\bar{Z} = -\frac{1}{A} * \frac{1}{f} * Ln \frac{r * ai}{T_o * tg\beta_i} \quad (3.7)$$

donde

A: área total de la cuenca.

Z: profundidad media de la superficie saturada de la cuenca.

La diferencia entre el valor medio de la cuenca y los valores locales, en cada punto  $i$  de profundidad de la superficie saturada puede ser expresada a través de la relación:

$$Z_i - \bar{Z} = -\frac{1}{f} * \text{Ln} \frac{r * ai}{To * tg\beta_i} + \frac{1}{A} * \frac{1}{f} * \text{Ln} \frac{r * ai}{To * tg\beta_i} \quad (3.8)$$

Considerando la recarga  $r$  constante para toda la cuenca, se obtiene:

$$Z_i - \bar{Z} = -\frac{1}{f} \left[ \left( \lambda - \text{Ln} \frac{ai}{tg\beta_i} \right) + \text{Ln} To - \psi \right] \quad (3.9)$$

donde:

$\text{Ln} \frac{ai}{tg\beta}$ : es el índice topográfico.

$\psi$ : valor medio de  $\text{Ln} To$

$\lambda$ : valor medio del índice topográfico para toda la cuenca

$$\lambda = \frac{1}{A} \text{Ln} \left( \frac{ai}{tg\beta_i} \right) dA \quad (3.10)$$

En la formulación clásica del modelo, se admite que la transmisividad lateral del suelo saturado es constante para toda la cuenca, simplificándose la expresión (3.9):

$$Z_i - \bar{Z} = -\frac{1}{f} * \left( \lambda - \text{Ln} \frac{ai}{tg\beta_i} \right) \quad (3.11)$$

La ecuación (3.11) puede ser escrita en términos del déficit de almacenamiento de la zona saturada, Si:

$$S_i - \bar{S} = -m * \left( \lambda - \text{Ln} \frac{ai}{tg\beta_i} \right) \quad (3.12)$$

donde:

$\bar{S}$ : representa el déficit medio de almacenamiento de la zona saturada de la cuenca.



Analizando la ecuación (3.9), se puede notar que la profundidad de la superficie de saturación de los puntos  $i$ ,  $Z_i$ , es función lineal del índice topográfico, ya que la profundidad media  $Z$  y el índice topográfico medio  $\lambda$  son constantes para toda la cuenca. A partir de esto, se puede constatar que los puntos de la cuenca que poseen valores idénticos de índice topográfico, tienen la misma profundidad de saturación. Por lo tanto, se puede admitir que todos los lugares que presentan los mismos índices topográficos poseen comportamientos hidrológicos idénticos (Beven et al., 1995). A partir del mapa del índice topográfico (dato de entrada para el modelo), se construye la función índice topográfico versus porcentajes de área de la cuenca. El área en estudio es dividida en un número de clases de índice topográfico y los elementos de la cuenca que pertenecen a una misma clase de índice topográfico son considerados por el modelo como un conjunto.

La escorrentía superficial es generada sobre pequeñas fracciones del área total de la cuenca hidrográfica, las cual se satura durante el evento de lluvia, ella es producida cuando la precipitación alcanza esas áreas y cuando el flujo sub-superficial regresa a la superficie. Esas áreas saturadas denominadas áreas de contribución son variables, ya que se expanden y se comprimen sobre diferentes partes de la cuenca. La dinámica de esas áreas son controladas por la topografía, por las características hidráulicas del suelo y las condiciones de humedad de la cuenca. El estado de humedad de la cuenca es alterado como función del equilibrio relativo entre los volúmenes de entrada (precipitación) y de salida: evapotranspiración, flujo superficial y sub-superficial.

Como expresa la ecuación (3.12), el déficit de la zona saturada será función del déficit medio de la cuenca, de los valores medios y locales del índice topográfico y de la altura efectiva del perfil del suelo (m). El déficit medio de la cuenca debe ser calculado en cada intervalo de tiempo; el valor inicial debe ser dato o estimado a partir de la expresión:

$$\bar{S}_o = -m * Ln\left(\frac{Q_o}{T_o * \exp(-\lambda)}\right) \quad (3.13)$$

donde:

$Q_o$ : valor inicial.

$\lambda$ : índice topográfico medio de la cuenca, dado por la ecuación (3.10)

En las expresiones anteriores los parámetros  $m$ ,  $T_o$  y  $Q_o$  o  $S_o$  deben ser suministrado inicialmente; cabe resaltar que en la formulación del modelo la altura efectiva,  $m$ , la transmisividad saturada,  $T_o$ , y el déficit en la zona saturada son consideradas constantes para el área en estudio. El déficit representa la condición

inicial de saturación de la cuenca y su efecto se tiende a dispersar a lo largo del periodo de la simulación, como es destacado por Schuler et al. (2000).

## FLUJO EN LA ZONA NO-SATURADA

Los suelos están representados en el Modelo TOPMODEL como dos almacenamientos correspondientes a la zona saturada y no saturada.

Después de los cálculos de la zona saturada  $Z_i$  y los déficit actuales de la no saturada  $S_{UZ}$ , el flujo de la zona no saturada para la zona saturada es calculada por la expresión (Beven et al., 1995):

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i * t_d} \quad (3.14)$$

donde:

$S_{uz}$ : almacenamiento en la zona no saturada (m)

$S_i$ : déficit en la zona saturada debido al drenaje por gravedad, es función de la profundidad de la superficie saturada (m)

$t_d$ : factor de retardo de la fuente de humedad.

A través de la ecuación (3.14) se puede notar que la zona no saturada es representada por un almacenamiento lineal con una constante  $S_i * t_d$  que aumenta a medida que aumenta la profundidad de la superficie de la zona saturada.

El almacenamiento de la zona no saturada,  $S_{uz}$ , es calculado en función de la precipitación efectiva, esta es la precipitación obtenida después de eliminada el déficit de la zona radicular (intercepción). El parámetro  $t_d$  es el tiempo de desalojo del volumen de la zona no saturada a la zona saturada. Según Schuler et al. (2000). Bajos valores de  $t_d$  corresponderán a una alta permeabilidad de los suelos, ocasionando la percolación inmediata. Según los autores un valor alto de  $T_o$  (gran permeabilidad de los suelos) hace necesario un valor alto de  $t_d$  para que se produzca algún retraso en el movimiento del flujo entre la zona no saturada y la saturada.

Para considerar un balance hídrico medio en la cuenca, se debe integrar las recargas locales  $q_v$ , obteniéndose de esa forma la recarga total  $Q_v$ :

$$Q_v = \sum_i^n q_{vi} * A_i \quad (3.15)$$

donde:

A<sub>i</sub>: porcentaje de área asociada a la clase de índice topográfico i.  
n: número de clases de índice topográfico.

Cabe resaltar que el flujo calculado por la expresión anterior representa un valor medio para toda la cuenca en estudio. Los flujos calculados para cada clase de índice topográfico son integrados en toda el área de la cuenca, de acuerdo con la hipótesis de que la recarga de la zona saturada es constante para toda la cuenca.

Esta hipótesis es cambiada en el trabajo Woods et al. (1997) donde la recarga fue considerada variable en el área en estudio, calculándose en función de las condiciones iniciales de humedad y de la precipitación efectiva, parte de la precipitación total que infiltra en el suelo, sobre el área en el suelo.

#### FLUJO DE LA ZONA SATURADA

Después de recibir el flujo de la zona no saturada el depósito correspondiente en la zona saturada del suelo sale como gasto Q<sub>b</sub>, que constituye el flujo base calculado por el modelo a través de la expresión (Beven et al., 1995).

$$Q_b = \sum_i^m L_i * (T_o * tg\beta) * e^{-fz_i} \quad (3.16)$$

donde:

L<sub>i</sub>: representa la longitud del canal i por donde el flujo será propagado.

Después de sustituir el valor de Z<sub>i</sub> dado en la ecuación 3.11, se puede reescribir la ecuación 3.16 como:

$$Q_b = \sum_i^m L_i * a_i * e^{-\gamma} * e^{-fz} \quad (3.17)$$

El valor de a<sub>i</sub> representa el área de drenaje por unidad de contorno, se tiene que:

$$A = \sum_i^m L_i * a_i$$

De esa forma se obtiene:

$$Qb = A * e^{-\gamma} * e^{-\frac{S}{m}} \quad (3.18)$$

donde:

$\gamma$ : índice topográfico medio dado por la expresión:

$$\gamma = \frac{1}{A} * Ln\left(\frac{a}{To * tg\beta}\right) \quad (3.19)$$

Cuando la transmisividad no es constante  $To$  para la cuenca, la ecuación 3.18 puede ser representada por la forma:

$$Qb = A * To * e^{-\lambda} * e^{-\frac{S}{m}} \quad (3.20)$$

donde:

$\lambda$ : índice topográfico medio de la cuenca dado por la ecuación 3.10.

El deficit de almacenamiento medio de la cuenca en cada intervalo de tiempo es actualizado cuando se sustrae la recarga de la zona no saturada, incrementando el flujo base. Dicho déficit es calculado a través de la siguiente ecuación:

$$S_{t+\Delta t} = \bar{S}t + \frac{\Delta t * (Qb,t - Qu,t)}{A} \quad (3.21)$$

### Evapotranspiración

La evapotranspiración es calculada como función de la fracción entre los déficit del almacenamiento de la zona radicular y el déficit máximo de la zona radicular a través de la expresión:

$$Ea = Ep * \left(1 - \frac{Sr_z}{Sr_{max}}\right) \quad (3.22)$$

donde:

Ep: evapotranspiración potencial  
 Sr<sub>z</sub>: déficit de almacenamiento de la zona radicular  
 Sr<sub>max</sub>: déficit máximo de la zona radicular

Así como lo expuesto por Franchini et al. (1996), la zona radicular corresponde a un verdadero almacenamiento de intersección cuya función fundamental esta representada por una fracción del volumen precipitado que estará disponible para evapotranspirar, englobando tanto la intersección propiamente dicha como el almacenamiento en la zona radicular.

En la formulación convencional del Topmodel la evapotranspiración potencial es considerada constante en toda la cuenca, así como los parámetros  $S_{rmax}$  y los déficit actualizados  $S_{rz}$  calculados para cada clase de índice topográfico.

#### Tránsito

La propagación del flujo calculado es afectado por las variables tiempo- área de Clark. Se admite que el flujo se propaga a una velocidad constante  $CHV$ , se tiene que el tiempo que tarda el flujo de ir de un punto a la salida de la cuenca es:

$$t = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{CHV * tg \beta_i} \quad (3.23)$$

donde:

- $x_i$ : longitud de la pendiente del tramo del canal  $i$
- $\beta_i$ : pendiente del tramo del canal  $i$
- $N$ : número de segmentos del canal, se obtiene a partir de la curva área-distancia que debe ser proporcionada inicialmente.

## CAPITULO IV

### APLICACIÓN DEL TOPMODEL A LA CUENCA DEL RÍO YACAMBÚ

#### DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

##### Ubicación:

La cuenca alta del río Yacambú, hasta el sitio de presa en Paso de Angostura, forma parte de la vertiente sur de la Sierra de Portuguesa, cuyas aguas drenan hacia la cuenca del río Orinoco. Está ubicada en el Estado Lara en la parte centro-sur del Municipio Andres Eloy Blanco (MAEB). Comprende una superficie aproximada de 322 Km<sup>2</sup> y se sitúa entre los 69° 28' y 69° 42' de longitud oeste y los 9° 33' y 9° 43' de latitud norte.

Sus cuencas vecinas son: río Turbio al norte, río Tocuyo por el noroeste, río Morador por el sur, por el sureste río Guache, por el este río Acarigua (del cual es afluente el río Yacambú) y por el oeste río Portuguesa.

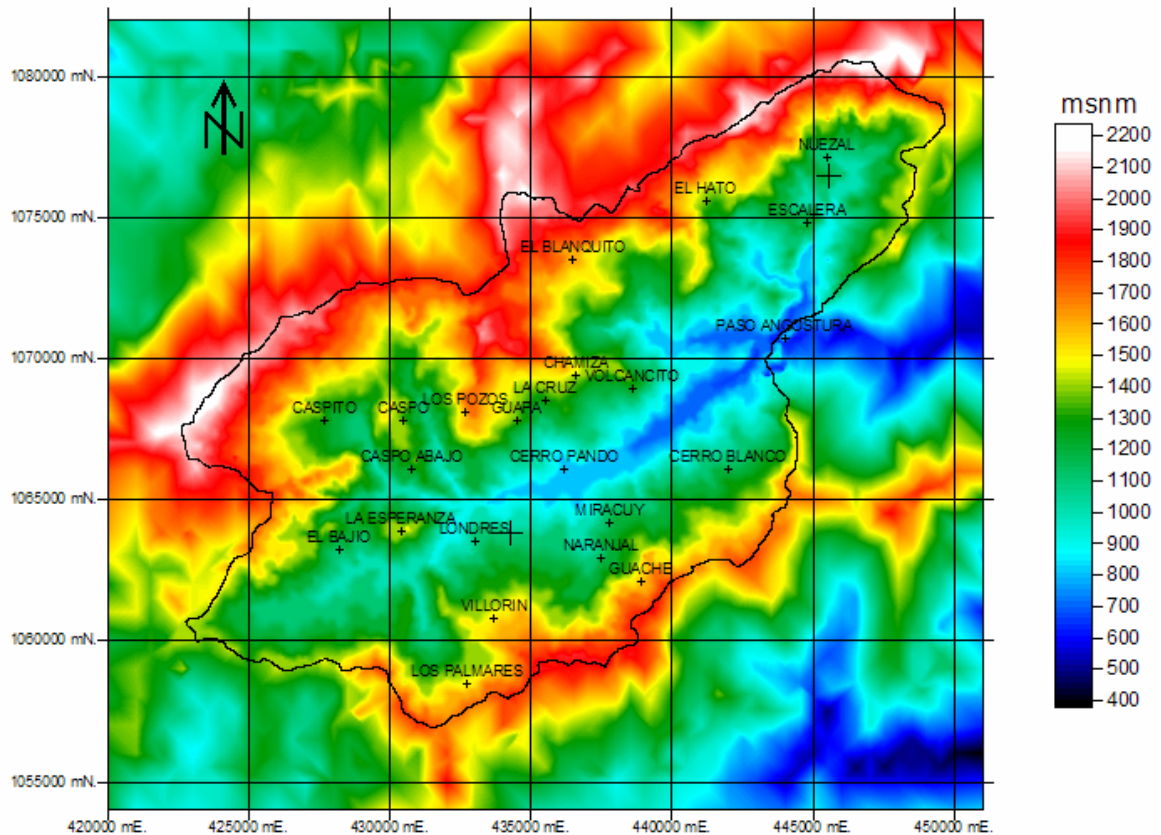


Figura 14. Ubicación geográfica de la cuenca del Río Yacambú

### **Climatología:**

La cuenca tiene una precipitación media anual de 2.040 mm con valores entre 1.700 y 2300 mm; la evaporación media anual es del orden de los 1.633 mm; y la temperatura media anual es de 20,6 °C. Una alta nubosidad caracteriza el área, cuyo clima es húmedo a superhúmedo debido a las altas precipitaciones. En la cuenca se distinguen dos sectores con diferentes períodos de exceso de agua: uno comprendido entre los meses de Abril a Diciembre ubicado en la Zona más lluviosa, Parque Nacional Yacambú y alrededores y otro de Mayo a Diciembre en el resto de la cuenca. Los caudales registrados que posee el río Yacambú, período 1969-1973, han permitido simular la escorrentía promedio utilizando dos modelos matemáticos que arrojan valores de 13,71 y 13,91 m<sup>3</sup>/seg, los cuales superan el registro histórico de 12,29 m<sup>3</sup>/seg.

### **Suelos:**

Varían desde poca evolución hasta altamente evolucionados, siendo el relieve el factor determinante para su distribución en vista de la relativa homogeneidad en el resto de factores formadores de los suelos de la cuenca. Los poco evolucionados se ubican en las planicies aluviales y en el pie de vertientes que actúan como zona de deposición del material erodado; en cuanto a los suelos más evolucionados su ubicación corresponde a las zonas de montañas y topes de colinas protegidas de la erosión.

En esta zona son aprovechables tres tipos de suelos:

- Suelos Residuales: Presentan espesores muy variables y están constituidos principalmente por materiales arcillosos, arcillosos- limosos y limosos-arenosos.
- Suelos Coluviales: Su constitución la forma fragmentos de rocas de tamaños variados.
- Suelos Aluvionales: Están formados por arena, limos, gravas y peñones.

### **Geología**

Los elementos estructurales más resaltantes de la zona lo constituyen la Falla de Boconó y los deslizamientos submarinos, así como también la Formación Volcancito y la Formación Yacambú.

Formación Volcancito: De edad cretácica inferior, constituida por una secuencia de cuatro tipos de rocas metamórficas donde se combinan franjas de origen

calcáreo, con intercalaciones de calizas laminadas, masivas y filitas calcáreas y otras de cuarcitas.

Formación Yacambú: Pertenece al cretácico superior y caracterizada por la intercalación de lutitas pizarrosas y metamolitas silíceas, con capas de chert, calizas arenáceas y metareniscas .

Falla de Boconó: Va a tener una orientación N 50° E, esta falla va a presentar fallas transversales en dirección N30° O, estas van a ser las más activas ya que la mayoría de los sismos ocurridos se han presentado en lugares ubicados a lo largo de ellas.

Fallas normales son paralelas a la de Boconó y su origen se relaciona con un levantamiento de los terrenos de los Andes sobre los de El Tocuyo y Quibor, debido a ajustes posteriores ocurridos como consecuencia de los deslizamientos subterráneos.

La falla de Boconó va a presentar una serie de pliegues tanto al norte como al sur de la misma. Su origen lo relacionan con los movimientos epirogéticos que causaron una compresión cortical, cuyos esfuerzos procedieron del noroeste.

### **Erosión**

Estas condiciones unidas a las fuertes pendientes permiten un arrastre considerable de sedimentos, que se ha estimado igual a una tasa promedio de 700.000 t/año y 1.120.000 t/año a través de dos estudios basados en modelos de simulación matemática. Ambos modelos se basan en el uso de la ecuación universal de pérdida de suelos. El estudio del MARNR encontró que las subcuencas con mayor potencial de erosión son: Quebrada Honda ( 55,7 t/ha/año), Escalera (48,7 t/ha/año), Cerro Blanco (39,8 t/ha/año), Agua Blanca – El Chorro (38,3 t/ha/año) y Urupe (23,8 t/ha/año). Adicionalmente se han realizado estudios en las Quebradas Honda y escalera, para la estimación de volúmenes aportados por movimientos en masa mediante relaciones morfométricas que han permitido estimar los aportes de sedimentos potenciales por este concepto en 666.450 m<sup>3</sup> y 138.800 m<sup>3</sup> por las quebradas Escalera y honda, respectivamente.

### **Vegetación**

La vegetación de la cuenca es abundante y de gran diversidad florística, con unas 8.876 ha. de bosques primarios. Estos últimos se ubican entre los 1.100 m.s.n.m. y los 2.100 m.s.n.m. Entre los 500 y 1.400 m.s.n.m. el bosque original ha sido removido con excepción de las áreas de fuerte pendiente en la parte alta de la cuenca y en el Parque Nacional Yacambú. Las condiciones agro ecológicas favorecen el cultivo del café el cual se encuentra asociado con otros cultivos y vegetación de sombra ocupando una superficie de 11.474 ha.



Tabla 2. Cobertura vegetal en la cuenca del río Yacambú

UNIDADES	SUPERFICIE	
	HA	%
Bosque denso	8.876	27,07
Bosque denso intervenido	2.756	8,41
Bosque denso secundario	1.266	3,86
Bosque denso secundario con Intervención anual	4.844	14,77
Áreas de cultivo	14.142	43,13

### **Fauna**

La fauna presente en la cuenca está representada por numerosas especies de aves, mamíferos, anfibios y reptiles difíciles de observar en otras regiones del país y del exterior como el oso frontino (*Tremarctos ornatus*) y el Paují copete de piedra (*Pauxi pauxi*), ( especies en peligro de extinción) lo cual le brinda un especial atractivo turístico. Es importante la existencia de vectores de enfermedades metaxénicas como : *Leishmania venezuelensis*, *L. brasiliensis* causantes de la leishmaniasis cutánea; *Cisticercos* sp causante de la cisticercosis; y *Aedes aegyptis*, transmisor del dengue hemorrágico.

### **DATOS DE ENTRADA AL MODELO**

#### **Índice topográfico**

Como se ha señalado anteriormente, uno de los elementos básicos para la aplicación del TopModel es el índice topográfico del área en estudio, el cuál se elabora a partir del modelo digital de elevación de la cuenca, MDE. En el presente estudio se utilizó el MDE elaborado por FUDECO utilizando el programa Surfer y el cuál se muestra en la figura 15.

La información del MDE se introduce en el programa DTM 9702 que se distribuye conjuntamente con el TopModel y que permite efectuar tres procedimientos básicos:

- Cálculo de la distribución del índice topográfico
- Remoción automática de zonas planas y “sumideros” que pudieran existir en el MDT
- Delimitación de la cuenca

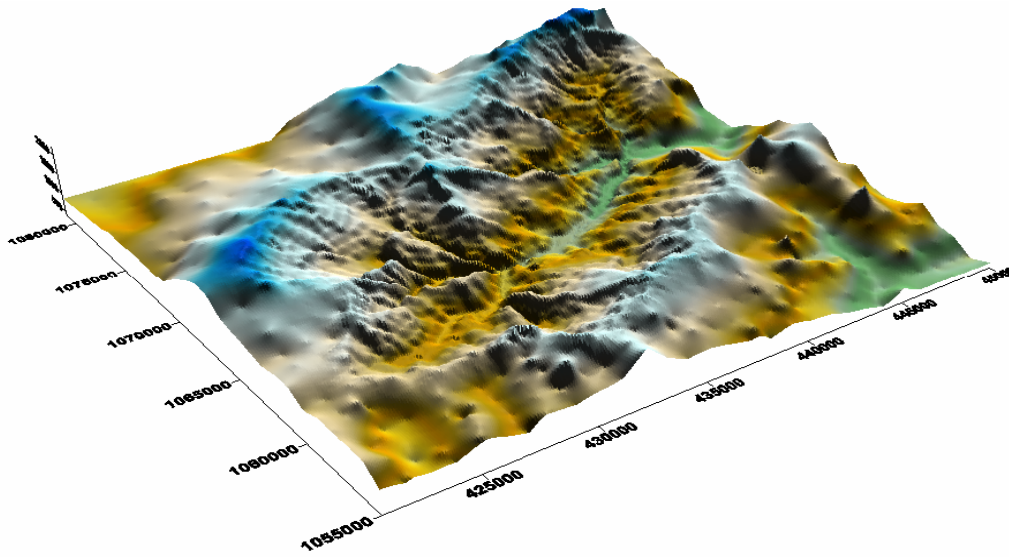


Figura 15. Modelo digital de Elevación  
Fuente: FUDECO

El archivo de datos de entrada proporciona la elevación de los puntos de la cuenca; los puntos ubicados fuera de ella se identifican en el archivo de entrada de datos por valores mayores a 9999.0 m; la resolución de la malla definida en el presentes estudio es de 100 \* 100 m. En la figura 16 puede apreciarse la pantalla principal del programa.

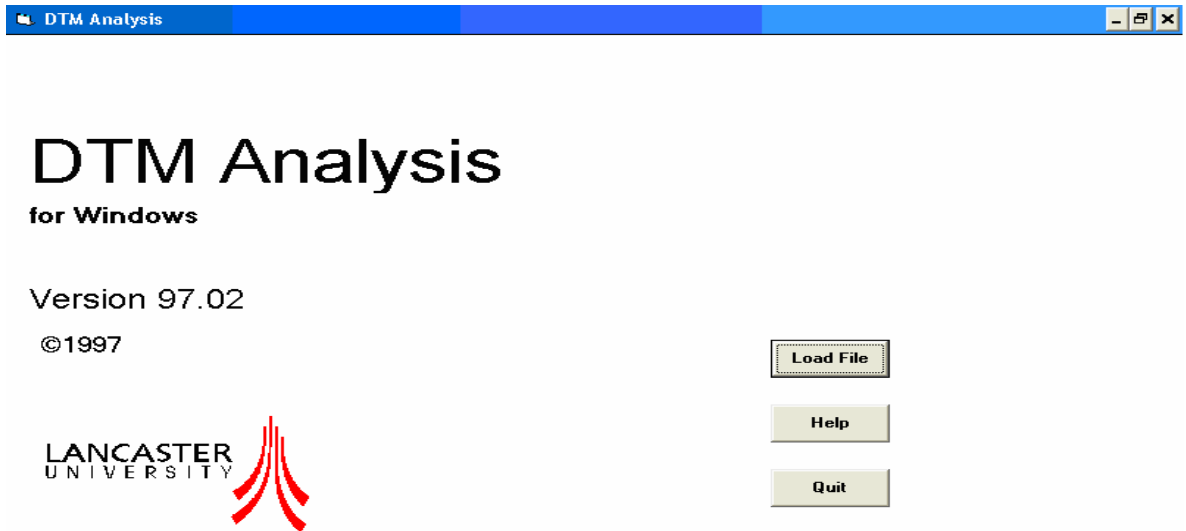


Figura 16. Pantalla principal del DTM Analysis.

La información básica requerida para la ejecución del algoritmo es:

Nombre de la cuenca

NX	número de columnas
NY	número de filas
DX	tamaño de la celda
E(I,J)	valores de elevación ordenados fila por filas

La opción “Load File” activa el archivo de datos; el archivo correspondiente es el YM1001, el cuál se encuentra en el CD adjunto. La pantalla de control de la ejecución se muestra en la figura 17. La opción de remoción de zonas planas y sumideros, (“Automatic Sink removal”), debe ejecutarse previamente al cálculo del índice topográfico; la tercera opción del menú principal corresponde a la delimitación de la cuenca pero no fue necesaria su aplicación en el presente estudio.

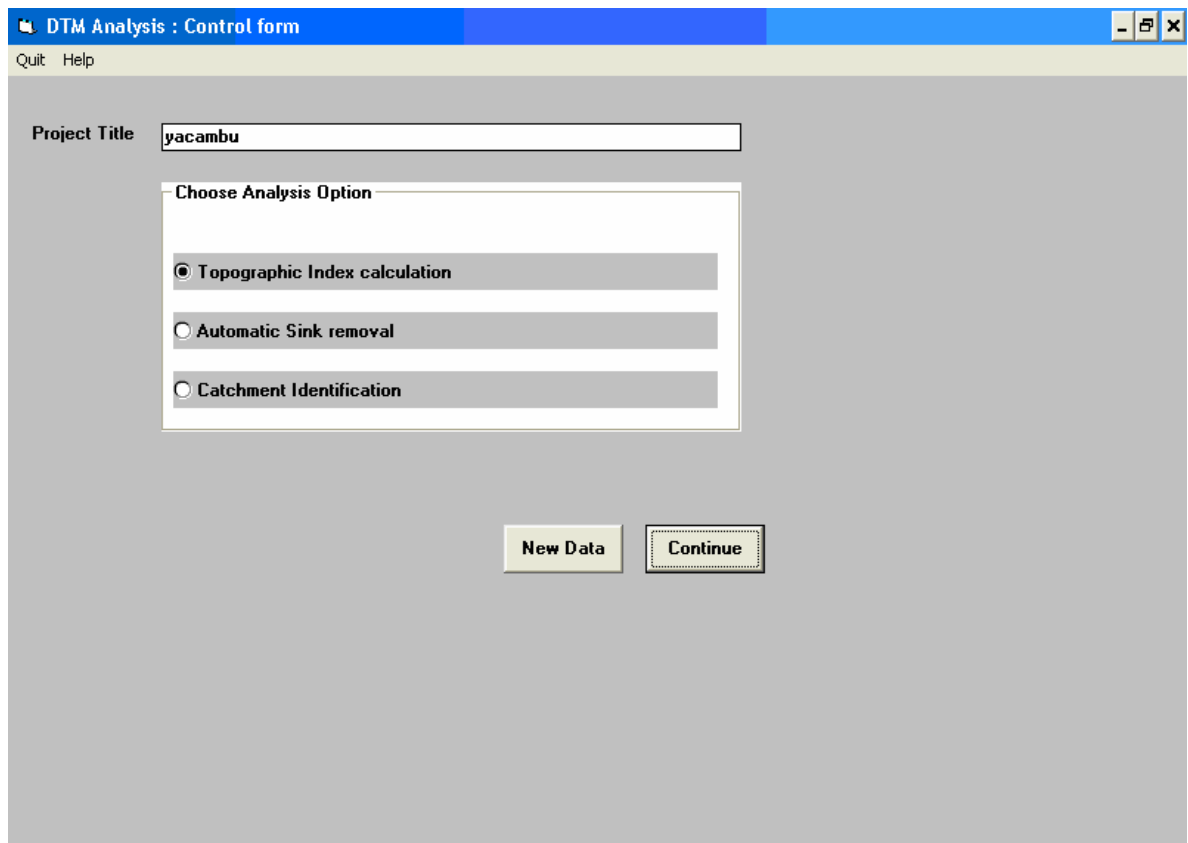


Figura 17. Menú principal del programa DTM

Si se selecciona la opción “Topographics Index calculation” y se hace clic en el botón “Continue” aparecerá la pantalla que se presenta en la figura 18 y en la cuál se muestran los mapas del MDE y el de índice topográfico.

Como resultado del programa se obtiene el archivo de datos del índice topográfico que es uno de los necesarios para la aplicación del TopModel; dicho archivo contiene la siguiente información:

Nx, Ny, Dx                      Número de píxeles en la dirección x  
                                          Número de píxeles en la dirección y  
                                          Tamaño de la reja

ATB(I,J)                        Los valores del índice topográfico.

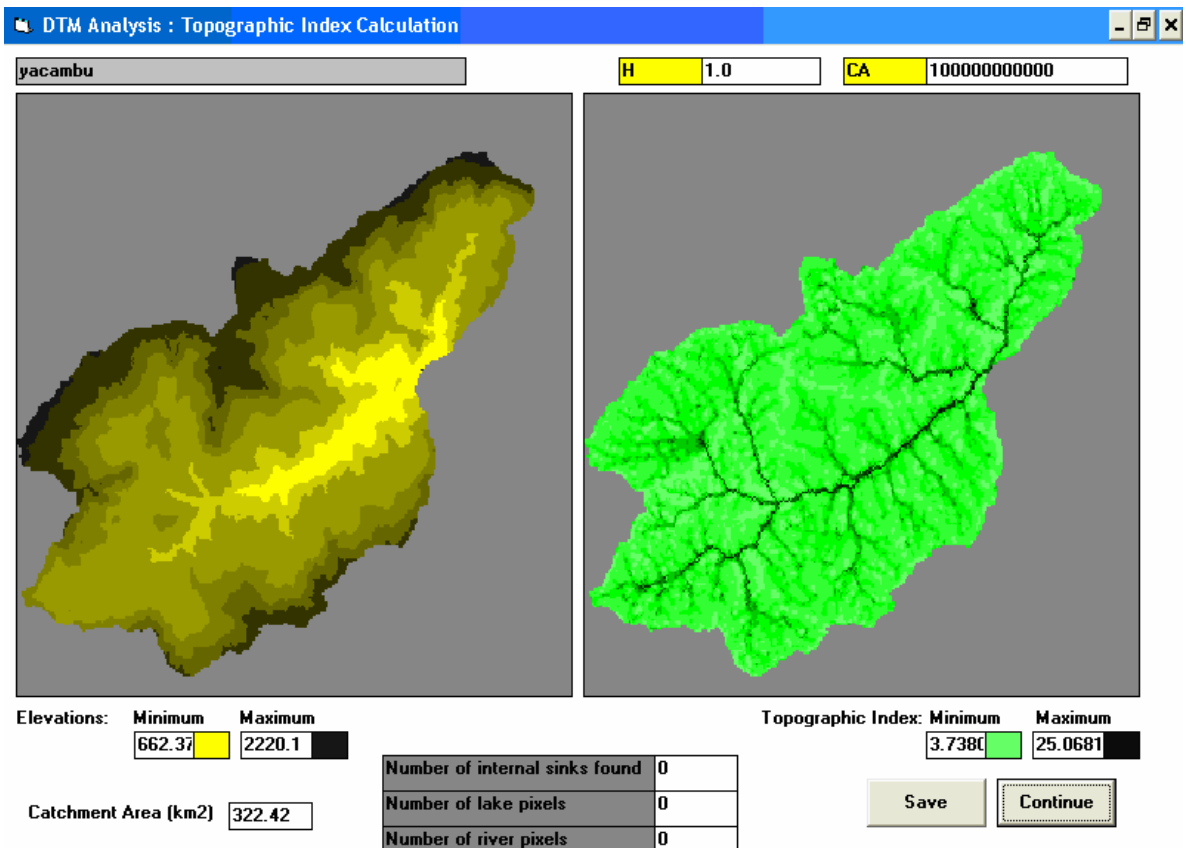


Figura 18. Cálculo del índice topográfico

En el presente estudio, este archivo se denomina YIN2 y puede ubicarse en el CD adjunto.

## Archivos del TOPMODEL

Una de las dificultades evidenciadas para la aplicación del modelo en la cuenca del Río Yacambú hasta el sitio Paso de Angostura fue el disponer de información de hidrogramas observados en dicho sitio. A pesar de que se instalaron estaciones automáticas de registro continuo de precipitación y escurrimiento durante un periodo aproximado de dos años, no fue posible obtener dicha información en el Sistema Hidráulico Yacambú – Quibor, SHYQ, así como tampoco en las oficinas regional y nacional del Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales, MARN.

Debido a lo anteriormente expuesto, y como se apreciará en el capítulo siguiente, el modelo fue aplicado a algunos escasos registros de eventos, así como al período de registros diarios continuos medidos entre el 01 de enero y el 12 de julio de 1995.

En lo que sigue, para ilustrar la aplicación del TopModel a la cuenca en estudio se utilizan los datos correspondientes al evento registrado el 10 de febrero de 1970 y reportado en un informe técnico del MARN. En la figura 19 se presenta un esquema de la estructura de los archivos de entrada al modelo.

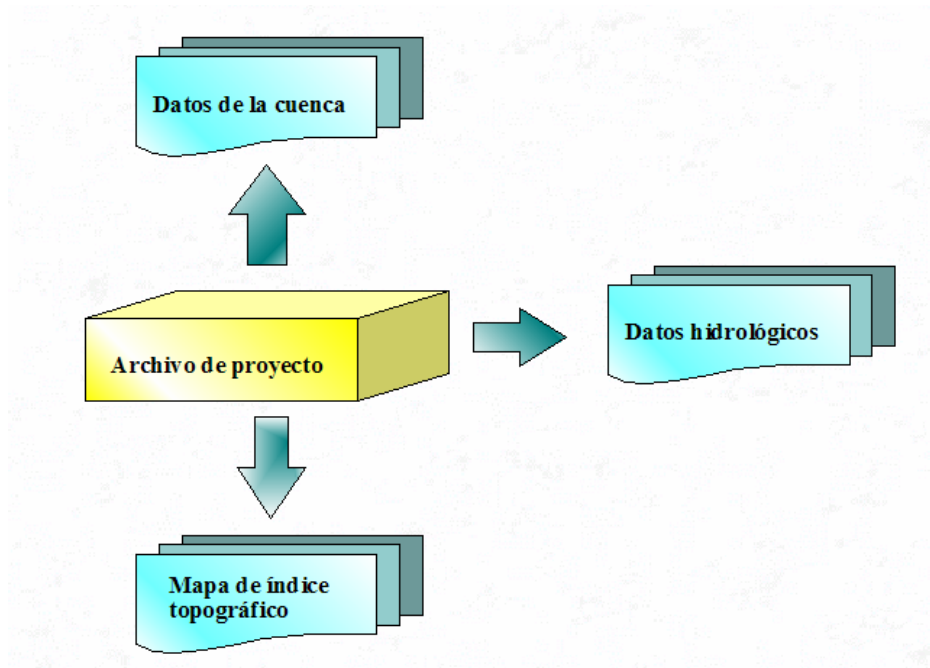


Figura 19. Archivos de entrada al programa TopModel

Para la elaboración de los archivos puede emplearse cualquier editor de textos, como por ejemplo el block de notas de Windows. El primer archivo a elaborar es el denominado archivo de proyecto, el cuál sólo contiene cuatro líneas de texto, uno para cada uno de los siguientes datos:

- Texto descriptivo del proyecto
- Nombre del archivo que contiene los datos de la cuenca
- Nombre del archivo en el cuál se encuentra la información hidrológica
- Nombre del archivo contenido de la información del índice topográfico

### **Archivo de datos de la cuenca**

En este archivo debe consignarse la información siguiente:

DESC	descripción del archivo
NAC	número de incrementos de $\ln(a/\tan\beta)$
AREA	área de la cuenca en $\text{Km}^2$

Para cada incremento de NAC debe proporcionarse los siguientes datos:

AC(I)	fracción de área para cada clase de $\ln(a/\ln\beta)$
ST(I)	valor del índice topográfico en la clase I

El valor de ST(1) es el máximo y debe corresponder a un área AC(1) igual a cero.

NCH	número de segmentos desde las subcuencas hasta la salida de la cuenca
-----	-----------------------------------------------------------------------

Para cada segmento, J, deben incluirse los siguientes datos:

ACH(J)	área acumulada de la cuenca, expresada como fracción del área total de la cuenca
D(J)	distancia hasta la salida de la cuenca

El valor de D(1) debe ser la distancia, en el cauce principal, desde la salida de la Cuenca al punto de interés, (normalmente igual a cero), con  $ACH(1) = 0$ .

Finalmente, en este archivo se introducen los valores de los parámetros; para ello en cada línea se introducen 3 valores característicos para cada uno de ellos: Param(k), Min(k), Max(k); el valor inicial, valor mínimo y valor máximo. El orden en que se ubican es el siguiente:

m	parámetro de la función de transmisividad exponencial o curva de recesión, (m)
Ln(to)	logaritmo natural de la transmisividad eficaz del suelo saturado. ( m <sup>2</sup> /h)
SRmax	almacenamiento de perfil del suelo disponible para la evapotranspiración. (m)
SRint	déficit del almacenamiento inicial en la zona radicular (m)
ChVel	velocidad en m/h

### **Archivo de datos hidrológicos**

Este archivo debe contener la siguiente información:

NSTEP	número de intervalos de tiempo, (máximo 2500)
DT	longitud del intervalo de tiempo, (horas)
R(IT)	precipitación, (m/h). (IT = 1, NSTEP)
E(IT)	evapotranspiración, (m/h)
QOBS(IT)	gasto observado, (m/h)

### **Archivo de índice topográfico**

Este archivo contiene la información de los valores del índice topográfico generados por el programa DTM Analysis; su estructura es:

NX	número de píxeles en la dirección x
NY	número de píxeles en la dirección y
DX	tamaño de cada elemento de la malla
ATB(I,J)	valores del índice topográfico.

## CAPITULO V

### RESULTADOS OBTENIDOS

#### CALIBRACIÓN DEL EVENTO DEL 10 DE FEBRERO DE 1970

En la tabla número 3 se presenta el evento lluvia – escorrentía, observado en la cuenca del río Yacambú, hasta la estación de aforo en Paso de Angostura, en la fecha arriba señalada.

Tabla 3. Evento lluvia – escorrentía observado el 10/02/70

Tiempo (hora)	Prec. media (mm)	Caudal (m <sup>3</sup> /seg.)
0	0	4
1	.77	4
2	9.43	4
3	3.1	5
4	.4	6
5	3.2	8
6	3.9	12
7	9.7	20
8	15.4	25
9	9.7	40
10	14	140
11	13.9	198
12	10.3	170
13	3.9	130
14	3.5	100
15	.9	85
16	.2	79
17	.4	60
18	0	52
19	.5	44
20	.3	36
21		32
22		28
23		26
24		24



En la figura 20 Se puede observar la pantalla del TopModel que permite el acceso a los diferentes archivos de datos. Como puede apreciarse en la parte superior izquierda, el archivo de proyecto corresponde al \$ya107.prj; éste contiene la información del resto de los archivos de la corrida los mismos que aparecen reseñados en los tres cuadros de texto inferiores, los cuáles incluyen la ubicación donde fueron guardados en la computadora.

Los archivos correspondientes a esta corrida se incluyen en el anexo 1, a excepción del correspondiente al mapa del índice topográfico, el cual se incluye en el CD adjunto debido a su extensión.

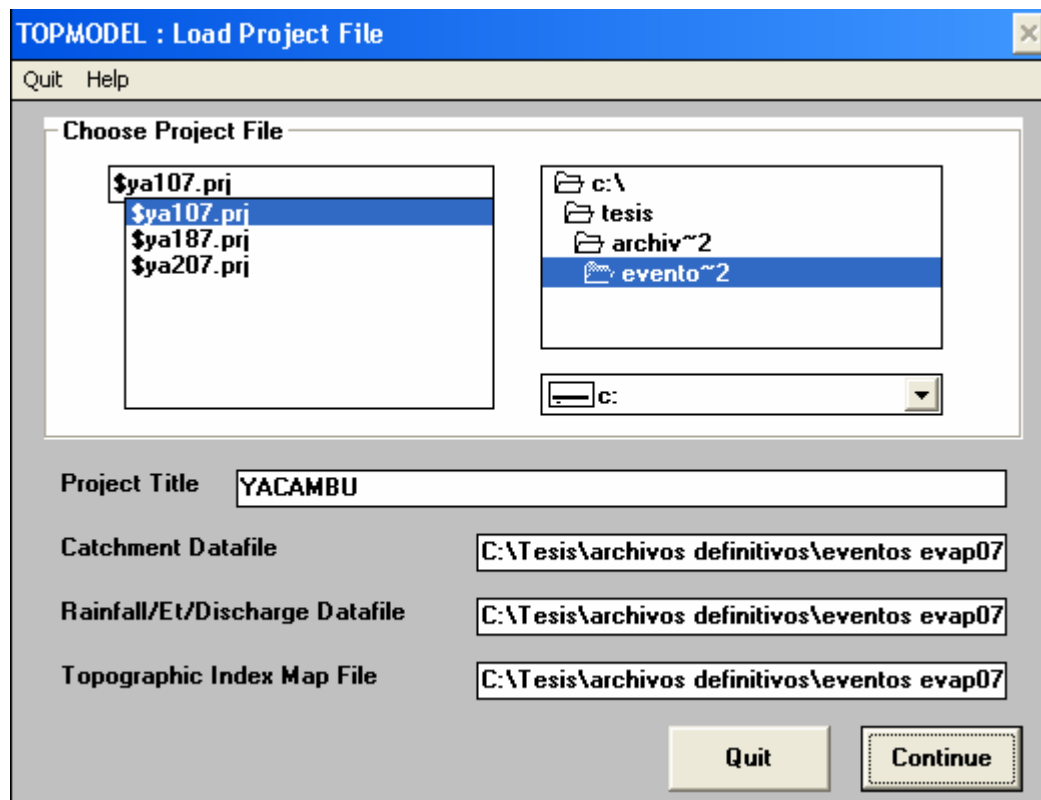


Figura 20. Pantalla de acceso a los archivos de la corrida

En la cuenca no existe información correspondiente al coeficiente de tina por lo que se efectuaron corridas en el rango de 0.6 a 0.8 para luego evaluar su incidencia en los resultados.

Si se selecciona la opción “Continue” el programa mostrará la pantalla correspondiente a las opciones del modelo, la cuál se presenta en la figura 21. La primera de las opciones corresponde al cálculo del hidrograma y produce la salida, por pantalla que se aprecia en la figura 22.

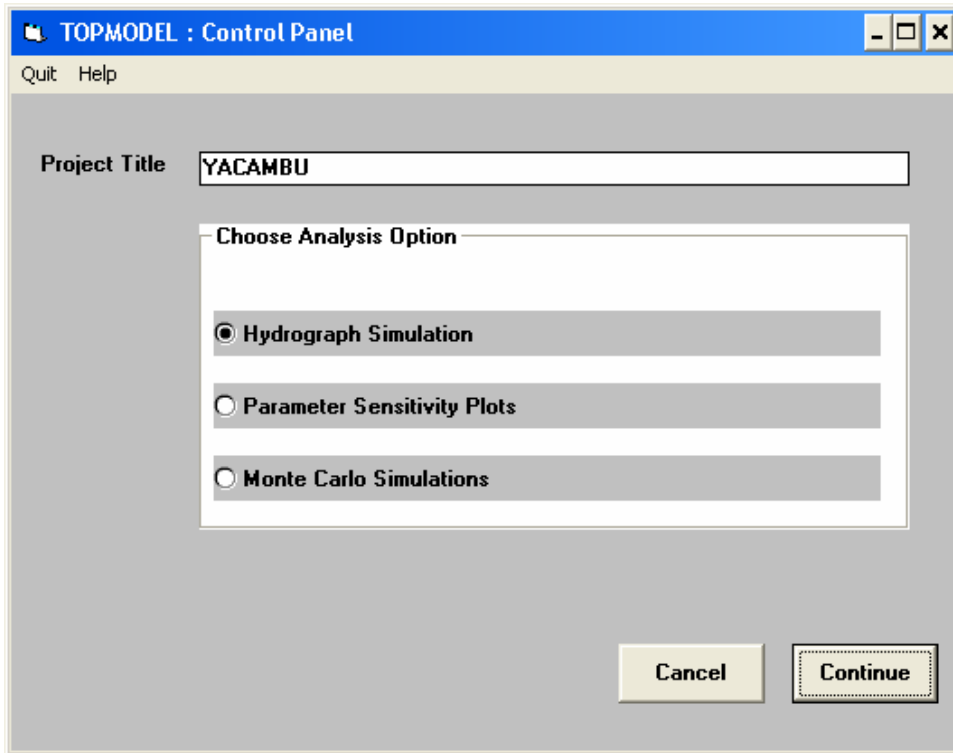


Figura 21. Opciones de ejecución del TopModel

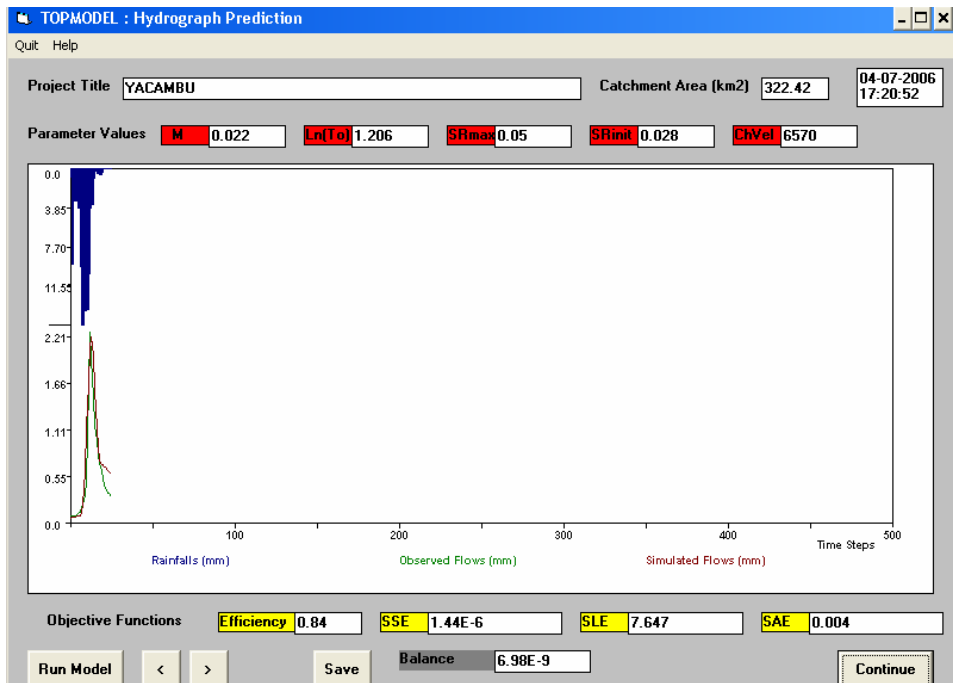


Figura 22. Cálculo del hidrograma

Como puede observarse, la graficación de los resultados se hace a escala fija lo cuál dificulta la visualización cuando el evento corresponde a unas pocas horas o intervalos de tiempo. Ello hace aconsejable que los resultados se lleven a otra escala de graficación como la que se presenta en la Figura 23, en la cual pueden observarse los valores observados y simulados para el evento del 10/02/70.

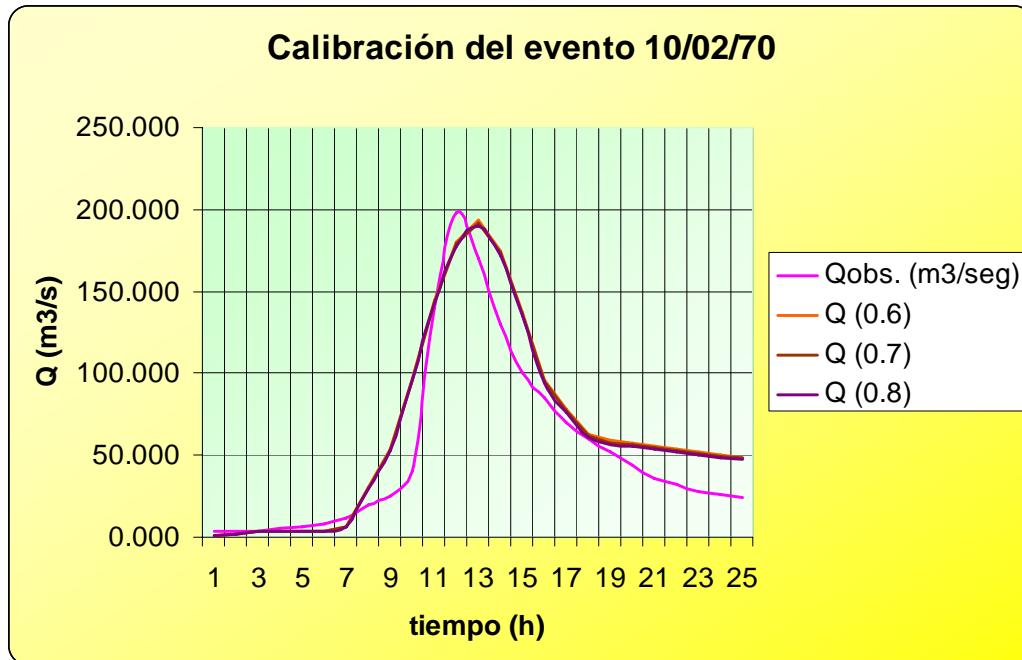


Figura 23. Valores observados y simulados. Evento 10/02/70

En dicha figura se presentan los valores observados y simulados; éstos últimos se han calculado para coeficientes de tina de 0.6, 0.7 y 0.8; en la Tabla 3. Se aprecian los valores utilizados para la graficación.

Como puede apreciarse, las diferencias entre los valores simulados no resulta significativa para los diferentes valores de coeficiente de tina empleados; ello pudiera explicarse si se tiene en cuenta el corto periodo de simulación, la altitud de la cuenca y los bajos valores de evaporación de tina durante la ocurrencia de las precipitaciones.

En la parte inferior de la figura 22, pueden observarse los valores de los cuatro indicadores de bondad de ajuste que calcula el programa. El primero de ellos corresponde a la eficiencia y se calcula por las relaciones:

$$E = 1 - \frac{\sigma_{\varepsilon}^2}{\sigma_o^2}$$

$$\sigma_{\varepsilon}^2 = \frac{1}{NT} \sum_{t=1} (Q_t - \hat{Q}_t\{\theta, Y\})^2$$

donde:

$\sigma_{\varepsilon}^2$ :	varianza del error
$Q_t$ :	valor observado en el intervalo $t$
$\hat{Q}_t\{\theta, Y\}$	valor simulado dado el parámetro $\theta$ y el dato de entrada $Y$
NT	número de intervalos de tiempo

En el ejemplo que se presenta este valor corresponde a 0.84, siendo deseable que el indicador se aproxime a 1, que es su valor máximo posible. Los otros tres indicadores se definen como:

Suma de los cuadrados de los residuales  $SSE = \frac{1}{N} \sum_1^N (Q_{obs} - Q_{sim})^2$

Suma de los cuadrados de los logaritmos de los residuales:

$$SLE = \frac{1}{N} \sum_1^N (\log Q_{obs} - \log Q_{sim})^2$$

Suma de los errores absolutos  $SAE = \frac{1}{N} \sum_1^N (Q_{obs} - Q_{sim})$

En el proceso de ajuste es deseable que los tres últimos indicadores se aproximen a cero.

En la fase de calibración el programa es bastante interactivo con el usuario ya que permite modificar el valor de los parámetros que desee y efectuar una nueva corrida en la misma pantalla, sin necesidad de cambiarla o salir de ella.

Durante el proceso de calibración del evento también se utilizó la opción de análisis de sensibilidad de parámetros del TopModel, cuya pantalla principal puede apreciarse en la figura 24. Como puede observarse, el usuario puede seleccionar los parámetros, con sus respectivos valores máximos y mínimos, para los cuáles desea efectuar el análisis de sensibilidad, obteniéndose las gráficas que relacionan los parámetros con el criterio de ajuste seleccionado, denominado función objetivo.

En el ejemplo se muestran los resultados conseguidos para el indicador de eficiencia pero haciendo clic en la opción “Objective Functions” de la barra de menú puede seleccionarse cualquiera de los otros tres criterios de ajuste. Por defecto la función objetivo a evaluar es la eficiencia

Tabla 4. Valores observados y simulados. Evento del 10/02/70

<b>T</b> <b>(h)</b>	<b>Qobs.</b>	<b>Q (0.6)</b>	<b>Q (0.7)</b>	<b>Q (0.8)</b>
	(m <sup>3</sup> /seg)	(m <sup>3</sup> /seg)	(m <sup>3</sup> /seg)	(m <sup>3</sup> /seg)
0	4.000	0.874	0.874	0.874
1	4.000	2.007	2.007	2.007
2	4.000	3.137	3.137	3.137
3	5.000	3.991	3.991	3.991
4	6.000	3.983	3.983	3.983
5	8.000	3.975	3.975	3.975
6	12.000	6.099	5.976	5.852
7	20.000	30.087	29.830	29.573
8	25.000	53.570	53.232	52.894
9	40.000	96.822	96.220	95.617
10	140.000	144.540	143.601	142.659
11	198.000	180.204	178.820	177.433
12	170.000	193.452	191.882	190.308
13	130.000	174.843	173.406	171.966
14	100.000	137.445	136.243	135.039
15	85.000	96.181	95.158	94.181
16	70.000	77.928	76.851	75.792
17	60.000	62.485	61.489	60.500
18	52.007	58.758	57.666	56.568
19	44.000	57.763	56.620	55.437
20	36.000	55.609	54.530	53.453
21	32.000	54.071	53.057	52.045
22	28.000	51.806	51.061	50.319
23	26.000	49.909	49.302	48.700
24	24.000	48.660	48.083	47.510

La opción “Monte Carlo Analysis” permite seleccionar uno o varios parámetros para los cuáles se generarán valores aleatorios, empleando distribución uniforme, los cuáles serán introducidos en el TopModel para efectuar nuevas corridas. Los resultados de dichas corridas son almacenados en un archivo que luego puede ser utilizado por el programa GLUE, el cuál se describirá brevemente más adelante.

El número de corridas a realizar es definido por el usuario y será función de la velocidad y capacidad de almacenamiento de la computadora; en este caso se fijó en 1000 el número de dichas corridas. En la figura 25 se aprecia la pantalla principal de la opción de análisis de Monte Carlo.

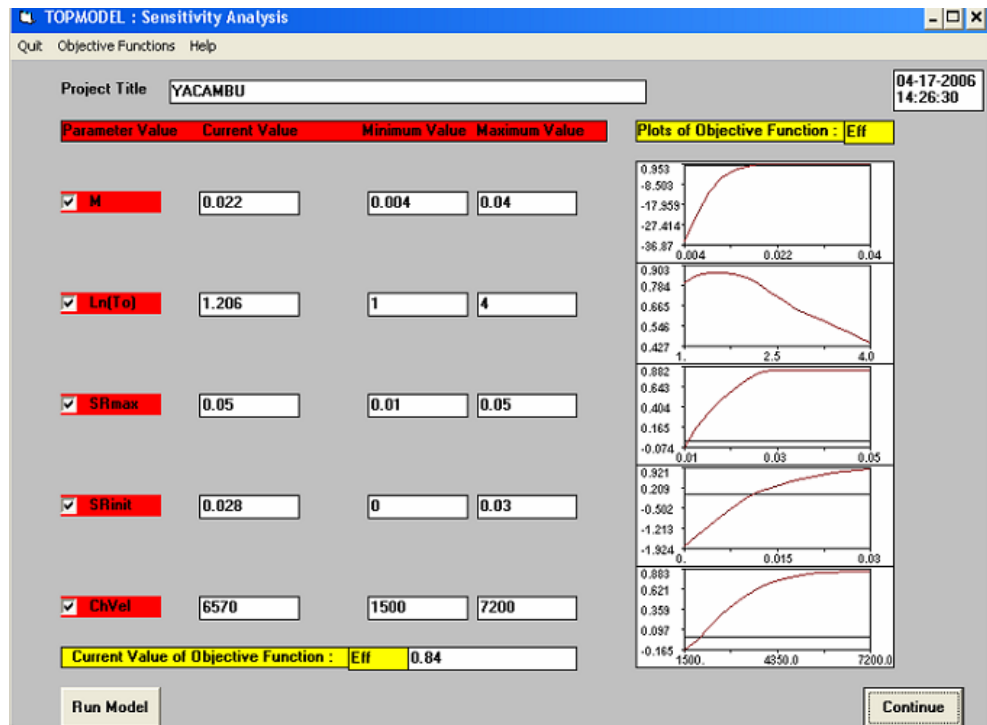


Figura 24. Análisis de sensibilidad con el TopModel

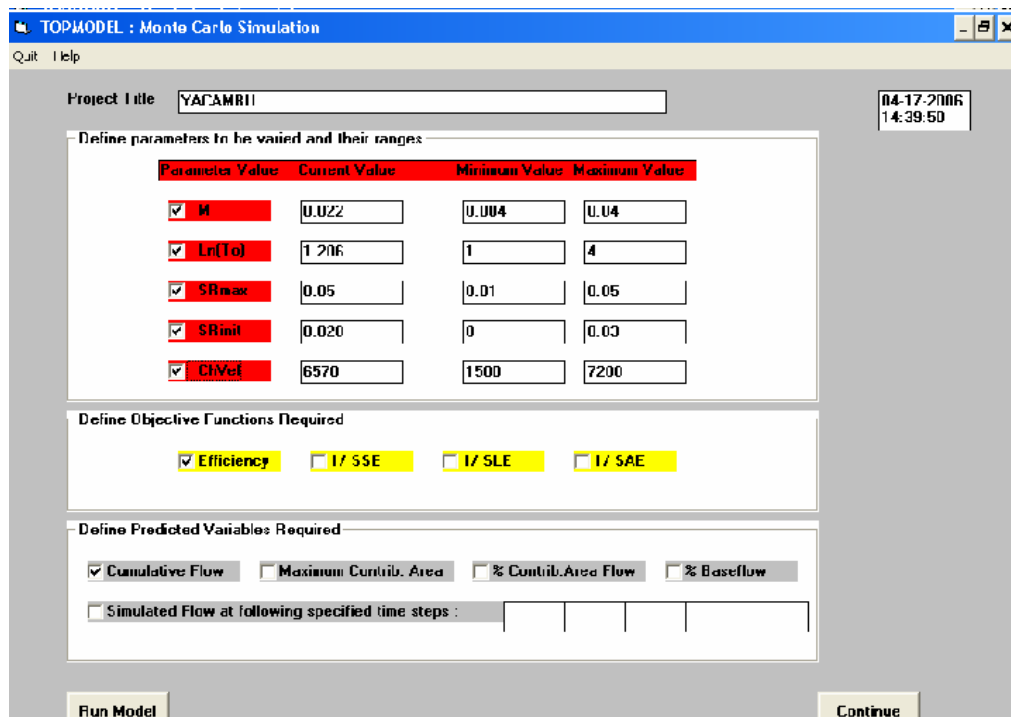


Figura 25. Pantalla de la opción de análisis de Monte Carlo

El programa GLUE, (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation), también fue elaborado por K. Beven y provee herramientas adicionales para el análisis de sensibilidad e incertidumbre en la estimación de los parámetros de la calibración; su aplicación al evento del 10/02/70 ilustra el uso del algoritmo.

El concepto básico es que no existe un conjunto óptimo de parámetros; teóricamente, cualquier conjunto de parámetros, en una estructura de modelo dado, es un potencial simulador de la variable de interés, usualmente el caudal en los algoritmos lluvia – escorrentía. Al desechar la idea de un conjunto óptimo de parámetros sólo es posible evaluar los resultados de diversas combinaciones de parámetros en términos de alguna medición probabilística.

El programa emplea la información del archivo generado por la opción de simulación de Monte Carlo del TopModel como dato de entrada y determina sus características probabilísticas. De esta forma, establece la habilidad del conjunto de parámetros para predecir la serie observada. La versión del GLUE utilizada en el presente estudio puede analizar hasta 6 parámetros y acepta hasta 1000 simulaciones de Monte Carlo. En la figura 26 aprecia la pantalla inicial del programa.

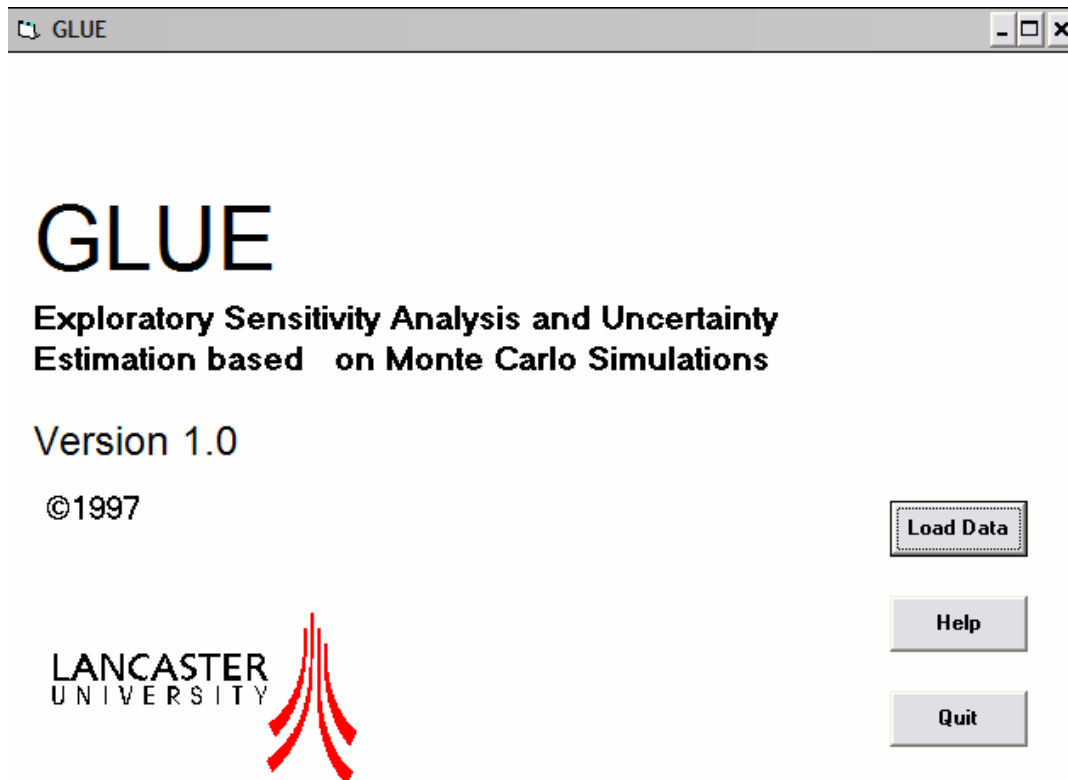


Figura 26. Pantalla inicial del programa GLUE

La opción “Load Data” ingresa la información de entrada y conduce al menú principal de opciones del programa, el cual se aprecia en la figura 27

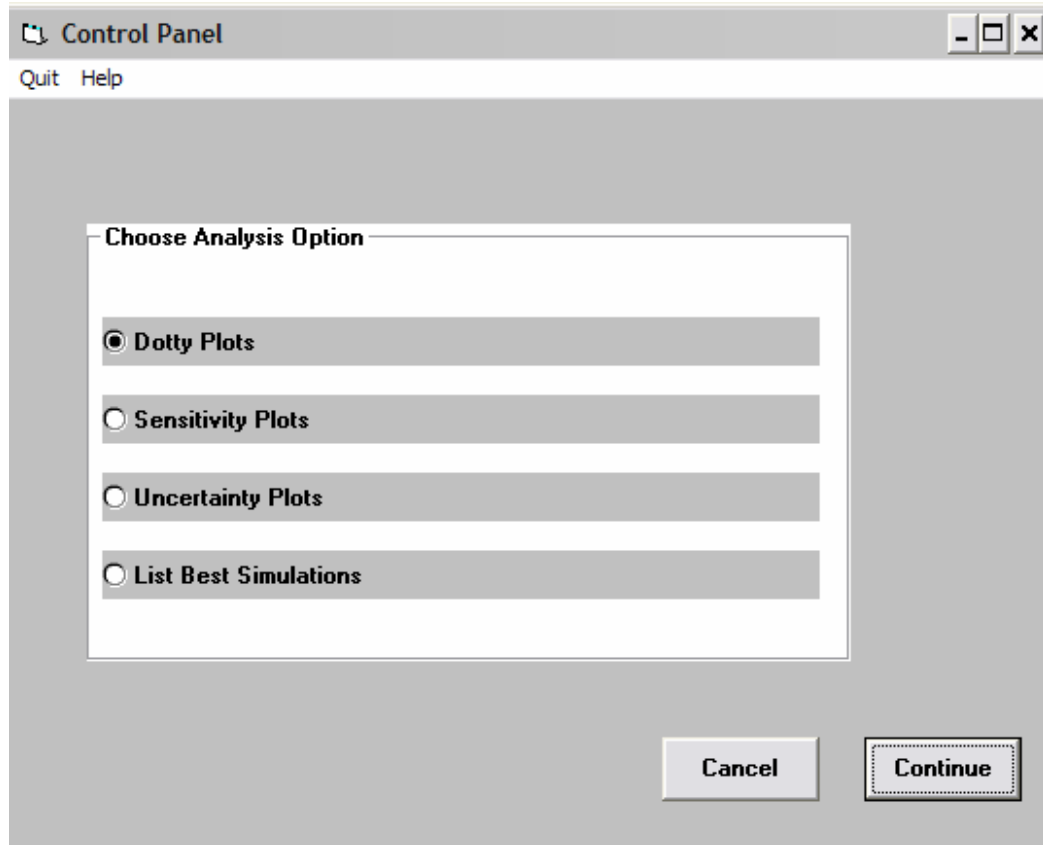


Figura 27. Opciones del programa GLUE

La selección de la opción “Dotty Plots” presenta las gráficas que relacionan la capacidad de predicción, en este caso expresada por la eficiencia, y cada uno de los parámetros, tal como se observa en la figura 28. Puede apreciarse que en el caso de la calibración del evento del 10/02/70 el parámetro  $m$  resultó el más significativo en el valor de la eficiencia; de acuerdo a los resultados presentados, el resto de parámetros no resultaron significativos en el valor final de la eficiencia.

Otra opción importante del programa es “List Best Simulations” , cuya pantalla de resultados se puede observar en la figura 29; en la misma se pueden apreciar las 20 mejores combinaciones de parámetros en función de la eficiencia de la calibración. El usuario puede, si así lo desea, intentar hallar un nuevo juego de parámetros para lo cuál debe repetirse todo el proceso aquí descrito.



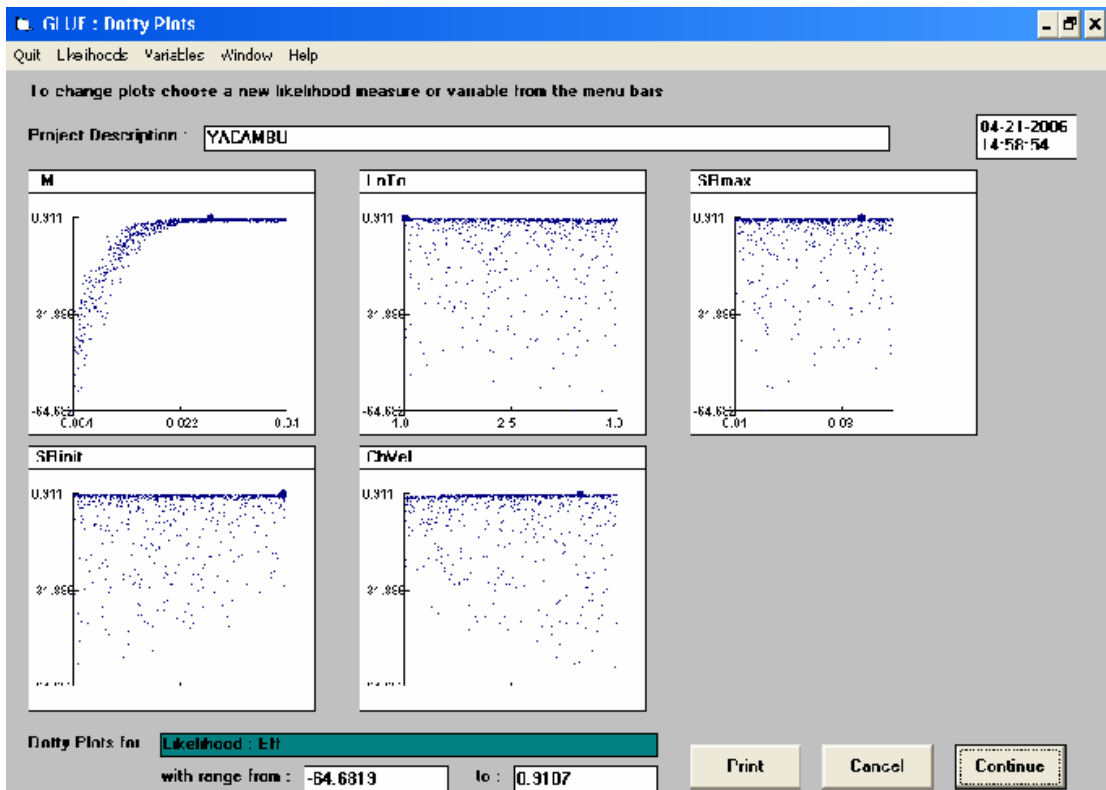


Figura 28. Opción de ploteo del programa GLUE

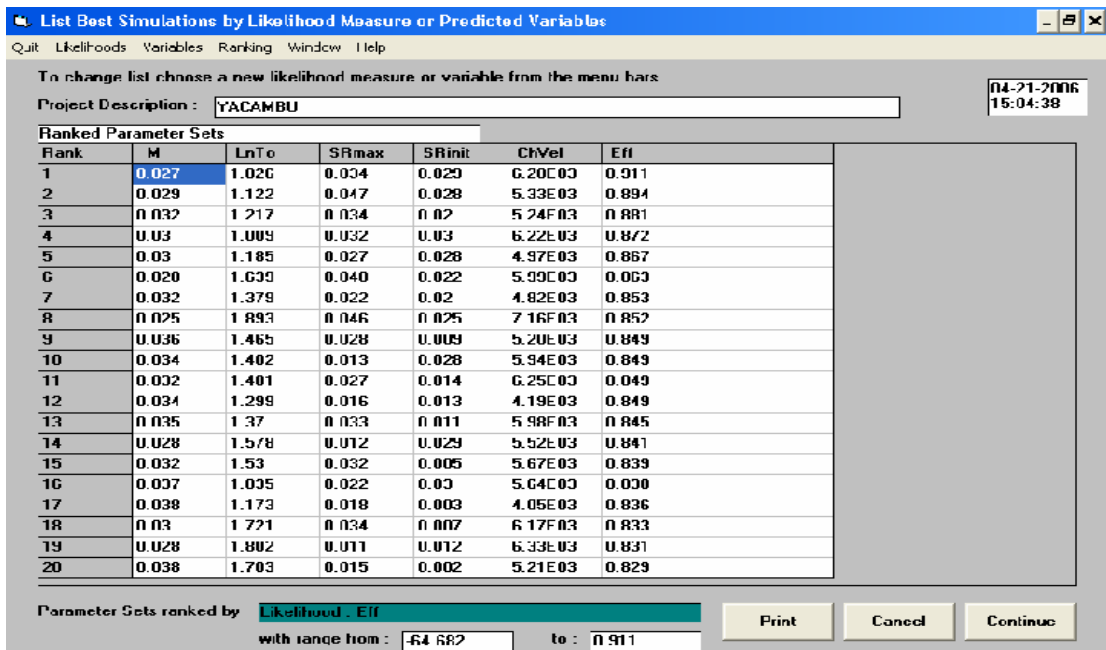


Figura 29. Conjunto de parámetros recomendados por el GLUE

## CALIBRACIÓN DEL PERÍODO 01 ENERO – 12 JULIO 1995

El programa TopModel también fue aplicado para el período arriba mencionado, pero a escala de tiempo diaria; el proceso fue el mismo anteriormente descrito; los datos hidrológicos utilizados se encuentran en el CD adjunto.

Para el cálculo de la precipitación media sobre la cuenca se utilizó el método de los polígonos de Thiessen, con los siguientes porcentajes de influencia de cada estación:

ESTACIÓN	% INFLUENCIA
Paso Angostura	11.7
La Cruz	11.9
Parque Yacambú	15.9
Cáspito	31.7
Miracuy	28.8

De manera análoga a la calibración del evento, se efectuaron corridas con valores de coeficiente de tina de 0.6, 0.7 y 0.8, obteniéndose los resultados que se presentan en el anexo 2 y en la figura 30. El mejor valor de la eficiencia de la calibración se obtuvo para un valor de coeficiente de tina igual a 0.6, con los parámetros que se observan en la figura 31.

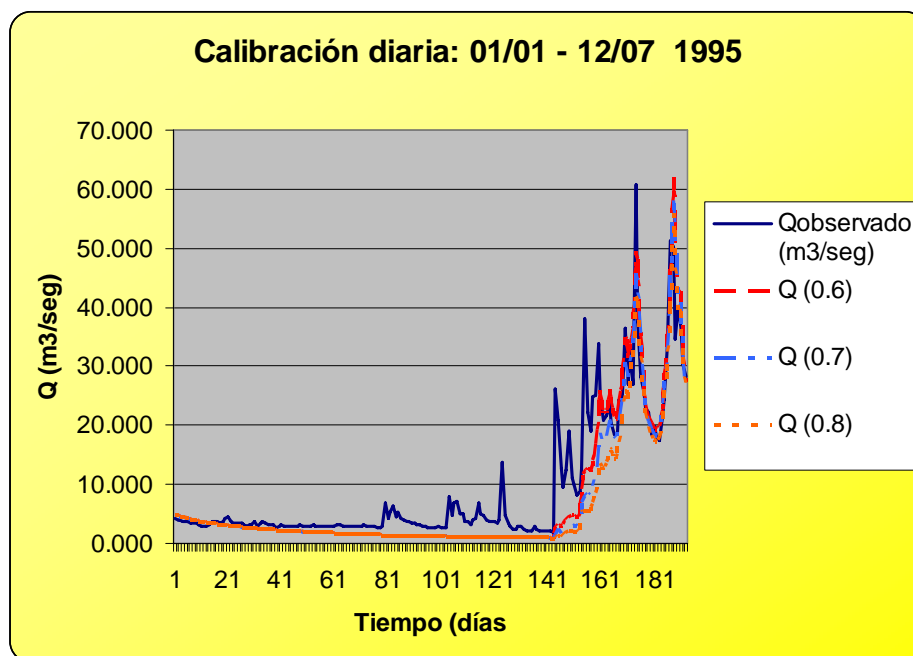


Figura 30. Calibración diaria con diferentes coeficientes de tina

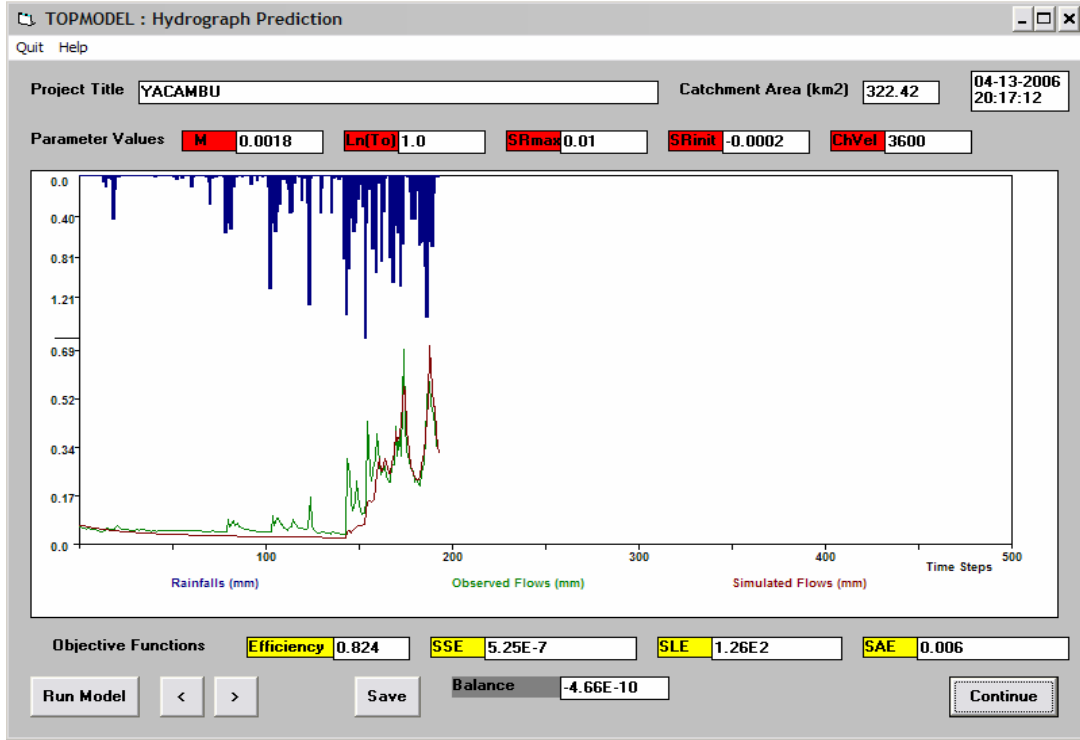


Figura 31. Calibración diaria del TopModel

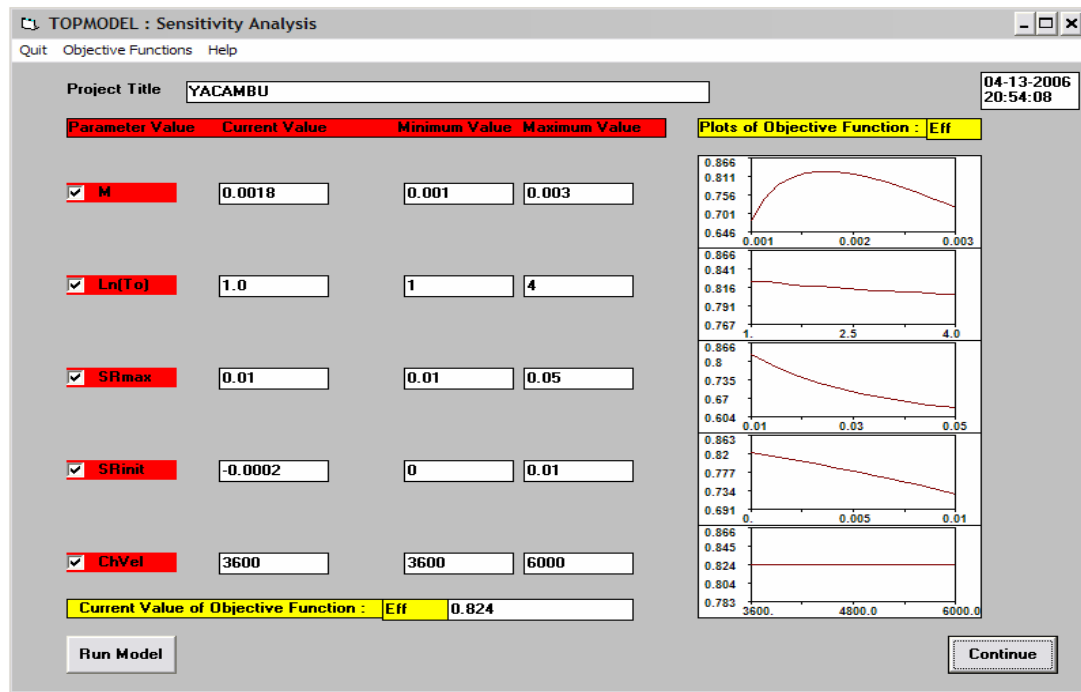


Figura 32. Análisis de sensibilidad para la calibración diaria

En la figura 33 y 34 se presentan las salidas de GLUE para los datos diarios.

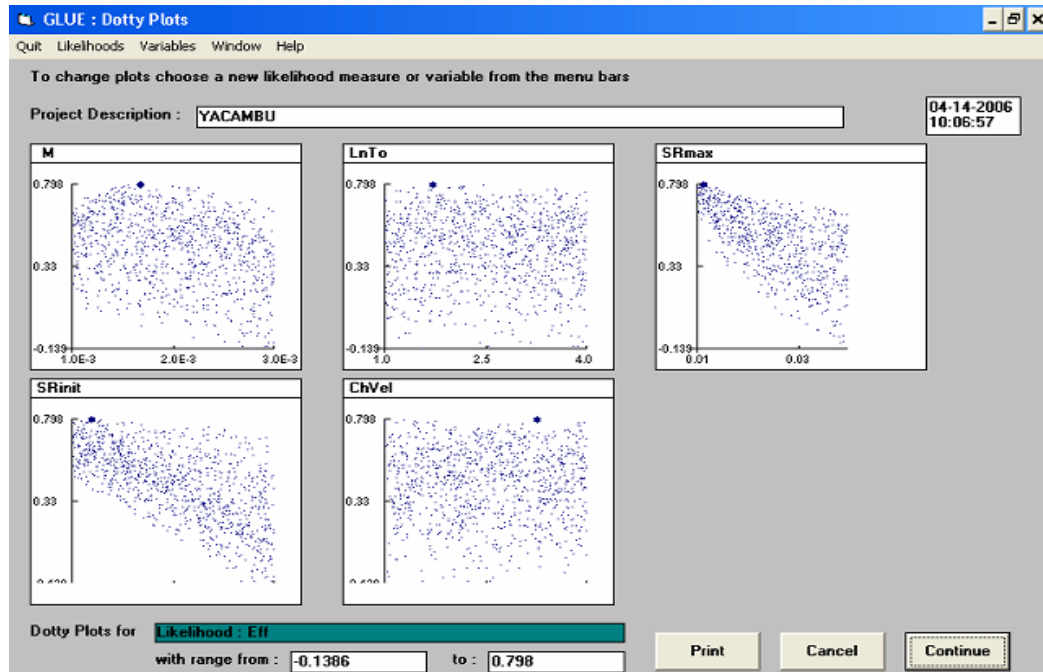


Figura 33. Opción de ploteo del programa GLUE para los datos diarios

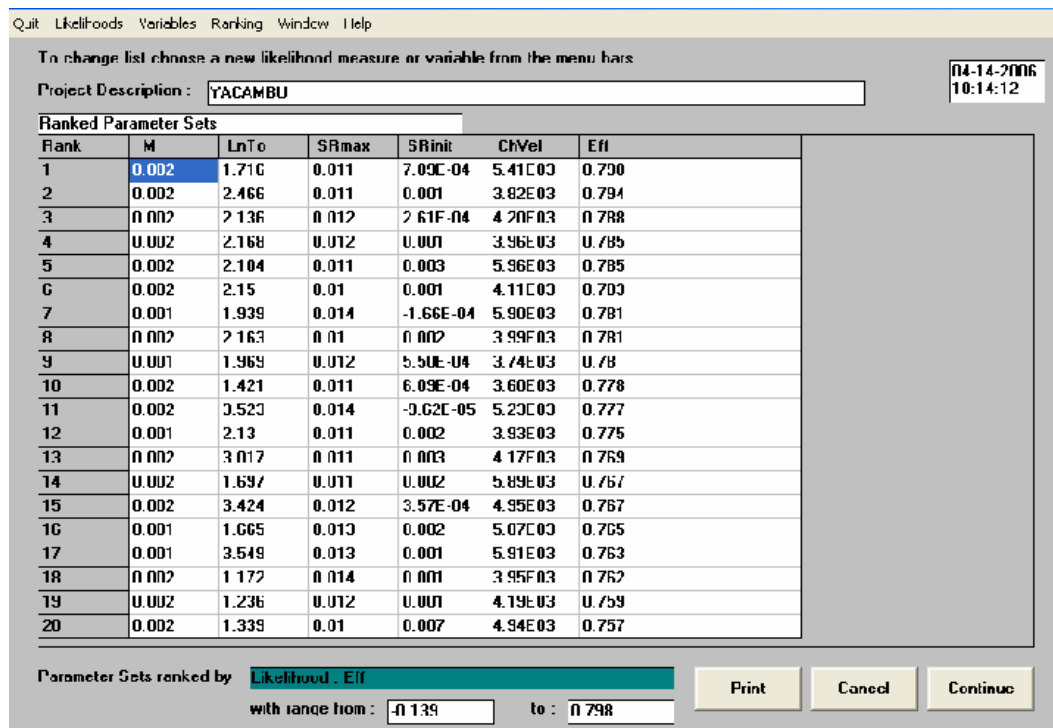


Figura 34. Conjunto de parámetros recomendados por el GLUE para los datos diarios

## CAPITULO VI

### ANÁLISIS DE RESULTADOS

El proceso de calibración tiene dos fases bien definidas: la primera concierne a la calibración propiamente dicha, incluyendo el análisis de sensibilidad de los parámetros, y la segunda corresponde a los valores logrados luego del análisis con el programa GLUE. En este último se utilizó el coeficiente de eficiencia, o de Nash y Sutcliffe, como función objetivo; los valores obtenidos se muestran en la tabla 5.

Tabla 5. Parámetros obtenidos del proceso calibración

Parámetro	Valores de Calibración	Valores del GLUE
$m$ (m)	0.022	0.027
$\ln(T_0)$ ( $m^2/h$ )	1.206	1.026
$SR_{max}$ (m)	0.05	0.034
$SR_{init}$ (m)	0.028	0.029
$CH_{vel}$ (m/h)	6570	6200

También, puede observarse en la figura 28, que el valor  $m$  es el más sensible en el proceso de calibración del evento; como se ha mencionado anteriormente, este término se define como el parámetro que controla la tasa de declinación de la transmisividad cuando se incrementa el déficit de almacenamiento, (Beven, 2001).

Debido a que no se encontraron referencias de aplicación del TOPMODEL en cuencas venezolanas, los valores de los parámetros de calibración se compararon con los reportados para diferentes cuencas europeas y norteamericanas. En este sentido, el valor 0.027 para  $m$  coincide con los obtenidos en las cuencas Coet Dan y Maurets, en Francia, y White Oak Run, en Virginia, Estados Unidos, (Beven, 1997). Así mismo, comparando este valor con los reportados para diferentes cuencas, puede afirmarse que el obtenido para  $m$  en el presente estudio se encuentra dentro de los rangos usuales conseguidos en los procesos de calibración.

Sin embargo, es obvio que posteriores aplicaciones del modelo en cuencas nacionales, y con mejores niveles de información básica, permitirán obtener mayores conclusiones en torno a este parámetro.

En la formulación original, el parámetro  $T_0$  se define como la transmisividad lateral, (horizontal), cuando el suelo está recién saturado. En el proceso de calibración, se obtuvo un valor de 1.026  $m^2/h$  para  $\ln(T_0)$ ; ello corresponde a 2.78  $m^2/h$  para  $T_0$ , ó 66.96  $m^2/d$ .

Considerando ahora que los estudios de suelos realizados en la cuenca alta del río Yacambú reportan un valor promedio de 1 m para la profundidad de suelo, se obtendría una conductividad hidráulica de 66.95 m/d; este valor se encuentra dentro de los rangos reportados para este parámetro en la literatura para suelos de textura franca.

El parámetro  $SR_{max}$  en el TOPMODEL está asociado a la simulación del proceso de evapotranspiración; de acuerdo al autor del modelo, su valor puede ser estimado como aproximadamente igual a la diferencia entre el contenido de humedad a capacidad de campo, CC, y el punto de marchitez permanente, PMP. Los suelos de la cuenca en estudio corresponden mayoritariamente a la textura franca; para este tipo de suelos los valores promedio de CC y PMP son de 30 % y 14 % de humedad, respectivamente; (ILRI, 1977).

Para 1 metro de profundidad de suelo, se tendría 14 % de humedad aprovechable o, lo que es lo mismo, 14 cm de humedad máxima aprovechable para toda la profundidad de suelo; sin embargo, si se considera la profundidad radicular de los cultivos de tomate, caraota y maíz, predominantes en la zona y con una profundidad radicular de 30 cm, el valor teórico de  $SR_{max}$  será de 0.048 m ó 4.8 cm.

El valor obtenido del proceso de calibración es de 0.034 m, ó 3.4 cm, lo cuál puede considerarse una buena estimación de este parámetro, más aún si se considera que la densidad radicular no es uniforme en toda su profundidad, concentrándose más bien en el primer tercio superior. Adicionalmente, en la Figura 28 puede también observarse que este parámetro no es sensible en la calibración del evento.

El parámetro  $SR_{init}$  es el déficit de almacenamiento inicial en la zona de raíces y simplemente define una condición inicial; tampoco resultó sensible en el proceso de calibración de acuerdo a lo mostrado en la figura 28.

En el TOPMODEL el tránsito de los flujos se hace considerando una velocidad promedio de flujo, la cuál está expresada en el parámetro  $CH_{vel}$ . El valor obtenido en la calibración es de 6200 m/h, lo que equivale a 1.72 m/s.

Con relación al uso del TOPMODEL a escala de tiempo diaria, se han reportado aplicaciones en este intervalo de tiempo; sin embargo, y tal como lo señala el propio autor del modelo, este paso de tiempo no permite apreciar adecuadamente la dinámica de la humedad en el suelo. De ello puede concluirse que los parámetros de calibración también son dependientes del intervalo de tiempo usado; ello se puede corroborar si se comparan los resultados mostrados en las figuras 28 y 33.

También, en la calibración diaria la evapotranspiración tiene influencia significativa en los resultados del modelo, tal como se observa en la figura 30, ello se reafirma si se observa la figura 33 en la cual el  $SR_{max}$  pasa a ser un parámetro sensible; ocurriendo lo mismo con el parámetro  $SR_{init}$ .

Comparando las figuras 25 y 32, puede observarse que *Chvel*, parámetro asociado con la velocidad del flujo en cauces, pasa a tener poca sensibilidad a nivel diario; ello podría interpretarse que a esta escala de tiempo debería mejorarse el tratamiento del tránsito en el cauce. Ello también explicaría las diferencias entre valores observados y simulados, en el período de ascenso del hidrograma, que se observan en la figura 30.

El ajuste para el período húmedo puede considerarse aceptable, sobre todo considerando los valores obtenidos para el índice de eficiencia y el balance de masas. Los valores obtenidos finalmente fueron:

m	0.0018 m
ln(to)	1.0 m <sup>2</sup> /h
SRmax	0.01 m
SRinit	-0.0002 m
Chvel	3600 m

## CAPITULO VII

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### Conclusiones

La hipótesis básica del TopModel referida a la existencia de una zona saturada en equilibrio con una recarga permanente proveniente de la zona no saturada es un planteamiento novedoso con relación a otras técnicas de modelación del proceso lluvia – escorrentía. Sin embargo, ello circunscribe su aplicabilidad a cuencas en las cuáles el flujo subsuperficial juega un papel determinante en la generación de la escorrentía.

Ello, unido al supuesto de paralelismo del gradiente hidráulico y la pendiente topográfica, indican que la aplicabilidad del modelo está restringida a cuencas con suelos poco profundos y topografía moderada. La cuenca del río Yacambú cumple con estas características.

La elaboración del Modelo Digital de Elevación, MDE, es un proceso que se ve facilitado por existencia de una serie de herramientas informáticas que efectúan dicha tarea, siendo el programa SURFER uno de los más utilizados. Sin embargo, debe señalarse la importancia que reviste el procesamiento previo de dicha información con el programa DTM, u otro similar, en especial lo referido a la corrección de zonas planas y sumideros.

La simulación del evento del 10/02/70 fue realizada con tres valores de coeficiente de tina, 0.6, 0.7 y 0.8, respectivamente, no observándose diferencias apreciables en los resultados. Ello puede explicarse por la corta duración de dicho evento y por lo valores bajos de esta variable durante la ocurrencia de la precipitación.

Durante el proceso de calibración, a nivel del evento, se observó que los resultados obtenidos evidenciaban alta sensibilidad a cambios en el parámetro  $m$ , lo cual se confirmó con los gráficos mostrados en la figura 28, luego del análisis con el programa GLUE. El resto de parámetros no evidenció sensibilidad significativa; probablemente ello se deba a la corta duración del evento.

También el GLUE permite mejorar significativamente el proceso de calibración; a manera de ejemplo puede observarse que el coeficiente de eficiencia de 0.84 conseguido en el proceso de ajuste fue mejorado a 0.911, tal como se aprecia en listado presentado en la figura 29.

De todo lo expuesto, y con las limitaciones de disponibilidad de información básica presentadas para el desarrollo de este trabajo, puede afirmarse que el



TopModel puede considerarse aplicable a la cuenca del Río Yacambú, pero se requiere su validación con mayor información generada a nivel horario.

### **Recomendaciones**

El uso de la modelación hidrológica distribuida en Venezuela es una técnica novedosa que requiere y justifica ampliamente líneas de investigación en esta área en los organismos universitarios correspondientes. Sin embargo, ello implica un serio esfuerzo en la generación de información continua de precipitación y escorrentía en las cuencas a trabajar.

Paralelamente a la investigación asociada a los modelos hidrológicos distribuidos, los trabajos de investigación deben incluir las herramientas de procesamiento y manejo de la información cartográfica digitalizada para elaboración de los modelos digitales de elevación.

El TOPMODEL es un programa abierto, con código fuente accesible, de manera que podrían efectuarse las modificaciones que se estimen pertinentes. Uno de estos aspectos es la evaluación de la función de variación de la transmisividad en condiciones de no saturación de los suelos.

La relación entre la resolución de la malla regular y la sensibilidad de los parámetros de calibración también podría constituir un interesante tema de investigación.

Las metodologías de optimización y evaluación de incertidumbres en los parámetros de calibración también deben formar parte de los esfuerzos de investigación en esta área.

Finalmente, sería recomendable mejorar la programación del TOPMODEL a fin de hacerlo más amigable e interactivo con el usuario; igualmente, es deseable ampliar la documentación técnica del modelo, así como la ayuda en línea.

## BIBLIOGRAFIA

- Baldoni M., Fuentes V. 1986. Modelo hidrológico de escurrimiento mensual usando el método del SCS. Universidad Católica Andrés Bello.
- Barreto W. 1992. Instrumentación de un algoritmo lluvia – escorrentía a nivel diario. Universidad Centroccidental Lisandro Alvarado. Escuela de Ingeniería Civil. 96 p.
- Beven, K. Editor. 1997. Distributed Hydrological Modelling. Applications of the TOPMODEL Concept. John Wiley & Sons.
- Beven, K. 2001. Rainfall – Runoff Modeling. The Primer. John Wiley & Sons, Ltd. 353 pag.
- Beven K. s/f. DTM9501 and GRIDATB: Digital Terrain Analysis. Centre for Research of Environmental System and Statistics. Lancaster University. 15 p.
- Beven K. et al. s/f. TOPMODEL. A Users Guide to The Distribution Version For DOS. Centre for Research of Environmental System and Statistics. Lancaster University. 24 p.
- Bonilla R., Rivera Z. 1987. Implementación del modelo de simulación paramétrica Soil Conservation Service. Universidad Centroccidental Lisandro Alvarado. Escuela de Ingeniería Civil.
- Clark C.O. 1945. Storage and unit hydrograph. Transaction of the American Society of Civil Engineers. Volumen 110.
- Crawford N., Linsley K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical Report 39. Department of Civil Engineering. Stanford University, CA.
- Dominguez M., Ventura E., Bautista O. s/f. Los sistemas de información geográfica y su utilización en la modelación hidrológica. Universidad Autónoma de Querétaro. Facultad de Ingeniería. División de Postgrado. 8 p.
- Felicísimo A. 1994. Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Universidad de Oviedo. Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio. 118 p.
- García, M. 1976. Estimación de escorrentía en cuencas pequeñas mediante un modelo de simulación hidrológica. Ministerio de Obras Públicas. Unidad Hidrográfica III. 167 p.

González, C. 1980. Modelo conceptual de simulación hidrológica mensual. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. Dirección General Sectorial de Planificación y Ordenación del Ambiente. 70 p.

ILRI. 1977. Principios a Aplicaciones del Drenaje. Tomo I: Materias Preliminares. International Institute for Land Reclamation and Improvement. 257 p.

López E., Granados R. s/f. Utilización de los sistemas de información geográfica para la gestión de los recursos hídricos. Departamento de Medio Ambiente. Sistemas de información geográfica. Madrid.

MARNR. 1991. Estudio Hidrológico del Río Yacambú en Paso Angostura. Dirección General Sectorial de Investigación y Conservación de Agua, Suelo y Vegetación. Dirección de Hidrología y Meteorología. 55 p.

Materón H., Jiménez H. 1986. Hidrología Básica III. Universidad del Valle. Facultad de Ingeniería. Departamento de Mecánica de Fluidos y Ciencias Térmicas. 158 p.

Nobrega L. 2002. Análise da incerteza causada pela representacao da precipitacao no modelo TOPMODEL. Universidad Federal de Río de Janeiro. 132 p.

Oré H. 1987. Implementación de un algoritmo para la estimación de la producción de sedimentos. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. Dirección General Sectorial de Planificación y Ordenación del Ambiente. 35 p.

Raadsma S, Schulze F. 1978. Diseño y manejo de los sistemas de drenaje. Sistemas de drenaje agrícola superficial. International Institute for Land Reclamation and Improvement. ILRI. Holanda. 546 p.

Ramirez J.; Vélez J. s/f. Estrategias para la estimación automática de direcciones de drenaje a partir de modelos digitales de terreno. XV Seminario Nacional de Hidráulica e hidrología. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín.

Ross C.N. 1921. The Calculation of flood discharge by the use of time contour plan isochrones. Transactions of the Institute of Engineers, Australia. Volumen 2.

Rossiter D, Rodríguez M s/f. Construcción de modelos digitales de terreno para la evaluación de tierras. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. 15 p.

Tarboton D. S/f. Spatial Fields in GIS and Hydrology. Utah State University

Vélez J. 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Universidad Politécnica de Valencia.

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.  
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente.

Vélez J. 2003. Apuntes del curso de “Modelación hidrológica distribuida en la gestión de los recursos hidráulicos”. Convenio UCLA – HIDROLARA.

**APENDICE 1**

**ARCHIVOS DEL MODELO PARA EL**

**EVENTO DEL 10 / 02 / 70**

## ARCHIVO DE DATOS DE LA CUENCA

**NOMBRE:** ya1010.DAT

YACAMBU

24 322.42

.00000 26.0

.00003 25.0

.00009 24.0

.00022 23.0

.00068 22.0

.00065 21.0

.00102 20.0

.00295 19.0

.00285 18.0

.00276 17.0

.00614 16.0

.00583 15.0

.00729 14.0

.01417 13.0

.01417 12.0

.02475 11.0

.06749 10.0

.08185 9.0

.19810 8.0

.19329 7.0

.19810 6.0

.16245 5.0

.01337 4.0

.00022 3.0

4

0.0 0.

0.2825 8500.

0.6843 17000.

1.0000 25500.

0.031 0.00400 0.04

1.00 1.0 4.0

0.040 0.0100 0.05

0.015 0.00 0.03

6600. 1500. 7200.

# ARCHIVO DE PRECIPITACIÓN, EVAPOTRANSPIRACIÓN Y ESCORRENTÍA OBSERVADA

**NOMBRE: E10027.PEQ**

24	1		
.0007700	.0001838	.0000447	
.0094300	.0001838	.0000447	
.0031000	.0001838	.0000558	
.0004000	.0001838	.0000670	
.0032000	.0001838	.0000893	
.0039000	.0001838	.0001340	
.0097000	.0001838	.0002233	
.0154000	.0001838	.0002791	
.0097000	.0001838	.0004466	
.0140000	.0001838	.0015632	
.0139000	.0001838	.0022108	
.0103000	.0001838	.0018981	
.0039000	.0001838	.0014515	
.0035000	.0001838	.0011166	
.0009000	.0001838	.0009491	
.0002000	.0001838	.0007816	
.0004000	.0001838	.0006699	
.0000000	.0001838	.0005807	
.0005000	.0001838	.0004913	
.0003000	.0001838	.0004020	
.0000000	.0001838	.0003573	
.0000000	.0001838	.0003126	
.0000000	.0001838	.0002903	
.0000000	.0001838	.0002680	

## **APENDICE 2**

**ARCHIVOS DEL MODELO A NIVEL DIARIO**

**PERÍODO 01 ENERO – 12 JULIO 1995**



## ARCHIVO DE DATOS DE LA CUENCA

**NOMBRE:** yaC100.DAT

YACAMBU

24 322.42

.00000 26.0

.00003 25.0

.00009 24.0

.00022 23.0

.00068 22.0

.00065 21.0

.00102 20.0

.00295 19.0

.00285 18.0

.00276 17.0

.00614 16.0

.00583 15.0

.00729 14.0

.01417 13.0

.01417 12.0

.02475 11.0

.06749 10.0

.08185 9.0

.19810 8.0

.19329 7.0

.19810 6.0

.16245 5.0

.01337 4.0

.00022 3.0

4

0.0 0.

0.2825 8500.

0.6843 17000.

1.0000 25500.

0.0018 0.0010 0.003

1.000 1.0 4.0

0.01 0.0100 0.05

-0.0002 -.0002 0.01

3600. 3600. 6000.

# ARCHIVO DE PRECIPITACIÓN, EVAPOTRANSPIRACIÓN Y ESCORRENTÍA OBSERVADA

**NOMBRE: YAMP60.PEQ**

193	24		
.0000005	.0001067	.0000481	
.0000010	.0001067	.0000453	
.0000005	.0001067	.0000453	
.0000005	.0001067	.0000403	
.0000010	.0001067	.0000428	
.0000000	.0001067	.0000403	
.0000010	.0001067	.0000380	
.0000005	.0001067	.0000380	
.0000010	.0001067	.0000380	
.0000000	.0001067	.0000356	
.0000005	.0001067	.0000315	
.0000000	.0001067	.0000315	
.0000000	.0001067	.0000315	
.0000599	.0001067	.0000356	
.0001110	.0001067	.0000428	
.0000212	.0001067	.0000403	
.0000000	.0001067	.0000403	
.0000319	.0001067	.0000380	
.0004322	.0001067	.0000403	
.0001307	.0001067	.0000481	
.0000005	.0001067	.0000509	
.0000035	.0001067	.0000428	
.0000000	.0001067	.0000380	
.0000000	.0001067	.0000380	
.0000000	.0001067	.0000380	
.0000010	.0001067	.0000380	
.0000000	.0001067	.0000356	
.0000000	.0001067	.0000335	
.0000000	.0001067	.0000356	
.0000000	.0001067	.0000356	
.0000000	.0001067	.0000403	
.0000000	.0001337	.0000335	
.0000000	.0001337	.0000380	
.0000015	.0001337	.0000403	
.0000010	.0001337	.0000380	
.0000010	.0001337	.0000356	
.0000005	.0001337	.0000356	
.0000000	.0001337	.0000356	
.0000000	.0001337	.0000295	
.0000005	.0001337	.0000335	
.0000053	.0001337	.0000356	
.0000053	.0001337	.0000315	
.0000000	.0001337	.0000335	
.0000000	.0001337	.0000335	
.0000000	.0001337	.0000335	

.0000000	.0001337	.0000335
.0000005	.0001337	.0000335
.0000000	.0001337	.0000356
.0000000	.0001337	.0000335
.0000000	.0001337	.0000335
.0000065	.0001337	.0000335
.0000073	.0001337	.0000335
.0000394	.0001337	.0000356
.0000018	.0001337	.0000335
.0000005	.0001337	.0000335
.0000159	.0001337	.0000335
.0000005	.0001337	.0000335
.0000005	.0001337	.0000335
.0000000	.0001337	.0000335
.0000000	.0001406	.0000335
.0001118	.0001406	.0000335
.0000146	.0001406	.0000356
.0000000	.0001406	.0000356
.0000000	.0001406	.0000335
.0000000	.0001406	.0000335
.0000000	.0001406	.0000315
.0000000	.0001406	.0000315
.0000000	.0001406	.0000315
.0000145	.0001406	.0000315
.0000594	.0001406	.0000315
.0002852	.0001406	.0000315
.0000227	.0001406	.0000356
.0000010	.0001406	.0000315
.0000099	.0001406	.0000315
.0000022	.0001406	.0000315
.0000005	.0001406	.0000315
.0000000	.0001406	.0000295
.0000045	.0001406	.0000295
.0005694	.0001406	.0000315
.0004707	.0001406	.0000759
.0002739	.0001406	.0000481
.0005329	.0001406	.0000603
.0000000	.0001406	.0000710
.0001024	.0001406	.0000509
.0000139	.0001406	.0000603
.0000000	.0001406	.0000481
.0000010	.0001406	.0000453
.0000066	.0001406	.0000428
.0000000	.0001406	.0000403
.0000000	.0001406	.0000380
.0000000	.0001112	.0000380
.0000000	.0001112	.0000356
.0000885	.0001112	.0000356
.0000000	.0001112	.0000335
.0000000	.0001112	.0000315
.0000489	.0001112	.0000295
.0000000	.0001112	.0000295
.0000005	.0001112	.0000295
.0000081	.0001112	.0000295

.0000023	.0001112	.0000315
.0000000	.0001112	.0000295
.0001077	.0001112	.0000295
.0011248	.0001112	.0000295
.0004659	.0001112	.0000873
.0001368	.0001112	.0000538
.0005479	.0001112	.0000780
.0003512	.0001112	.0000788
.0002853	.0001112	.0000571
.0000012	.0001112	.0000571
.0000321	.0001112	.0000428
.0000387	.0001112	.0000403
.0000752	.0001112	.0000356
.0001309	.0001112	.0000453
.0003690	.0001112	.0000481
.0003529	.0001112	.0000756
.0000721	.0001112	.0000571
.0000000	.0001112	.0000539
.0000005	.0001112	.0000453
.0000053	.0001112	.0000428
.0002409	.0001112	.0000428
.0000079	.0000731	.0000403
.0000205	.0000731	.0000380
.0002636	.0000731	.0000453
.0012814	.0000731	.0001533
.0000194	.0000731	.0000539
.0000000	.0000731	.0000380
.0000005	.0000731	.0000315
.0000000	.0000731	.0000277
.0000000	.0000731	.0000259
.0003658	.0000731	.0000315
.0001210	.0000731	.0000315
.0000027	.0000731	.0000277
.0000005	.0000731	.0000242
.0000005	.0000731	.0000242
.0000024	.0000731	.0000227
.0003668	.0000731	.0000315
.0000170	.0000731	.0000259
.0000000	.0000731	.0000242
.0000039	.0000731	.0000242
.0000297	.0000731	.0000227
.0000090	.0000731	.0000227
.0000000	.0000731	.0000227
.0008250	.0000731	.0000211
.0013748	.0000731	.0002912
.0009241	.0000731	.0002330
.0000000	.0000731	.0001417
.0004222	.0000731	.0001067
.0005473	.0000731	.0001379
.0004629	.0000731	.0002123
.0002294	.0000731	.0001233
.0000859	.0000731	.0001120
.0000816	.0000737	.0000920
.0003077	.0000737	.0000967

.0016132	.0000737	.0001417
.0004626	.0000737	.0004235
.0001366	.0000737	.0002482
.0000190	.0000737	.0002133
.0007224	.0000737	.0002767
.0006864	.0000737	.0002805
.0009574	.0000737	.0003786
.0000662	.0000737	.0002775
.0000145	.0000737	.0002340
.0008528	.0000737	.0002411
.0003573	.0000737	.0002627
.0000273	.0000737	.0002271
.0000005	.0000737	.0002066
.0008174	.0000737	.0002066
.0003741	.0000737	.0002701
.0010574	.0000737	.0002701
.0002108	.0000737	.0004056
.0004865	.0000737	.0003001
.0005629	.0000737	.0003676
.0010986	.0000737	.0003001
.0006738	.0000737	.0006780
.0000000	.0000737	.0004200
.0000000	.0000737	.0003155
.0000116	.0000737	.0002849
.0001564	.0000737	.0002555
.0004291	.0000737	.0002482
.0000223	.0000737	.0002066
.0004350	.0000737	.0002202
.0001471	.0000947	.0001999
.0006921	.0000947	.0001933
.0006658	.0000947	.0002411
.0006567	.0000947	.0002712
.0008947	.0000947	.0003724
.0014078	.0000947	.0005734
.0006464	.0000947	.0005610
.0001098	.0000947	.0004858
.0007067	.0000947	.0004496
.0001685	.0000947	.0004050
.0000032	.0000947	.0003392
.0000094	.0000947	.0003155